



Laboratoire de Géologie
Minéralogie - Pétrophysique
& Tectonique

UNIVERSITÉ DE OUAGADOUGOU

UNIVERSITE DE OUAGADOUGOU
Unité de Formation et de Recherche
Sciences de la Vie et de la Terre
UFR/SVT

Département de GEOLOGIE

Pour l'obtention du
Grade de Docteur en Géologie
Sciences Appliquées de la Terre, de l'Eau et des Sols
THESE - S.A.T.E.S
Option : Ressources Minérales/*Pétrologie-Métallogénie*

**LE GITE D'AMAS SULFURE DE TIEBELE (BURKINA FASO-
AFRIQUE DE L'OUEST)**
FACIES LITHOLOGIQUES, STRUCTURES ET MINERALISATIONS

Présentée par
Hermann ILBOUDO
Maître ès Sciences Géologiques
Diplômé d'Etudes Approfondies (DEA-S.A.T.E.S)

Le 13 Février 2010 devant le Jury composé de :

Président :

Pr. Papa Malick NGOM

Université Cheick Anta Diop de Dakar, Sénégal

Membres :

Pr. Urbain WENMENGA

Université de Ouagadougou

Pr. Martin LOMPO

Université de Ouagadougou, Directeur de Thèse

Dr. Séta NABA

Université de Ouagadougou

Dr. Salif NAPON

Benzu Resources Limited, Afrique du Sud

Remerciements

Ce mémoire de Thèse est le fruit de quatre années de recherches pleines d'obstacles et d'épreuves. Pour venir à bout de cet exercice laborieux, de nombreuses personnes ont consacré de leur temps et de leur cœur. Il me plait de dire Merci :

Au Pr. Martin LOMPO. En tant que Directeur de Thèse, vous m'avez soutenu, encadré, encouragé et trouvé des bourses d'études malgré vos occupations multiples. C'est également grâce à vous que ce premier fruit d'études doctorales a mûri au département de géologie de l'Université de Ouagadougou. Grandement Merci !

Au Pr. Urbain WENMENGA. De la conception du sujet à la finition, vous y avez grandement contribué. Les mots me manquent pour vous témoigner ma gratitude. Dieu vous le rende au centuple !

Au Pr. Papa Malick NGOM de l'Université Cheick Anta Diop de Dakar, Merci d'avoir accepté de présider la soutenance et de juger ce travail.

Au Dr. Salif NAPON pour les conseils et pour m'avoir fourni toute la documentation relative au gîte d'amas sulfuré de Tiébébé. Depuis Johannesburg et en dépit de votre programme très chargé, vous ne cessiez de me soutenir. Merci pour votre participation au Jury.

Au Dr. Sèta NABA. J'ai bénéficié de vos enseignements. Votre rigueur dans le travail m'a été d'un apport favorable. Aujourd'hui vous êtes pour moi un grand frère. Merci d'avoir accepté de juger ce travail.

Au Pr. Alain BERNARD de l'Université Libre de Bruxelles (Solbosch)/Belgique pour son aide dans la détermination et la caractérisation de certains minéraux sulfurés. Merci pour votre accueil au Laboratoire de Géochimie et de Minéralogie Appliquée.

Au Pr. Pierre P. GOOSSENS, de L'Université de Liège/Belgique, Directeur Général et Fondateur de BUGECO (Bureau of geological consultancy S.A). Vous m'avez abreuvé de connaissances économique-géologiques à la Hulpe. Merci pour vos conseils !

Au Dr. Nicolas KAGAMBEGA pour vos différentes remarques et contributions lors de la rédaction de ce mémoire.

A "papa" Ouindélassida François OUEDRAOGO pour ses conseils.

Aux Drs André Philippe MOMO, Ousmane BAMBA, Mariette MINOUGOU, Suzanne YAMEOGO qui m'ont fait bénéficier de leur savoir et leur savoir-faire à travers des enseignements et des conseils.

Au Dr. Morou François OUEDRAOGO, Chef Géologue à Ampella Mining qui m'a permis d'étudier les carottes de sondages et à Adama BARRY de "Nantou Mining" pour la documentation sur les amas sulfurés.

Aux amis du laboratoire (TRAORE Abraham S., Ada N., Stéphane G., Hubert Z., Ghislain N., Amara «Fabio », Rokia Zerbo N., & Cécile B.), et à Magan DAO, Merci pour vos soutiens et vos encouragements. Je me souviens encore des « perfusions biérales ».

Au Directeur du BUMIGEB, M. Pascal DIENDERE et son personnel administratif et technique pour la logistique, la préparation des poudres de géochimie, la réalisation des lames minces, de surfaces polies...

Aux M. Isssouf OUEDRAOGO, Bangraogo Emile KABORE, Seye KOTE, Souleymane MIHIN et Stéphane pour la documentation et les encouragements.

A M. Mathieu Justin BADOLO “Lord BMJ”, Merci pour ton soutien financier et moral depuis ma première année à l’Université. Puisse Dieu te combler au-delà de tes attentes !

Au Dr. KAMBOU/Traoré Maminata du service d’ophtalmologie. Merci “Maman” pour le traitement à titre gracieux dont j’ai bénéficié pendant la rédaction de cette thèse.

A M. et Mme DOMBOUE depuis Pissy, pour les encouragements. Merci Tanty pour le “tô” toujours bien fait. A toi Nicole “Nicou” ! Merci pour ta complicité. Je n’oublie pas ta sœur Clémence.

A la famille OUEDRAOGO à la Patte d’Oie et à toi Inoussa “Inos”, Merci pour les différentes impressions à titre gracieux.

A Seydou TOURE, Colette KONKOBO, Jean-Roger KABORE, Moussa SINARE, Mathieu NANEMA, ITOUA Alice, Ignace DABONE, Igor OUEDRAOGO, Mamadou SANOU et à tous mes promotionnaires. Merci pour ce que vous avez fait, ce travail est aussi le vôtre. Qu’il soit à la hauteur de vos attentes !

Je n’oublie pas Moumouni SAWADOGO “Moumday”, Ingénieur des NTIC. De près ou de loin, tu as été d’un soutien inestimable dans la finition de cette thèse.

A la famille COMPAORE à Tampouy et aux enfants : Aimé, Hélène, Adèle. Merci à toi aujourd’hui Mme OUEDRAOGO Hélène, pour ta grande complicité dans l’acquisition des documents.

A la famille ADA à Tiébébé/Mantiongogo pour son hospitalité lors des mes sorties de terrain. Particulièrement à toi Abel, Merci de n’avoir ménagé d’effort pour me conduire, à moto, au cours des longues traversées, en pleine saison hivernale, et ce malgré ton état de santé souvent fragile. Puisse Dieu vous bénir et vous combler !

Enfin, je dis Merci aux membres de ma famille depuis la Côte d’Ivoire/Tiassalé, à Pô et à Ouagadougou (*Laurent, Christine, Christophe, Christian, Dominique, Alain et Clarisse*), qui pour d’autres sans rien comprendre à ces longues années d’études, restaient néanmoins sensibles à toutes mes préoccupations. A toi Laurent “Lamasse”, en tant qu’aîné et pour tout ce que tu as fait pour moi, ce travail te revient de droit !

A tous je dis Merci et que Dieu rende à chacun et à chacune le centuple de ses bienfaits !

À mon père, feu ILBOUDO Pélèga Justin. Tu aurais voulu voir ce jour, mais le destin en a décidé autrement ; repose en paix !

À ma mère, veuve ILBOUDO/Kientega Zouspoko Odile qui a su digérer mais difficilement le caractère incessant de mes études, C'est pour devenir quici ? (pour reprendre ses termes). Merci pour tes nombreuses bénédictions

SOMMAIRE

Remerciements

RESUME

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE I – INTRODUCTION SUR LES AMAS SULFURES

I-Définition et typologie des amas sulfurés	7
1-Types VMS	10
2-Types SEDEX.....	12
II-Mode de gisement des amas sulfurés et altérations	13
1-Mode de gisement.....	13
2-Altérations.....	16
III-Gîtes à sulfures massifs d’Afrique de l’Ouest	18
IV-Gîtes à sulfures massifs du Burkina Faso	20
1- Le socle Paléoprotérozoïque.....	20
2- La couverture sédimentaire néoprotérozoïque à paléozoïque.....	28
V-Gîte à sulfures massifs de Tiébélé	28
1- Travaux antérieurs	28
2- But et objectifs de l’étude	34

CHAPITRE II – FACIES LITHOLOGIQUES DE LA REGION DE TIEBELE

I-Cadre géologique régional	37
1-Les ceintures de roches vertes	38
2- Les granitoïdes	38
II-Formations géologiques du Gîte de Tiébélé	39
1-Ensembles volcano-plutoniques et sédimentaires	42
2- Granitoïdes	63
III-Associations minérales et évolution du métamorphisme	67
1-Associations minérales du métamorphisme local (Amphibolite).....	67
2-Associations minérales du métamorphisme général (faciès des schistes verts)	67
3-Associations minérales d’origine hydrothermale (hydrothermalisme).....	67
IV-Discussions et conclusion sur les faciès lithologiques	69

CHAPITRE III – GEOCHIMIE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

I-Géochimie des ensembles lithologiques	73
1-La série volcano-plutonique	73
2- Les granitoïdes	84
II-Discussions sur le contexte géodynamique	85

CHAPITRE IV – STRUCTURES TECTONIQUES DE LA REGION DE TIEBELE

I-Structures régionales	90
II-Données de terrain	92
III-Microstructures	94
1-Dans les méta-volcanites	94
2-Dans les méta-sédiments.....	97
3-Dans les intrusions basiques.....	98
4-Dans les granitoïdes.....	98
IV-Discussions et conclusion pour une évolution structurale	99
1-La déformation D ₁	99
2-La déformation D ₂	99
3-La déformation D ₃	99
4-La déformation D ₄	99

CHAPITRE V – ASSOCIATIONS METALLIFERES DU GITE DE TIEBELE

I- Indice de métaux de base de Koubongo	104
1-Associations métallifères	105
2-Métallogenèse	107
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	108
4-Relation entre Minéralisation et Altération	108
II- Indice de métaux de base de Nabénia	109
1-Associations métallifères	110
2-Métallogenèse	113
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	113
4-Relation entre Minéralisation et Altération	114
III- Indice de métaux de base de Loubel.....	114
1- Associations métallifères	114
2-Métallogenèse	118
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	118
4-Relation entre Minéralisation et Altération	118
IV- Discussions et conclusion sur les associations paragénetiques du Gite.....	119

CHAPITRE VI – DISCUSSIONS ET CONCLUSION SUR LA GEOMETRIE DU GITE DE TIEBELE

I-Caractéristiques fondamentales des indices de Tiébélé	126
1-L'environnement géologique	126
2-La tectonique	126
3-Les altérations	126
II-Facteurs de contrôle des minéralisations sulfurées	130
1-Contrôle lithologique.....	130
2-Contrôle structural	130
3-Les minéralisations de Tiébélé : un exemple de Sulfures Massifs Volcanogènes	130
III-Géométrie du gite de Tiébélé	132
1-Mise en place de la minéralisation	132
2-Déformation actuelle des minéralisations	133
IV-Corrélation avec le gisement de Perkoa.....	134
1-Traits de ressemblance	134
2-Différences	134
V-Apports, Insuffisances et Perspectives de recherche	136
VI-Possible existence d'autres VMS et de métaux de base au Burkina Faso	137
VII-Possible similitude avec d'autres types connus dans le monde	140
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	142
ANNEXE.....	159

Résumé

Le gîte d'amas sulfurés (Zn-Pb-Cu) de Tiébélé situé au Sud du Burkina Faso présente un contexte géologique associant des méta-laves ± clastiques de nature variée (basique prépondérante, intermédiaire à acide), des méta-sédiments chimiques, pélitiques ou graphiteux avec ou sans manganèse. Ces formations sont recoupées par des intrusions de gabbro-diorites, sous forme de massifs isolés ou de dykes. Méta-laves, méta-sédiments et intrusions diverses forment le complexe méta-volcano-plutono-sédimentaire, limité par deux générations de granitoïdes dont la plus importante est le massif granitique sub-circulaire de Tiébélé, en position centrale et responsable de la structuration interne de la ceinture. Le métamorphisme associé varie du faciès amphibolite localisé (présence locale d'amphibolite et de cornéenne à grenat type almandin manganésifère) au faciès schiste vert généralisé, surimposé par un métamorphisme hydrothermal à chlorite - carbonate ± trémolite ± talc - épidote - quartz dans les faciès basiques à neutres, et à quartz - micas blanc - calcite dans les faciès acides et dans les sédiments. Les données géochimiques suggèrent l'existence de trois séries magmatiques, calco-alkaline, tholéiitique et des ultrabasites rapportées à un contexte de type MORB (Basalte des rides médio-océaniques) ou OIB (Basalte des océans islandais) du volcanisme basique de la région, mais les écarte des basaltes intraplaques.

L'étude structurale met en évidence quatre phases de déformation : D₁ marquée par une déformation précoce semi-ductile soulignée par une schistosité de flux (S₁) ; D₂ qui surimpose la D₁ et qui s'exprime à travers des plissements syn-schisteux avec une schistosité (S₂) de plan axial; D₃ caractérisée par des failles ductiles orientées ENE-WSW à NE-SW ; et enfin D₄ représentée par des fractures tardives orientées NW-SE qui se confondent parfois à la direction des dykes doléritiques cartographiés à l'échelle régionale.

Du point de vue métallogénique, les associations paragenétiques globales à sphalérite - pyrite - galène - pyrrhotite - chalcopryrite ± magnétite ± bornite permettent de corréler les trois prospectus étudiés (Koubongo-Nabénia-Loubel). La minéralisation à sphalérite - galène - pyrite - chalcopryrite ± bornite est présente dans un niveau supérieur le plus souvent encaissé dans des méta-sédiments graphiteux ou chertoux et dans un niveau inférieur à sphalérite - pyrrhotite - pyrite ± chalcopryrite encaissé dans des méta-volcanites ou méta-volcano-clastites acides de composition rhyolitique à dacitique et des talc-schistes. Cette minéralisation dont l'encaissant rhyolitique est daté 2156±9Ma, rattaché au type Sulfure Massif Volcanogène (SMV) est stratiforme et d'origine hydrothermale. Les concentrations minérales ont évolué en trois phases : (i) une première phase lithologiquement contrôlée par des méta-volcanites/volcano-clastites acides, associant des unités basiques ; (ii) une deuxième phase lithologiquement contrôlée par des méta-sédiments graphiteux à clastes hétérogènes et enfin ; (iii) une troisième phase essentiellement contrôlée par les structures tectoniques.

Mots clés : *Afrique de l'Ouest, Burkina Faso, Tiébélé, SMV, Paléoprotérozoïque, Birimien, Roches vertes, Altération hydrothermale, Déformation.*

***Tiebele Massive Sulfide Deposit (Burkina Faso-West Africa):
Lithologic facies, Structures and Mineralizations***

Extended Abstract

Tiebele (Zn-Pb-Cu) massive sulfide occurrence is located in the southern part of Burkina Faso. The local geological setting includes more or less clastic meta-lavas (basic dominant, intermediate to acid composition), chemical meta-sediments, pelitics or graphitic±manganese. These formations are intruded by several intrusives (gabbro-diorite) with lenticular or dyke shape. Two generations of granitoid occur and the most important is the Tiebele pluton in central position and responsible of the deformation (curvature) of the belt. The degree of metamorphism reaches locally amphibolite facies, and the regional green schist facies appears surimposed by hydrothermal alteration implying chlorite-carbonate±tremolite±talc-epidote-quartz in mafic to neutral formations, and quartz-white mica-calcite in acid and sediment rocks. Geochemical datas show three magmatic series: calc-alkaline, tholeiitic and komatiitic/ultrabasite bring back to Midle Oceanic Ridge Basalt (MORB) or Oceanic Island Basalt (OIB) for the Tiebele volcanism activity and separate them from those of within plate basalt.

Structural survey shows four major phases of deformation: (i) D₁ is ductile and is outlined by S₁ foliation and syn-metamorphic mineral in green schist facies. (ii) D₂, which surimpose D₁, is expressed by disharmonic folding with variable amplitude. Near the Tiebele dome, the deformation is intense with presence of S₂ axial plan foliation often confused to S₁. (iii) D₃ is semi-ductile fault trending ENE-WSW to NE-SW; and finally, (iv) D₄ represents late NW-SE shears, which are sometimes parallel to dolerite trends mapped at regional scale.

For metallogenic investigations, three prospects (Koubongo-Nabenia-Loubel) exclusively located in the greenstone belts have been studied. Some indicators such as “gossan” reveal the presence of buried sulfides in this region. Microscope analysis shows a broad paragenesis association including sphalerite – pyrite - galena – pyrrhotite – chalcopyrite ± magnetite ± bornite. This association allows putting together the three prospects (Koubongo-Nabenia-Loubel). Mineralization appears in two layers: (i) an upper layer with sphalerite - galena – pyrite – chalcopyrite ± bornite hosted by graphitic to cherty meta-sediments and; (ii) a lower layer implying sphalerite - galena – pyrrhotite – pyrite ± chalcopyrite hosted by acid volcanic/volcano-clastic and hydrothermalite (talc-schiste). Between the two layers and also in the footwall, occurs a stockwork. Hydrothermal minerals related to mineralized zone are quartz-sericite-white micas±chlorite in acid volcano-clastics; quartz-white micas in meta-sediment and Mg-Fe chlorite – tremolite – talc – calcite ± dolomite in meta-basic occurrences. At Tiebele area, according to: (i) geological setting; (ii) bimodal volcanism associated shale; (iii) the probable implication of sub-volcanic intrusions (microgabbro) in the vicinity of the mineralization; (iv) the presence of stockwork between the two layers and also in the footwall at Koubongo and at Nabenia; (v) the high hydrothermal alteration associated to mineralized zone and finally; (vi) the spatial organization of mineralized zones, we argue that this occurrence ~2156±9My is stratiform, hydrothermal origin, relevant to a

Volcanogenic Massive Sulfide (VMS). Mineral concentrations took place in three stages: (i) the first is controlled by volcano-clastics; (ii) the second is controlled by graphitic meta-sediment and; (iii) the third is essentially structural with intersection of D₄ and D₃ at Nabenia, which should explain the high metal content at Nabenia compared to Koubongo and Loubel. On the other hand, mineralogical assemblages implying alteration mineral are the same at Koubongo and Nabenia compared to Loubel, where major amount of garnet (almandine manganoan)-biotite-hornblende characterize relatively high grade in hornfels. The Tiebele granite emplacement between greenstone belts in one hand and within TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) in other hand disturbed, and provoke fragmentations of anomalies, which are disposed at the edge of the pluton as lenticular shape.

Key words: *West Africa, Burkina Faso, Tiebele, VMS, Paleoproterozoic, Birimian, Green stone belts, Hydrothermal alteration, Deformation.*

INTRODUCTION GENERALE
Craton Ouest Africain – Dorsale de Léo – Burkina Faso

Le contexte géologique global du Burkina Faso s'intègre dans sa quasi-totalité, dans celui du domaine Baoulé-Mossi de la dorsale de Léo, laquelle dorsale occupe la partie méridionale du Craton Ouest-africain (Fig. 1a). Dans ce pays (Fig. 1b), le socle Paléoprotérozoïque d'après Castaing et al. (2003) couvre la période de 2238 à 1819 Ma et occupe environ 80% de la superficie du territoire. Il est constitué de granitoïdes de plusieurs générations (Naba, 1999, 2007 ; Castaing et al., 2003 ; Kagambèga, 2005) et de ceintures de roches vertes dont l'antériorité par rapport aux granitoïdes est désormais établie (Lompo, 1995 ; Lompo, 2001 ; Castaing et al., 2003, Naba et al., 2004). Enfin, ce socle est limité au Nord et à l'Ouest par une portion du bassin de Taoudenni de nature grésocarbonatée et à l'Est par le bassin des Volta (Fig. 1a et 1b) d'âge néoprotérozoïque à cambro-ordovicien.

Si l'on vient à considérer le Burkina Faso comme une province aurifère (Castaing et al., 2003), c'est en effet le résultat de nombreux travaux géologiques et de recherches minières entrepris par le Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB), soutenus par des études scientifiques (Gamsonré, 1970 ; Sondo, 1986 ; Nikiéma, 1992 ; Sanogo, 1993 ; Bamba, 1996 et bien d'autres) et enfin promus par les compagnies minières (on compte plus d'une centaine de compagnies à ce jour). Ces études ont ciblé les ceintures de roches vertes birimiennes d'âge paléoprotérozoïque, contexte privilégié de concentration de métaux précieux et de métaux de base (Fig. 1). En outre, les amas sulfurés qui intègrent ces dernières minéralisations s'expriment en général sous forme de concentrations ou d'accumulations polymétalliques (Cu±Pb±Zn±Ag±Au...). Leur gisement dans des contextes lithologiques à dominance volcanique leur a valu la dénomination de Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) repartis en fonction du contexte spécifique aux environnements minéralisés, en mafique, bimodal mafique, mafique siliciclastique, bimodal felsique, bimodal siliciclastique selon la classification synthétique de Barrie et Hannington (1999). Le mieux connu est le type Kuroko au Japon (Beaudoin, 2006). Au Burkina Faso, le type le mieux connu à ce jour est le gisement d'amas sulfuré Zn-Ag de Perkoa. Ce dernier en phase d'exploitation est localisé dans le centre Ouest du pays et occupe la partie médiane de la grande ceinture Boromo-Goren (500km/15km) (Fig. 1). C'est une minéralisation stratiforme d'origine hydrothermale encaissée dans des unités volcaniques et volcano-sédimentaires (Napon, 1988). En revanche, lorsque l'encaissant est à dominance sédimentaire, on a le type SEDEX (sédimentaire exhalatif) pour citer le cas de Sullivan au Canada, de Broken Hill en Australie. Ce dernier n'est pas un SEDEX ordinaire car il se trouve dans des terrains anciens très métamorphiques. On le qualifie alors de BHT (Broken Hill Type).

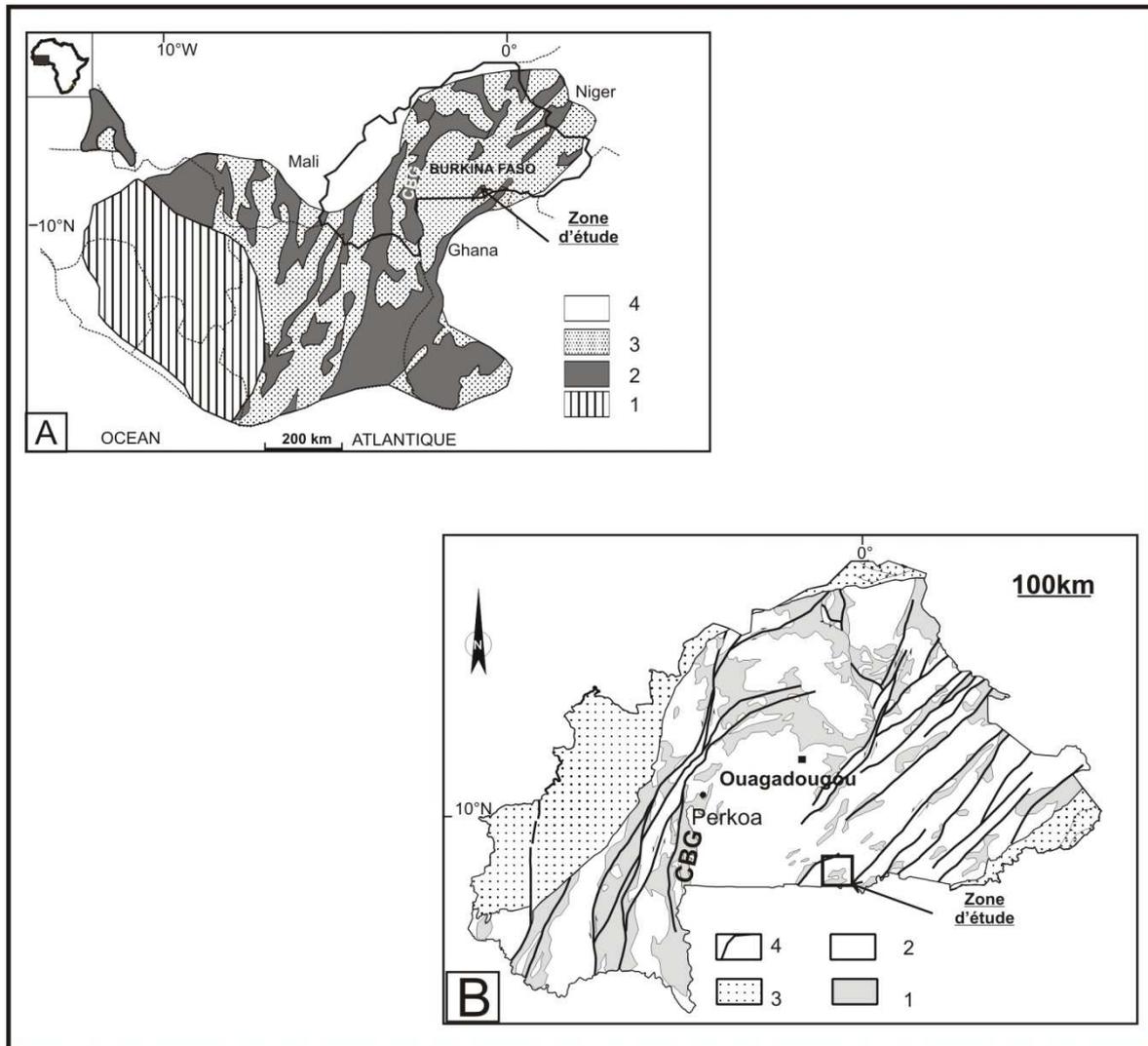


Figure 1 : **A :** *Dorsale de Léo.* 1 : Archéen. 2 : Ceintures de roches vertes. 3 Granitoïdes divers. 4 : Couverture sédimentaire (Bessoles, 1977). **B :** *Carte géologique simplifiée du Burkina Faso :* 1 Ceintures de roches vertes paléoprotérozoïques/birimiens. 2 : Granitoïdes paléoprotérozoïques. 3 : Couverture sédimentaire. 4 : Cisaillements majeurs (Hottin et Ouédraogo, 1975 ; Castaing et al., 2003). CBG : Ceinture Boromo-Goren.

Aujourd'hui, deux décennies après la définition de la minéralisation de Perkoa, une minéralisation de ce type, mais avec une certaines particularités, vient d'être décrite dans la région de Tiébéle dans le Sud du Burkina Faso. La minéralisation est contenue d'une part, dans une série de roches méta-volcaniques/méta-volcanoclastiques de composition acide associant des unités basiques talcifiées, et d'autre part, dans des roches méta-sédimentaires. Aussi, au regard des données de synthèse sur les minéralisations sulfurées, il s'avère que le socle paléoprotérozoïque du Burkina Faso présente des indices sérieux pour la recherche et la valorisation des amas sulfurés et des métaux de base (Cu-Pb-Zn...) dans des contextes aussi bien granitoïdiques (Castaing et al., 2003 ; Ilboudo et Wenmenga, 2009) que volcano-

sédimentaires. La confirmation de cette hypothèse requiert des travaux complémentaires et méthodiques.

Ainsi, le gîte d'amas sulfuré de Tiébélé, objet de ce présent mémoire de thèse a fait l'objet d'une étude détaillée dont l'organisation sous forme de chapitre se présente comme suit :

Le Chapitre I qui est une introduction, fait la synthèse des amas sulfurés dans leurs différents contextes.

Le Chapitre II est consacré à l'étude pétrologique et minéralogique des ensembles lithologiques de la région de Tiébélé.

Le Chapitre III est entièrement consacré à la caractérisation géochimique et au contexte géodynamique du volcanisme basique de la région de Tiébélé.

Le Chapitre IV est une contribution à la connaissance des événements tectoniques de ce gîte. Il a permis de dégager les phases de déformation dont certaines sont susceptibles de contrôler la concentration en métaux.

Le Chapitre V est une approche métallogénique. Il tient compte des associations métallifères et/ou paragenèses métallifères des différents indices de métaux de base de la région de Tiébélé.

Enfin, le Chapitre VI fait la synthèse des apports de cette étude, des contributions et discute des processus et du mode de mise en place des minéralisations sulfuro-aurifères décrites dans la région.

Toutes ces investigations ont donné lieu à une publication extraite de cette thèse dans le *Journal des Sciences de Dakar*, et dans la même lancée à une deuxième publication dans le *Bulletin de l'Institut des Sciences de Rabat* au Maroc.

INTRODUCTION SUR LES AMAS SULFURES

Typologie - Contexte géologique - Mode de gisement - Altérations

SOMMAIRE

I-Définition et typologie des amas sulfurés	7
1-Types VMS	10
2-Types SEDEX.....	12
II-Mode de gisement des amas sulfurés et altérations	13
1-Mode de gisement.....	13
2-Altérations.....	16
III-Gîtes à sulfures massifs d’Afrique de l’Ouest	18
IV-Gîtes à sulfures massifs du Burkina Faso	20
1- Le socle Paléoprotérozoïque.....	20
2- La couverture sédimentaire Néoprotérozoïque a Paléozoïque.....	28
V-Gîte à sulfures massifs de Tiébélé.....	28
1- Travaux antérieurs	28
1.1-Travaux de prospection.....	28
1.2-Prospection géochimique.....	29
1.3-Prospection géophysique.....	31
1.4-Les tranchées.....	33
1.5-Les sondages	33
1.6-Contexte géologique du gîte	33
2- But et objectifs de l’étude	34

I- DÉFINITION ET TYPOLOGIE DES AMAS SULFURES

Ward (1966) définit les corps de minerai sulfurés comme une “masse unique” d’au moins 1000 pieds carrés (1p~0,3m), contenant 50-80% pour volume de minéraux métalliques.

Les sulfures massifs et particulièrement les Sulfures Massifs Volcanogènes/Volcanogenic Massive Sulfide (SMV/VMS) sont mis en place par accumulation de minéraux sulfurés en général stratiformes par voies hydrothermales en interaction avec l’eau de mer (Oftedahl, 1958 ; Franklin, 1986 ; Barrie et Hannington, 1997, Beaudoin, 2006). Ces amas sont représentés par le Cu, Zn, Pb, Au, plus ou moins associés aux minéraux argentifères, avec le Co, Sn, Ba, S, Se, Mn, Cd, In, Te, Ga et Ge, comme sous produits. C’est surtout l’assemblage Cu-Pb-Zn et de son encaissant à dominance volcanique, principal facteur de définition des VMS, qui les différencie des sulfures massifs encaissés dans les roches sédimentaires c’est-à-dire sédiments exhalatifs (SEDEX) et bien d’autres concentrations de type sulfures massifs. En revanche, les VMS et les SEDEX sont les mieux explorés surtout pour leur intérêt économique. En effet, si l’origine (hydrothermale ou exhalative) de ces minéralisations a suscité des débats (Pouit, 1984), notons par ailleurs que la grande variabilité des lithofaciès, la nature des réservoirs et du cadre géotectonique ont constitué l’une des discordes. En effet, les premiers critères de classification prenaient en compte le contenu métal (Hutchinson, 1973 ; Solomon, 1976 ; Franklin et al., 1981 ; Large, 1992), le contexte ou cadre tectonique (Sawkins, 1976 ; Hutchinson, 1980), la structure de la roche hôte (Morton et Franklin, 1987 ; Gibson et al., 1990) (*in Barrie et Hannington (1997)*), la lithologie de la roche hôte (Sangster et Scott, 1976). Certes, bien qu’apparemment détaillée, cette classification montre des insuffisances, se heurtant pour ainsi dire aux préoccupations prenant en compte la composition de la roche (hôte ?) qui, pour Franklin et al. (1981), doit influencer le contenu métal des gisements de type VMS. C’est alors que sur la base de cette dernière et en associant les autres critères, Barrie et Hannington (1999) proposent la typologie suivante (Fig. I-1) :

- *Le type mafique* : il est défini par deux critères principaux à savoir la prépondérance des roches basiques (75%) et la rareté, voire l’absence des roches felsiques dans la succession lithostratigraphique. Il est rencontré surtout dans les terrains phanérozoïques mais aussi dans les rides océaniques. La genèse de ces roches peut être associée à un contexte ophiolitique (Galley et Koski, *in Barrie et Hannington 1999*). Enrichi en Cu et appauvri en Pb en comparaison à tous les autres types, il s’observe au Canada dans la province d’Abitibi.

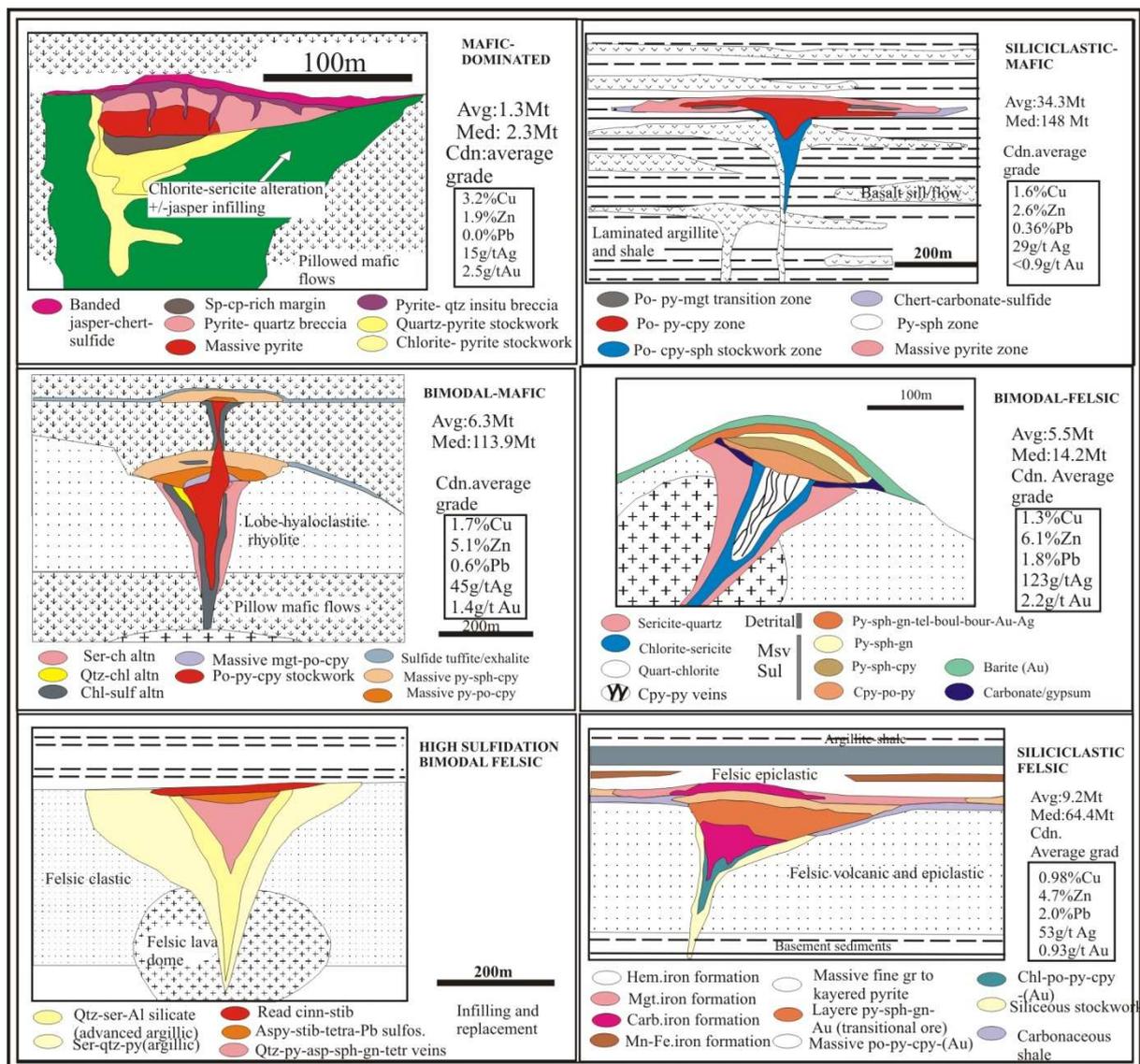


Figure I-1. Classification lithologique des gisements types VMS par Barrie et Hannington (1999), associant le type “ forte sulfidation ” qui est un sous-type du type bimodal felsique. NB : le type bimodal siliciclastique de par sa caractéristique pourrait s’assimiler au type felsique siliciclastique (In Galley et al., 1996).

- Le type bimodal mafique : pour 50% des roches basiques et 3% des roches felsiques dans la lithostratigraphie, il est prédominant dans l’archéen inférieur et le protérozoïque supérieur dans un contexte d’arc volcanique ou de rift volcanique primitif. Les exemples les plus classiques sont ceux du district de Noranda au Québec (Gibson et Watkinson, 1990). Ce type est caractérisé par une forte teneur en Cu.

- Le type mafique siliciclastique : ce sont les moins nombreux. Caractéristiques du mésoproterozoïque et du néoproterozoïque, on les trouve en surface à Besshi au Japon (Barrie

et Hannington, 1997), en Colombie, au Canada (Peter et Scott, 1999) ou au niveau des marges des rifts continentaux dans le bassin guyanais (Barrie et Hannington, 1997).

- *Le type bimodal felsique* est défini pour plus de 50% des roches volcaniques felsiques et moins de 15% des roches siliciclastiques. Il se dépose dans les terrains du même âge que le type précédent mais plus abondant dans le phanérozoïque dans des roches principalement calco-alcalines. Les exemples classiques sont ceux du gisement du miocène du district du Kuroko au Japon (Omoto et Skinner, 1983), du gisement de Roserbery du district du cambrien de Mount Read, à Tasmania (Green et al., 1983 ; Large, 1992). Ce type est caractérisé par une forte teneur en Zn et Ag mais contient communément de la barytine. L'enrichissement en Cu et Au dans les roches sources peut s'expliquer par une variété du magmatisme et des processus hydrothermaux. (Candela et Holand, 1986 ; Urrutia, 1987 ; Hedenquest et Lowenstern, 1994). L'amas sulfuré Zn-Ag de Perkoa au Burkina Faso sur la base du contenu métallifère pourrait s'inscrire dans ce type.

- *Le type bimodal siliciclastique* : il est fréquent dans le phanérozoïque notamment dans la ceinture pyriteuse Sud Ibérique du Portugal et de l'Espagne ou dans le camp Bathurst de la Nouvelle Brunswick, au Canada (Barrie et Hannington, 1997). Ce type représente de gros tonnages. En effet, la teneur en Cu est faible mais celle du Pb est la plus élevée des cinq types. Le pourcentage des volcanites est proportionnel aux siliciclastites mais les volcanites acides sont généralement plus abondants que les volcanites basiques dans la succession lithostratigraphique.

S'agissant des minéralisations de type SEDEX, elles sont économiques tantôt pour le plomb et le zinc, tantôt pour la barytine, avec parfois cuivre et argent dans des environnements sédimentaires (Klauer et Large, 1980 ; Large, 1980). Une zonalité métallique verticale est parfois développée avec $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ba$ vers le sommet ou latérale $Pb \rightarrow Zn \rightarrow Fe \rightarrow Ba \rightarrow Mn$. Ces minéralisations sont syngénétiques et s'expriment beaucoup plus au protérozoïque moyen, au dévonien et au cambrien. Leur extension est plus horizontale que verticale mais peut dépasser la dizaine de kilomètres. Tout comme les VMS, les SEDEX reposent (mais rarement) en discordance sur un stockwork de minéralisation filonienne et disséminée. Ils se forment dans des bassins "affamés" et les encaissants sont des shales noirs carbonatés, des carbonates avec parfois des évaporites, des argilites et des cherts, des roches clastiques gréseuses à silteuses. La présence de roches volcaniques parfois sous forme de sills

basiques représente une composante mineure. Les exemples les plus connus sont ceux du Canada, de l'Australie. La minéralogie consiste en des lits enrichis en sphalérite, galène, pyrite, pyrrhotite (commune dans les zones d'alimentation) et de rare chalcopryrite avec ou sans barytine. La magnétite est par contre plus distale.

En revanche, contrairement aux VMS, un problème se pose au niveau de la classification des gîtes sedex. Ce problème réside dans la résolution de la question à savoir si oui ou non le minerai était définitivement exhalé dans l'océan et si la source était de l'eau salée ou hyper salée et venait de sédiments au cours de la diagenèse. Dans la majorité des cas, les évènements tectono-métamorphiques notamment les failles chevauchantes perturbent la disposition des couches, bien que cela soit de moindre effet. Ainsi, la configuration originelle serait enregistrée dans la disposition du minerai. En tout état de cause, plusieurs gîtes plaident pour un modèle selon lequel la minéralisation serait formée tardivement par rapport à l'histoire du bassin et dans plusieurs cas, le système nourricier et la zonation métallique supportent les modèles exhalatifs.

1- Types VMS

Les exemples les plus connus sont au Canada, en Australie, en Europe, en Afrique du Nord et du Sud (Galley et al., 1996 ; Hannington et al., 1999 ; Barrie et Hannington, 1997 ; Lydon, 1984, Marcoux et al., 2008). Par exemple, le type Kidd Creek à Cu-Zn (Walker et Mannard, 1974) situé à Timmins, dans la province de l'Ontario, au Canada est un gisement développé dans une succession de roches volcaniques felsiques et perméables, des formations mafiques, des coulées de rhyolites massives et des épicrostites. Cet ensemble est recoupé par des intrusions gabbroïques en sills à des niveaux stratigraphiques variables. Ce dépôt consiste en trois lentilles principales associant des lentilles subordonnées (Fig. I-2). La minéralisation se présente sous forme de minerai hétérolithique fragmenté, de brèche à sphalérite, d'argilite à pyrite, de concentration de sphalérite, de pyrite massive, de minerai massif à pyrite et sphalérite, de minerai massif à sphalérite et pyrrhotite, de minerai massif à chalcopryrite, de zone à concentration de Cu, et enfin de bornite (Hannington et al., 1999).

Les districts de Skellefte en Suède et de Vihanti-Pyhäsalmi en Finlande sont reconnus pour leurs fortes teneurs en Cu, Pb, Zn, Ni avec Ag, Au comme sous produits. La géologie cependant, est dominée par des séquences supracrustales recoupées par des granitoïdes dans

un environnement dominé par une couche de roche felsique volcanique qui contient plus de 85 gisements de métaux de base pyritique (Allen et al., 1996). L'amas sulfuré polymétallique à Zn-Cu-Pb-Ag de Porte-aux-moines en France (BRGM, inédit) est interstratifié dans un horizon de shales et de siltites de couleur noire. Ces minéralisations de type amas sulfuré volcanogénique sont associées à des roches volcaniques acides et basiques.

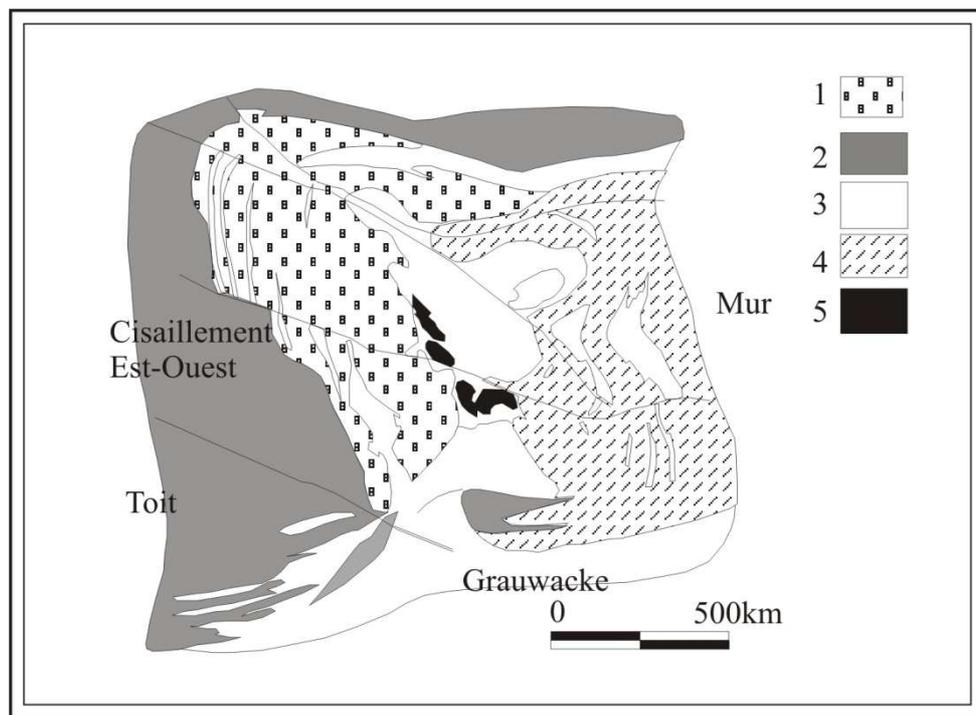


Figure I-2 : Carte géologique de la mine de Kidd Creek d'après Hannington et al. (1999)

1 : Diorite. 2 : Basalte. 3 : Rhyolite. 4 : Ultramafique. 5 : Minerai

L'Afrique du Sud (www.southafrica.info/overview/francais/mines.htm-12k) et du Nord (Schmidt, 1963 ; Bouladon, 1969 ; Orgeval et al., 1986 ; Bernard et al., 1988 ; Lazhar et Perthuisotv, 1995 ; Haimeur, 1988, 1997 ; Ben Aissi, 2005 ; Marcoux et al., 2008), bien que géographiquement opposées possèdent des zones à forte potentialité d'amas sulfurés et de métaux de base sur des socles respectivement paléoprotérozoïque et paléozoïque. Marcoux et al. (2008) présentent l'amas de Draa Sfar au Maroc comme un VMS dans des terrains hercyniens carbonatés à dominance rhyolitique, mais contenu dans une succession de niveaux enrichis en shale noir. C'est une minéralisation associant Zn-Pb-Cu spatialement organisée en deux corps principaux dont l'un est enrichi en Zn et l'autre en Zn-Cu. L'association métallifère comprend de la pyrrhotite d'origine primaire, qui est de loin la phase dominante (70-95% des sulfures), de la sphalérite, de la chalcopryrite et la galène comme phases

accessoires alors que la pyrite, l'arsénopyrite et le bismuth sont rares ou à l'état de traces. Pour Bernard et al. (1988), ces amas peuvent s'associer à des rhyolites, des kératophyres à quartz, d'émissions sous marines sanctionnées par un plutonisme basique ou encore pour Ben Aissi et al. (2005), à des volcanites et des volcanoclastites felsiques prépondérantes surmontées par des schistes calcareux.

2- Types SEDEX

On a ceux du Sullivan, du Type Mississippi Valley (MVT) au Canada, de Brocken Hill, de Mt Issa et Mc Arthur River en Australie qui sont d'âge protérozoïque moyen (Précambrien B, non encore défini au Burkina Faso), Pour le cas de Sullivan et de ses environs notamment à Star North et Stemwinder ce sont des minéralisations à Pb-Zn-Ag±Au d'origine hydrothermale dans un contexte de rift (Turner et al., 1995). Elles sont encaissées dans des sédiments de nature essentiellement argilitique, grauwackeuse, arénitique et gréseuse intensément altérée (Hagan, 1983). Enfin, ces unités sont recoupées par des sills gabbroïques.

Au Maroc, Haimeur (1997) présente l'amas sulfuré de Douar Lahjar (Fig. I-3) comme un gîte de type sedex encaissé dans des volcano-sédiments correspondant à l'aboutissement logique d'un cycle éruptif acide renfermant essentiellement des tufs et des laves intercalés des niveaux graphiteux. Les stockworks sous-jacents aux amas sont des roches silto-argileuses plus ou moins carbonatées autour des minéralisations sulfurées et apparaissent comme des imprégnations fissurales, transformées par recristallisation épimétamorphique (Bernard et al., 1988).

En Zambie (http://en.wikipedia.org/wiki/Sedimentary_exhalative_deposits) dans le copperbelt, la minéralisation se trouve à l'interface arkose-shale dans des séquences sédimentaires. Dans l'étendue botswanaise du super groupe damaran, la nature du sedex est confirmée par la présence de sédiments chimiques calcaires. Aussi, des gisements aurifères toujours dans ce site, pour citer celui de Nevada appartiennent à des séries stratiformes formées de chert ou spilite, lesquelles séries sont formées par des processus sedex dans des fonds marins.

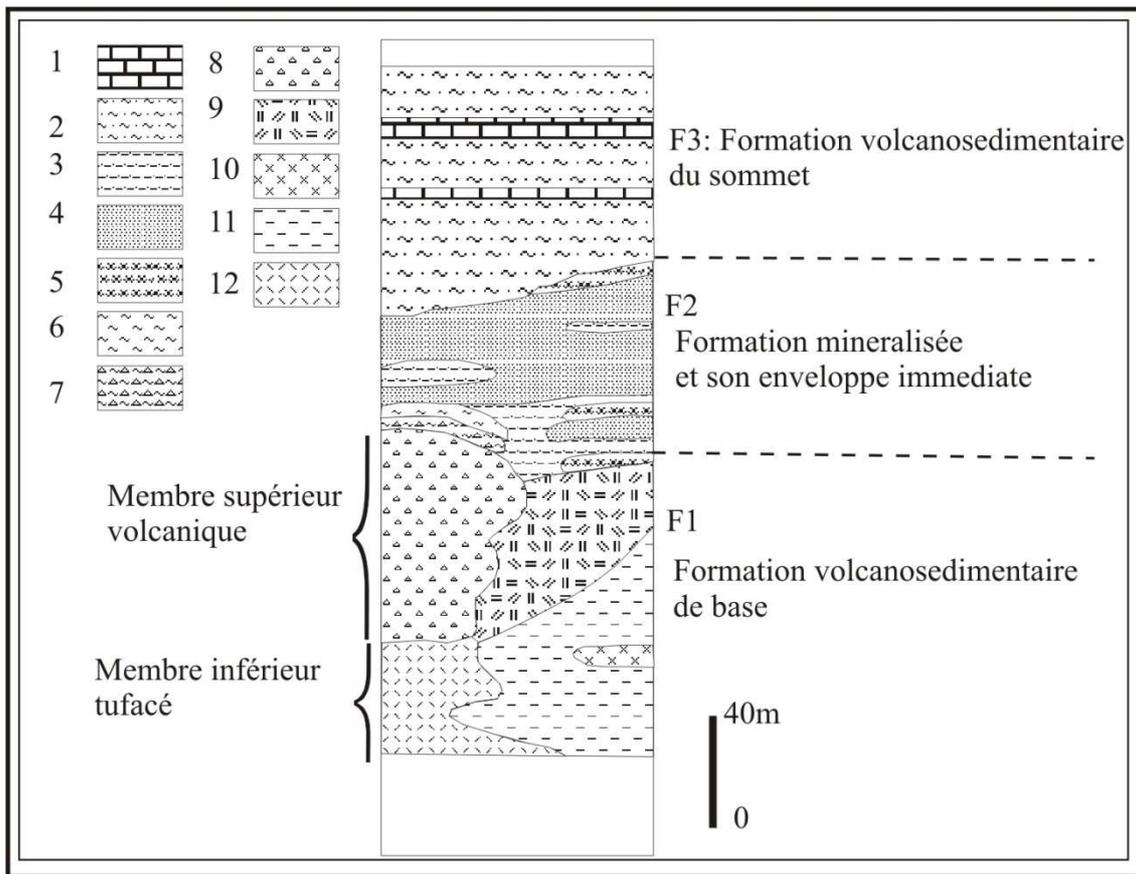


Figure I-3 : Colonne synthétique de la série volcanique de Douar Lahjar (Haimeur, 1988). 1 : Calcaire bioclastique à entroques. 2 : Siltite tufacée et grésopélimitique. 3 : Séricitite et chloritite. 4 : Minerai massif rubané. 5 : Coulée à texture perlitique. 6 : Tuf à texture vitroclastique. 7 : Coulée de tuf à texture flammée. 8 : Brèche volcanique. 9 : Tuf supérieur. 10 : Lave porphyrique fluidale. 11 : Tuffite inférieure (ou tuf cendreux) ou chloritites. 12 : Tuf pyroclastique inférieur.

II- MODE DE GISEMENT DES AMAS SULFURES ET ALTERATIONS

1- Mode de gisement

Indépendamment de la typologie et du contexte géologique combien varié des minéralisations type “amas sulfurés”, leur géométrie semble établie et décrite (Leistel et al., 1993 ; Hannington et al., 1999) à savoir qu’un stockwork discordant passe vers le haut, plus ou moins progressivement à des sulfures massifs stratiformes. Le stockwork matérialise la zone de circulation des fluides minéralisés qui vont alimenter le dépôt des sulfures en surface. L’importance du contrôle structural sur la mise en place de ces minéralisations a été soulignée par la découverte d’un gîte tel que “Corbelt” au Canada ou par des alignements de

cheminées ou d'amas sulfurés sur la faille active des fonds océaniques actuels. Ce modèle vient non seulement en complément, mais aussi renforcer celui de Lydon (1984) (Fig. I-4) qui

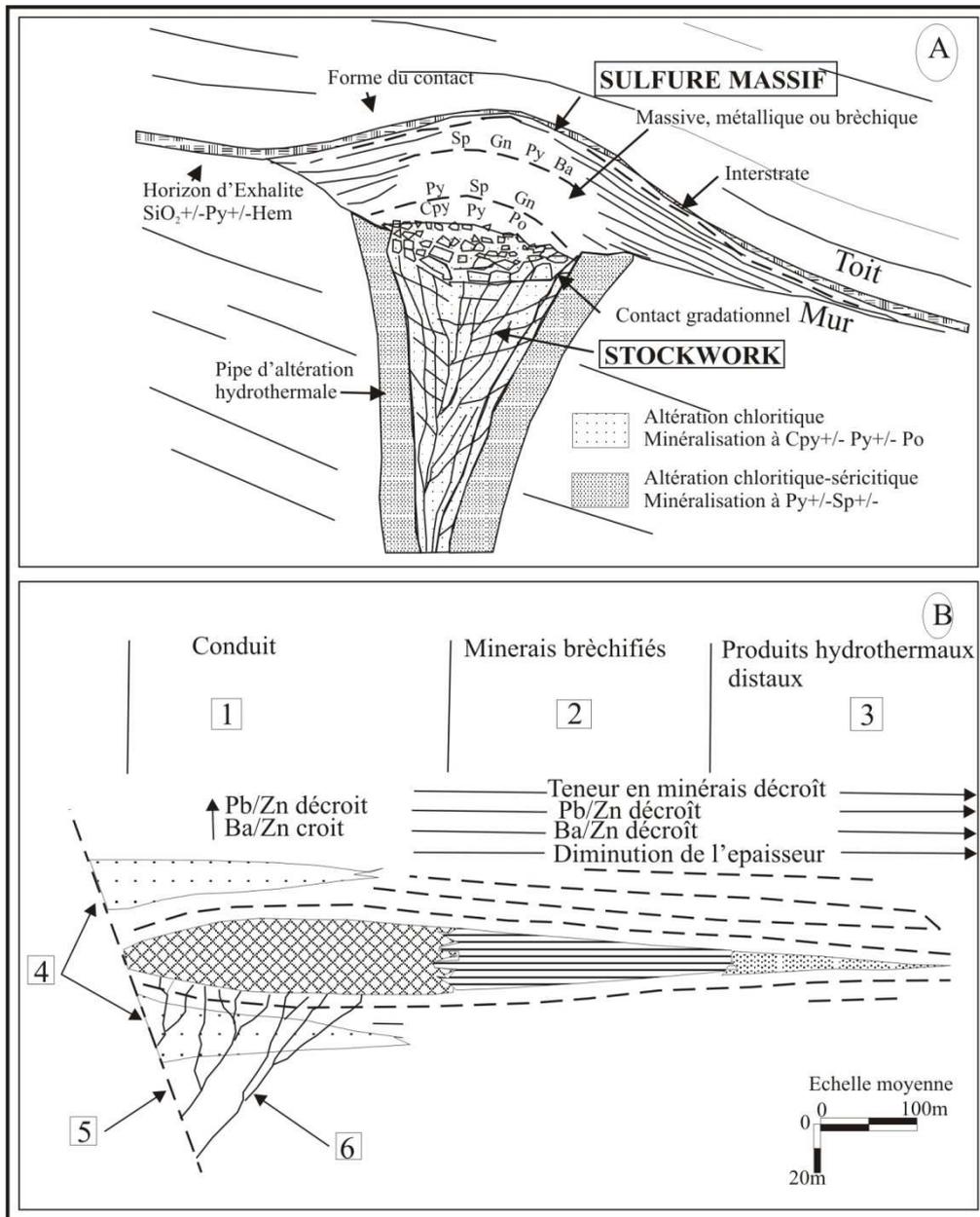


Figure I-4 : A : Modèle de VMS proposé par Lydon (1984) ; B : Type Sedex proposé par Lydon (1995). 1 : Pyrite, galène, sphalérite, carbonate ferrifère et carbonate Fe-Mg-Ca, barytine (au sommet) massif, bréchifié et laminé. 2 : Pyrite, sphalérite, galène, chert, barytine, carbonate Fe-Mg ± associé à la lithologie. 3 : Enrichissement en chert, barytine ± sphalérite, pyrite, carbonate Ca-Mg, magnétite, hématite, Mn.

présente deux parties distinctes dont l'une forme un monticule "mound" composé de plus de 60% en volume de sulfures concordants (Sangster et Scott, 1976) riches en zinc et l'autre forme la cheminée du dépôt "stockwork" composée de filonnet ("stringer") de sulfures

discordants enrichis en cuivre (Large, 1992 *in* Légaré, 2002). En outre lors de leur mise en place, les amas sulfurés sont en général associés à des auréoles ou à des cheminées d'altération qui généralement hyperalumineux, développent lorsque métamorphisés, un cortège minéralogique comprenant l'anthophyllite, la gédrite, la cummingtonite, la cordiérite, la staurotide zincifère, le spinelle ou la ghanite, la biotite en surabondance, la tourmaline, la kornépurine, le grenat andradite, grossulaire ou spessartine, la sillimanite ou la kyanite, la topaze, le corindon, la trogonite, le rutile, la saphirine etc. Ils sont de plus, accompagnés par des sédiments chimiques hydrothermalisés riches en Si (cherts), Si-Fe (jaspes), ou Si-Fe-Mn (de sédiments phanérozoïques) (Lydon, 1984).

Pour ce qui est de la nature des fluides minéralisateurs, il est en général admis deux fluides responsables des minéralisations de type VMS ; l'un dérive des intrusifs sub-volcanique et le second consiste en la circulation de l'eau de mer à travers la pile volcanique (Linton, 2001). Pour Beaudoin (2006), l'origine des fluides varie : magmatique, métamorphique, météorique, océanique, eaux de bassin.

Les processus de formation des minéralisations de type sedex sont quasi-dépendants du type de minerai déposé par les processus sédimentaires exhalatifs (voir http://en.wikipedia.org/wiki/Sedimentary_exhalative_deposits).

Du point de vue génétique, la source des métaux provient du substratum sédimentaire transportant les ions métalliques piégés dans les minéraux argileux et les minéraux phyllosilicatés qui les fixent. Au cours de la diagenèse, on assiste à une déshydratation de la pile sédimentaire en réponse à l'accroissement de la température et de la pression libérant un liquide hyper salé transportant en solution les ions métalliques. D'un autre côté, les gîtes de type sedex peuvent prendre leur source des fluides magmatiques issus de la chambre magmatique en dessous des fonds marins (cas des rides médio-océaniques) et des fluides hydrothermaux issus de la chambre magmatique imprégnant les sédiments sursaturés. Cette saumure remonte et percole les failles des bassins sédimentaires et est à la fin libérée dans les océans où le contact avec l'eau de mer provoque la précipitation par dépression, de sulfures sous forme de niveaux interlités dans les sédiments. L'organisation spatiale ainsi définie (Beaudoin, 2006) est une association d'une ou de plusieurs lentilles tabulaires et stratiformes superposées de sulfures massifs à lités.

2- Altérations

Du point de vue altération, de nombreux auteurs (Lydon, 1984 ; Napon, 1988 ; Large, 1992 ; Leblanc, 1993 ; Galley, 1993 ; Essaifi, 1995 ; Essaifi et al., 1995 ; Hibti et al., 1995 ; Franklin, 1996 ; Leistel et al., 1998 ; Schwartz et Melcher, 2001 ; Ben Aissi, 2001 ; Ben Aissi et al., 2005 ; Beaudoin, 2006 et bien d'autres) traitent de l'altération liée aux amas sulfurés parfois volcanogènes (VMS) de roche felsique à Pb-Zn-Cu et Zn-Cu. Cette altération varie en termes de minéralogie et de morphologie, d'un gisement à un autre. On remarque cependant, et en général, que du point de vue stratigraphique, l'altération est plus intense au mur qu'au toit du gisement.

Dans les gisements canadiens (Franklin, 1996), l'altération au toit n'est pas très développée. En plus, une faible altération est caractéristique de plusieurs gisements Australiens (Large, 1992) tout comme au Japon à Kuroko (Date et al., 1983 *in Franklin, 1993*). Aussi, dans ce type de dépôt, l'on assiste le plus souvent à une zonation d'un mica blanc en l'occurrence la séricite distale de la minéralisation à la chlorite beaucoup plus magnésienne et alumineuse à l'approche de la minéralisation (Leistel et al., 1998 ; Date et al., 1983 *in Franklin, 1993*), comme révélée dans l'amas sulfuré de Douar Lahjar au Maroc (Haimeur, 1988).

A Perkoa au Burkina Faso, les roches encaissantes ont subi une altération hydrothermale au toit et au mur du gisement ainsi qu'entre les deux corps du minerai. La paragenèse minérale qui en découle est la suivante : albite, feldspath à Ba-K, biotite riche en Ba, chlorite, dravite, grenat (ferrifère et manganésifère), quartz, ghanite ($ZnAl_2O_4$), sillimanite, titanite, ilménite et rutile (Ratomahoro et al., 1988 ; Milési et al., 1989, 1992) associé à un métamorphisme de faciès schiste vert localement amphibolique à proximité d'intrusions granitoïdiques.

A Diénéméra et Gongondy au Burkina Faso (Gamsonré, 1970), la paragenèse à chalcopryrite, chalcosine, molybdénite (à Goren toujours au Burkina Faso) et pyrite est surimposée par une altération propylitique à carbonate, chlorite et pyrite. A Kwademen, Lompo (1991) montre une minéralisation sulfurée et aurifère accompagnée de carbonatation, de phyllitisation, de silicifications, d'épidotisation et de séricitisation prépondérantes dans les unités felsiques.

L'altération est parfois liée à une pipe en dessous de la minéralisation, où elle forme une zone concentrique connue dans les dépôts canadiens. Dans ce cas, elle peut être sémi-concordante à la minéralisation et former des zones concordantes qui s'étendent sur 2 à 5 km de long. Néanmoins l'altération sémi-concordante reste prédominante dans de nombreux gisements australiens, mais aussi dans ceux de Kuroko au Japon et dans la ceinture pyriteuse ibérique au Canada.

Quant à la morphologie de l'altération, elle est fortement contrôlée par la lithologie du mur, étant plus confinée dans le cas d'une succession de roches en majorité volcanique imperméable et beaucoup plus dans des horizons perméables tels que les sédiments volcanoclastiques ou clastiques du mur. En effet, dans les amas de type sedex, l'altération se développe parfois au mur et au toit des amas. Il s'agit surtout de silicification et d'albitisation auxquelles peuvent s'associer des tourmalinisations, soit sous l'amas (450m à Sullivan), soit latéralement sous forme de remplacement métasomatique.

Plus précisément, des indices d'altération, tels que l'indice d'altération d'Ishikawa $[AI=100*(MgO + K_2O)/(MgO + K_2O + Na_2O + CaO)]$ (in *Beaudoin (2006)*), l'indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite $[CCPI=100*(MgO + FeO)/(MgO + K_2O + Na_2O + FeO)]$ (Large et al. (2001a) in *Beaudoin (2006)*) et pour le type SEDEX $[SEDEX=100*(FeO+10MnO)/(FeO+10MnO+MgO)]$ (in *Beaudoin (2006)*) avec $FeO = (FeO+Fe_2O_3)$, ont été développés pour mesurer l'intensité de la chlorite, des carbonates (dolomites, ankérite et sidérite), de la séricite, de la pyrite, de la magnétite et de l'hématite en fonction de l'altération hydrothermale proximale aux dépôts des sulfures massifs volcanogènes (VMS) et les SEDEX. Large et al. (2001b), pour leur part, ont développé une représentation graphique simple, combinant l'indice d'altération d'Ishikawa (AI) en fonction de l'indice d'altération (CCPI), nommée «altération Box Plot». Cette représentation est employée pour caractériser les différentes tendances d'altération hydrothermale liées aux VMS. De plus, elle peut constituer un outil de distinction entre les changements liés au métamorphisme régional. Notons que cette dernière méthode a été utilisée avec succès dans les roches volcaniques altérées entourant les dépôts de sulfures massifs dans les boucliers australiens, canadiens et européens (Gemmell et Hermann, 2001 ; Doyle, 2001 ; Large et al., 2001b ; Barrett et al., 2001) (in *Ben Aissi, 2005*). Enfin, sur le plan géochimique, l'altération est définie par une forte baisse de Na et Ca, et un enrichissement de Mg, Fe, Mn et, dans une moindre mesure, de K.

III- GITES A SULFURES MASSIFS D'AFRIQUE DE L'OUEST

Au sein du Craton Ouest-africain, les informations relatives aux minéralisations aurifères sont légions contrairement aux amas sulfurés ; ceci, soit pour des raisons économiques (toute chose qui expliquerait l'intérêt accordé par Milési et al. (1989) dans leur synthèse sur les minéralisations aurifères en Afrique de l'Ouest), soit par l'inadéquation ou la complexité des méthodes d'investigations pour une meilleure identification et une caractérisation des minéralisations de type "amas sulfurés", ou tout simplement par désintérêt.

En effet, la dorsale de Léo montre un domaine paléoprotérozoïque qui se distingue par sa pauvreté en quartzite ferrifère (Tagini, 1971 *in* Milési et al., 1989), mais pour son enrichissement en métaux Mn, Fe, Zn, Cu associés à des formations méta-sédimentaires. La bonne couverture en Mn associée aux faciès volcano-sédimentaires dont les plus importantes sont à Tambao au Burkina Faso et à Nsuta au Ghana, emmène Milési et al. (1989) à redéfinir les séries birimiennes de l'Afrique de l'Ouest comme sièges de concentration de Mn et d'Or et par conséquent très peu pourvues de minéralisations sulfurées volcanogéniques polymétalliques, et ce en comparaison avec d'autres cratons d'âge précambrien (Richard, 1987 ; Hutchinson, 1987).

Au Ghana, certaines minéralisations types "sulfures disséminés" correspondent à des stockworks et des veines de quartz dont la mise en place est favorisée par des structures cassantes des granitoïdes (Yao et Robb, 2000). Les minéralisations sont à pyrite, arsénopyrite, accessoirement chalcopryrite, sphalérite et rutile (Castaing et al., 2003). Cette paragenèse est également reconnue dans les veines de quartz aurifère, recoupant les albitites aurifères à la différence qu'ici la chalcopryrite, la sphalérite, la galène et la pyrrhotite sont en inclusion dans la pyrite (Castaing et al., 2003).

En outre, les anciens amas sulfurés lorsqu'ils sont métamorphisés, s'appauvrissent en métaux de base, s'oxydent (départ probable de S) favorisant ainsi l'accumulation du fer résiduel ; c'est le cas par exemple du district de la Falémé au Sénégal, riche en magnétite. On peut dès lors, comprendre que les chapeaux de fer soient génétiquement liés aux amas sulfurés. C'est d'ailleurs pour cette raison que Kosakevitch (1979) dans la problématique de la définition pratique des "gossan" mentionne que ces chapeaux de fer sont des éléments de diagnostic importants pour la prospection des ressources métalliques sulfurées.

Toujours dans le contexte Ouest-africain, les travaux de 1957 et de 1975 à 1980 (Milési et al., 1989), ciblent douze (12) amas (ferrifères) dont l'un au Mali. En effet, selon ces auteurs, les minéralisations apparaissent dans des formations carbonatées à intercalation de volcanite acide constituant au Mali et au Sénégal la partie sommitale du birimien inférieur. Ces formations sont recoupées par des dykes de microdiorite appartenant à la série du birimien supérieur de la Dalema, sillonnées par le complexe granitique de Boboti. L'origine du gisement a été sujette à plusieurs interprétations dont la majorité plaide en faveur d'une hypothèse exhalative-sédimentaire ou volcano-sédimentaire dans laquelle le gisement de la Falémé dériverait de la transformation d'amas de sulfure à Fe-Cu (Milési et al., 1989).

Enfin, plusieurs minéralisations discordantes recourent les granitoïdes. Citons par exemple le gisement Cu, Mo de Monogaga en Côte d'Ivoire, les pegmatites à spodumène de Bougouri (Mali) et à Ta d'Issia (Côte d'Ivoire).

Souvent, on observe des skarns associés aux amas sulfurés dont le plomb-zinc (Galley et Ames, 1998).

Les sulfures sont aussi liés aux roches basiques à ultrabasiques génétiquement liées à Fe-Ti-V de Tin et Dia au Burkina Faso (Neyberg et al., 1980, *in Castaing et al., 2003*), Ni-Co comme au Mali, Cr comme en Côte d'Ivoire, Ni sulfurés et platinoïdes tout comme à Axion au Ghana, à Malakondi au Niger et le Ni de Bonga au Burkina Faso. En revanche, certaines minéralisations sulfurées semblent liées aux granitoïdes et aux filons de quartz (Castaing et al., 2003, Ilboudo et Wenmenga, 2009 *en annexe*). Pour ces derniers cas, des indices du cuivre ont été mis en évidence dans un environnement géologique marqué par la présence de tonalite, de diorite et de granodiorite et à des volcanites ; c'est le cas à Thiou dans le Bam et à Zorgho dans le Ganzourgou à l'Est du pays.

En outre dans l'ensemble du socle paléoprotérozoïque, les amas de sulfures associent les minéralisations manganésifères considérées coexhalatives (Castaing et al., 2003) qui sont associées aux dépôts d'horizons cherteux ou comme équivalent de BIF (Banded Iron Formation) de type algana contenant du manganèse (Mücke et al., 1994, 1999 *in Castaing et al., 2003*). Au Ghana, par exemple, dans les ceintures de roches vertes (Melcher, 1995), des minéralisations manganésifères sont enrichies en métaux de transition (Cu, Zn, Co, Ni...) dans un environnement cherteux.

IV- GITES A SULFURES MASSIFS DU BURKINA FASO

1- Le socle Paléoprotérozoïque

Le socle Paléoprotérozoïque est constitué de granitoïdes et de ceintures de roches vertes contenant l'essentiel des minéralisations (Fig. I-5). La succession lithologique de ces ceintures et le processus de croissance de la croûte continentale protérozoïque ont été l'objet de débats controversés (Feybesse et Milési, 1994 ; Hirdes et al, 1996, Béziat et al., 1999). On peut toutefois retenir une séquence de basalte, de dolérite et de gabbro de composition tholéiitique intercalée de sédiments et de carbonate, l'ensemble surmonté d'une pile sédimentaire détritique (Hirdes et al., 1996 ; Pouclet et al., 1996 *in Naba, 1999*).

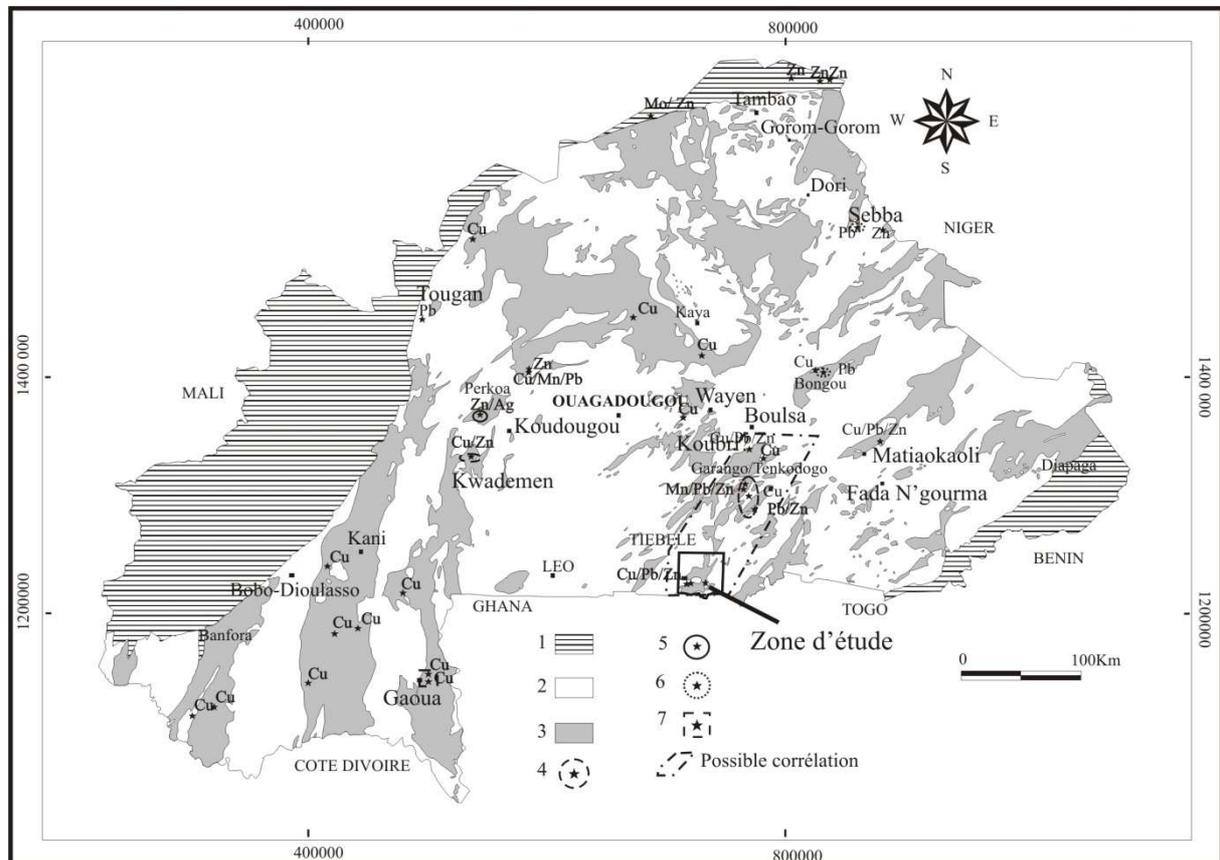


Figure I-5 : Carte de synthèse des minéralisations supposées amas sulfurés et de métaux de base au Burkina Faso. (Ouédraogo, 1975 ; Levin et Eisenburger, 1985 ; Ouédraogo, 1987 ; Napon, 1988 ; Lompo, 1991 ; Sanou, 1987 ; Zoungrana, 1981 ; Castaing et al., 2003 ; Sattran et Wenmenga, 2002 ; Ilboudo et Wenmenga, 2009). 1 : Couverture sédimentaire néoprotérozoïque à paléozoïque. 2 : Granitoïdes paléo protérozoïques. 3 : Ceintures birimiennes méta-plutono-volcaniques et méta-sédimentaires. 4 : Minéralisations disséminées ou stockwork. 5 : Minéralisation stratiforme type VMS. 6 : Minéralisation sulfureuse filonien. 7 : Minéralisation disséminée ou stockwork/porphyre cuprifère.

Au Burkina Faso, les ceintures se présentent sous forme de bandes globalement orientées NE-SW (Fig. I-5) ou sous forme de petits panneaux plurikilométriques ou en lambeaux de petits corps dont celui de Tiébélé (Fig. I-5).

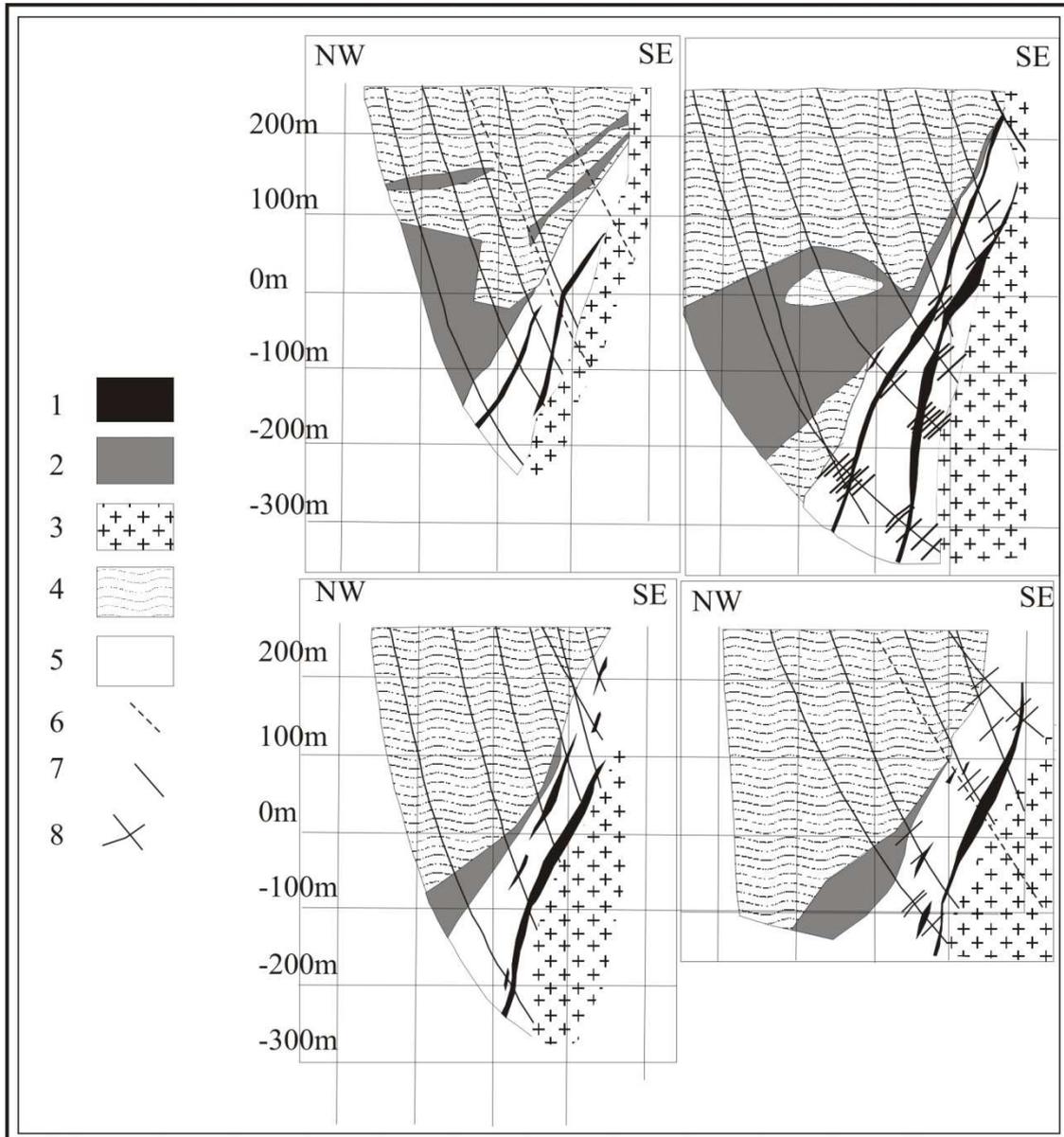


Figure I-6 : Coupes schématiques montrant les lentilles (en noir) constituant les minéralisations de Perkoa (Napon, 1988 modifié par Schwartz et Melcher, 2001).

1 : Minerai de sulfure massif. 2 : Schiste carbonaté. 3 : Diorite quartzique/Tonalite. 4 : Andésite, cumulus de roche basique. 5 : Tuf siliceux ou roche granitoïdique. 6 : Sondage (position exacte). 7 : Sondage (position approximative). 8 : Intersection entre deux sondages.

La ceinture de Boromo-Goren (CBG), la plus longue et d'allure curvilinéaire (500km/40km, Lompo et al., 1991) contient le gisement de sulfures massifs Zn-Ag de Perkoa, objet de nombreux travaux scientifiques pour son importance à l'échelle sous-

régionale (Marcoux et al., 1988 ; Napon, 1988 ; Milési et al., 1989, 1992) et pour sa particularité (Schwartz et Melcher, 2001). Sa minéralogie bien connue est constituée de sphalérite (30%), pyrite (25%) largement dominante sur la barytine (10%), la pyrrhotite (5%), la magnétite (5%), la muscovite (5%). La galène, la chalcopryrite, l'arsénopyrite, la freibergite, la molybdénite, la tétraédrite ((Cu, Fe)₁₂Sb₄S₁₃), l'ilménite, la dyscrasite (Ag₃Sb), la gudmundite (FeSbS), l'ullmannite (NiSbS) sont les phases accessoires. On retient toutefois, en dépit des divergences liées à la lithostratigraphie (Napon, 1988 ; Ouédraogo, 1989) et à la définition exacte de cet amas sulfuré (Schwartz et Melcher, 2001), une minéralisation encaissée dans des formations méta-sédimentaires (grauwackes, siltites et schistes graphiteux) à intercalation de minéraux manganésifères et d'unités volcano-sédimentaires clastiques et tuffites dacitiques (Ratomahoro et al., 1988 ; Napon, 1988 ; Ouédraogo, 1989 ; Milési et al., 1989, 1992 ; Marcoux et Milési, 1993 ; Schwartz et Melcher, 2001). Le métamorphisme associé est de faciès amphibolite (Ratomahoro et al., 1988 ; Napon, 1988). La série minéralisée est surmontée par des volcanites et les volcanoclastites basiques (Ratomahoro et al., 1988 ; Ouédraogo, 1989). Le magmatisme post-minéralisation à caractère bimodal se traduit par des intrusions gabbroïques et granitiques incluant au mur du gisement une granodiorite affectée par une zone de cisaillement dextre. Enfin, la morphologie du gisement est une association de deux lentilles subparallèles et stratiformes de minerais massifs brèchiques (Fig. I-6).

Si le gisement de Perkoa est zincifère donc monominéral économiquement parlant, il n'en demeure pas moins de l'indice d'amas sulfuré de Kwademen (Fig. I-7), situé à une quarantaine de kilomètre au Sud de Perkoa qui, lui est polymétallique (Cu, Pb, Zn, Au...) (Lompo, 1991 ; Ilboudo, 2006) comparable à ceux de Pilimpikou et de Koupèla Nagséné (6^{ème} MIGA, 2000). Les sulfures sont en dissémination ou stockwork (Ouédraogo, 1987 ; Lompo, 1991), et seraient probablement associé à un gîte d'or comparable au type Hemlo au Canada selon Seguin (1983). Le contexte géologique associe des roches volcaniques basiques, intermédiaires à acides et volcano-sédimentaires schistosées et métamorphisées dans le faciès schiste vert et, recoupées par des intrusions de granitoïdes comme à Perkoa. Une métrhyolite est datée 2195±15Ma (Pb/Pb), (Lompo, 1991) confirmant l'appartenance des minéralisations à l'orogénèse éburnéenne.

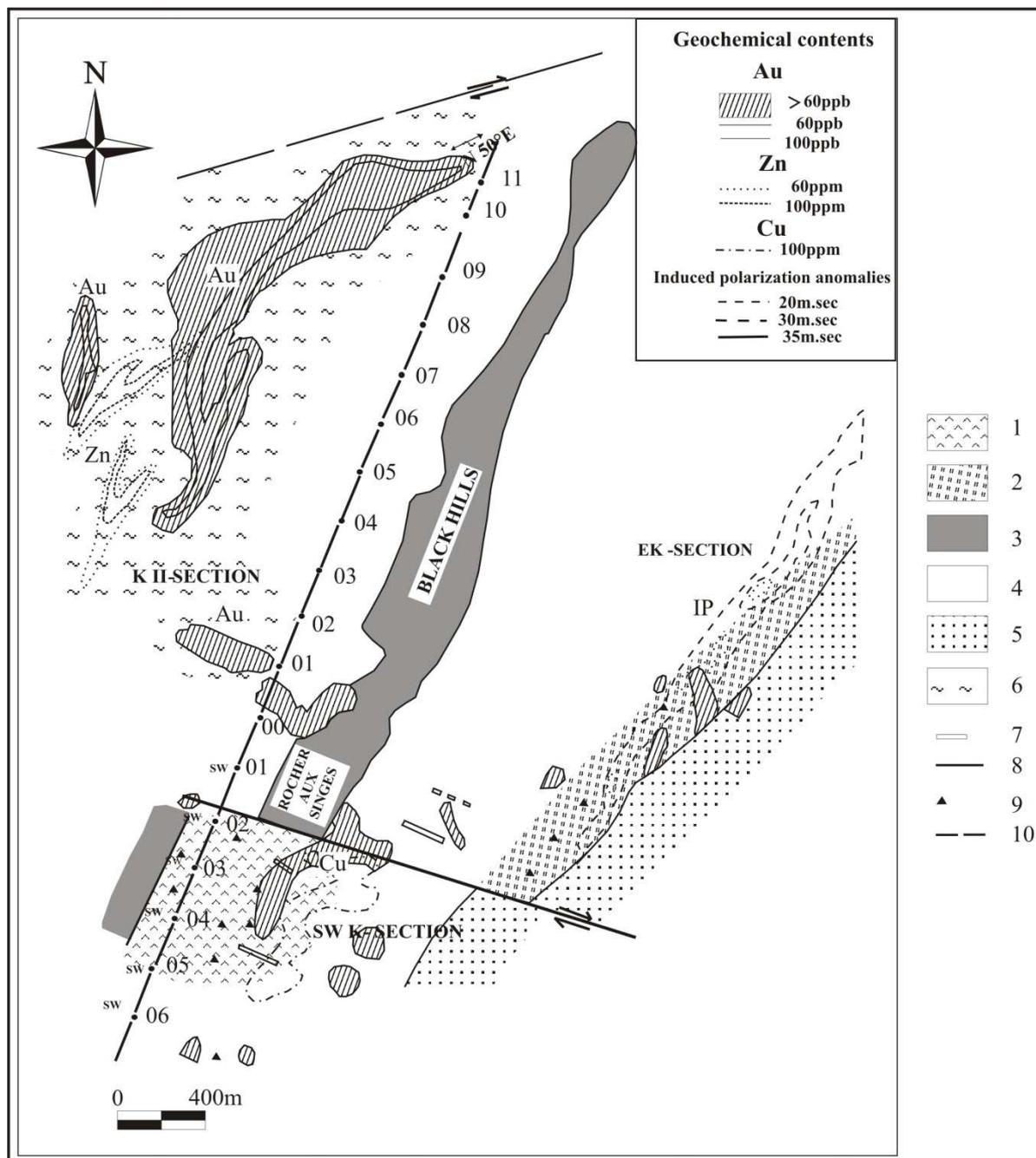


Figure I-7 : Carte des isoteneurs en Or (Au), Zinc (Zn) et Cuivre (Cu) dans la région de Kwademen d'après Seguin (1983) modifiée par Ouédraogo (1989). 1 : Complexe volcanique. 2 : Mélange schiste graphiteux - schiste vert. 3 : Tuf à manganèse. 4 : Couverture latéritique. 5 : Granodiorite. 6 : Extrusion dacitique mylonitisée. 7 : Tranchée. 8 : Faille. 9 : Trou de sondage. 10 : Linéament.

Dans la partie basale de la CBG (Gaoua, Gongondy, Diénéméra, Malba) (Fig. I-8) et arquée (Goren), il existe des anomalies de type Cu (Au) et Cu (Mo) apparentées aux porphyres cuprifères pour la partie méridionale (Franceschi et Naré, Comm., 2006).

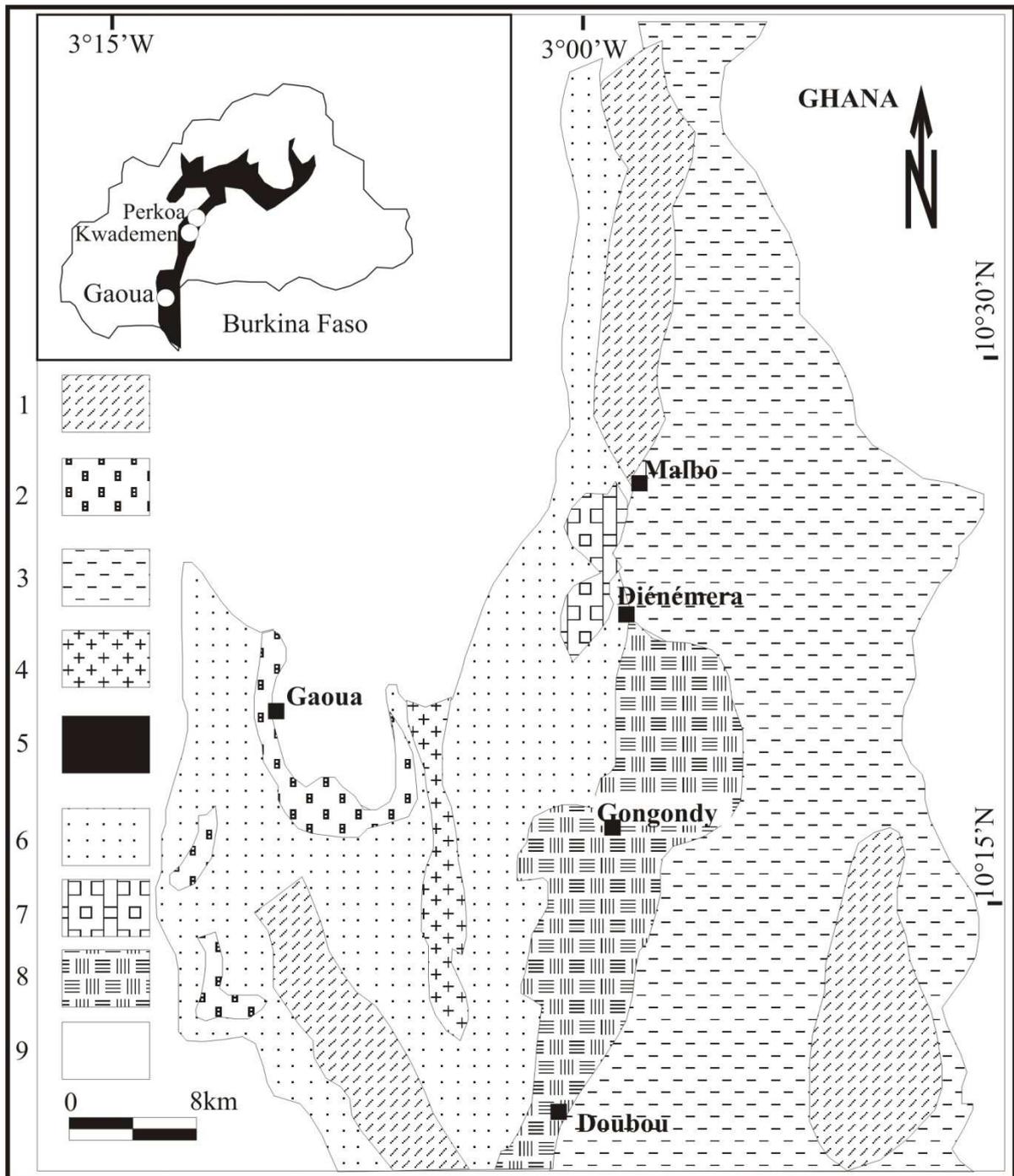


Figure I-8 : Carte géologique de l'anomalie cuprifère associée aux amas de sulfure de la région de Gaoua d'après Sattran (1984). 1 : Zone de fracture. 2 : Gabbro. 3 : Roche volcano-sédimentaire. 4 : Granite leucocrate. 5 : Ceinture Boromo-Goren (CBG). 6 : Diorite et microdiorite. 7 : Agglomérat et brèche volcanique. 8 : Roche sédimentaire et volcano-sédimentaire. 9 : Granito-gneiss.

Au passage, les caractéristiques d'un porphyre cuprifère sont : i) gisement de cuivre disséminé, ii) de grande taille, iii) à teneur faible ou moyenne en Cu, iv) spatialement et génétiquement lié à des intrusions porphyriques acide à neutre, v) typiquement à la base des

stratovolcans ; vi) dans un contexte de subduction ; vii) plusieurs subtypes Cu-Mo Cu-Au Cu (\pm Au Mo Ag Re PGE), viii) plus grand producteur de Cu (50 à 60%). Ces minéralisations sulfurées sont à chalcopryrite, chalcosine, molybdénite (à Goren) et pyrite, associées à une altération propylitique à carbonate, chlorite et pyrite (à Diénéméra, Gongondy). Le contexte géologique des anomalies de Gaoua (Wenmenga et Affaton, 2003) est marqué par une série volcano-sédimentaire dominée par des coulées et projections acides associées non seulement à un important cortège filonien mais, recoupée par des intrusions à dominance dioritique (Gamsonré, 1970) localement porphyroïde auxquelles semble liée la minéralisation. D'autres intrusions plus petites consistent en des gabbros, des granites, des granites monzonitiques et des amphibolites.

Au Sud Ouest du pays dans la ceinture de Houndé (CH), précisément à Kiéré et à Kani, les indices sulfurés polymétalliques s'observent dans des environnements des gîtes à manganèse dans des schistes argileux et jaspes associés. Ce même contexte s'observe au Nord du pays dans l'Oudalan (Tambao, Belliata).

Au centre du pays, des indices (Cu en particulier) reconnues à Wayen sont associés à des roches volcano-sédimentaires, volcaniques et plutoniques de composition basique, intermédiaire prédominant à acide plus ou moins métamorphisées (un granitoïde est daté à 2101 ± 84 Ma par Vachette et Ouédraogo (1978)). L'une des particularités de cette région est la présence de syénite quartzifère (Traoré, *thèse en cours*). Dans cette même sphère géographique à Tigana-Douré (degré carré de Boulsa) (Sanou, 1987), les indices Cu-Pb-Zn montrent une paragenèse métallifère à galène oxydée en cérusite, chalcopryrite, malachite, oxyde de fer, sphalérite oxydée dans des méta-tufs (schiste tufacé) jaunâtres ou brun-clairs associant des quartzites affectés par un métamorphisme de faciès schiste vert.

Dans les panneaux de roches vertes piégées dans les granitoïdes du centre-Est (Tenkodogo), de l'Est et du Nord-Est, les indices de Pb-Zn de Garango, de Ouenzéogo (Langerien, 1975 ; Autran, 1975) et de Zabo sont associés aux roches ultrabasiqes talcifiées à imprégnation d'oxyde de fer et de manganèse, aux faciès à tourmaline (Castaing et al., 2003). L'origine de cette minéralisation a été sujette à de nombreuses interprétations. Les unes plaidant pour un modèle de type VMS, les autres plus réticents du fait de son lien avec l'altération des roches ultrabasiqes accompagnées de listvaénisation, ou encore liées à des

phénomènes de skarnification (phénomène pourtant rencontré mais rarement dans les dépôts de type VMS Galley et Ames (1998) dont celui de Perkoa (Napon, 1988)).

Un peu plus vers le NE, dans les roches vertes de Matiakoali, Matiabdiogo, Boulgou, Bohongo (Fig. I-9), où les encaissements suscités sont relayés par des métamorphites, des granitoïdes plus ou moins liés aux extrusions basaltiques, andésitiques et un massif dioritique, l'association métallifère inclut cette fois Cu-Pb-Zn (Zoungrana, 1981). Les volcano-sédiments sont des schistes tufacés, graphiteux et pélitiques. A Matiakoali singulièrement, les anomalies en Cu et en Zn sont liées à des schistes tufacés, plus ou moins recoupés par des dykes doléritiques. Les travaux de Bos (1967) indiquent que dans les roches manganésifères sont associés des métaux tels le Zn, le Cu. Si ces roches sont des métallotectes de Zn et de Cu, pour l'auteur par contre, l'alternance de méta-andésites et méta-volcanites indifférenciés avec intercalation d'ultrabasite accompagnés de schiste noir et de tuf graphiteux rend délicat l'interprétation de la minéralisation en Zn dans cette bande de roches vertes paléoprotérozoïques d'âge birimien.

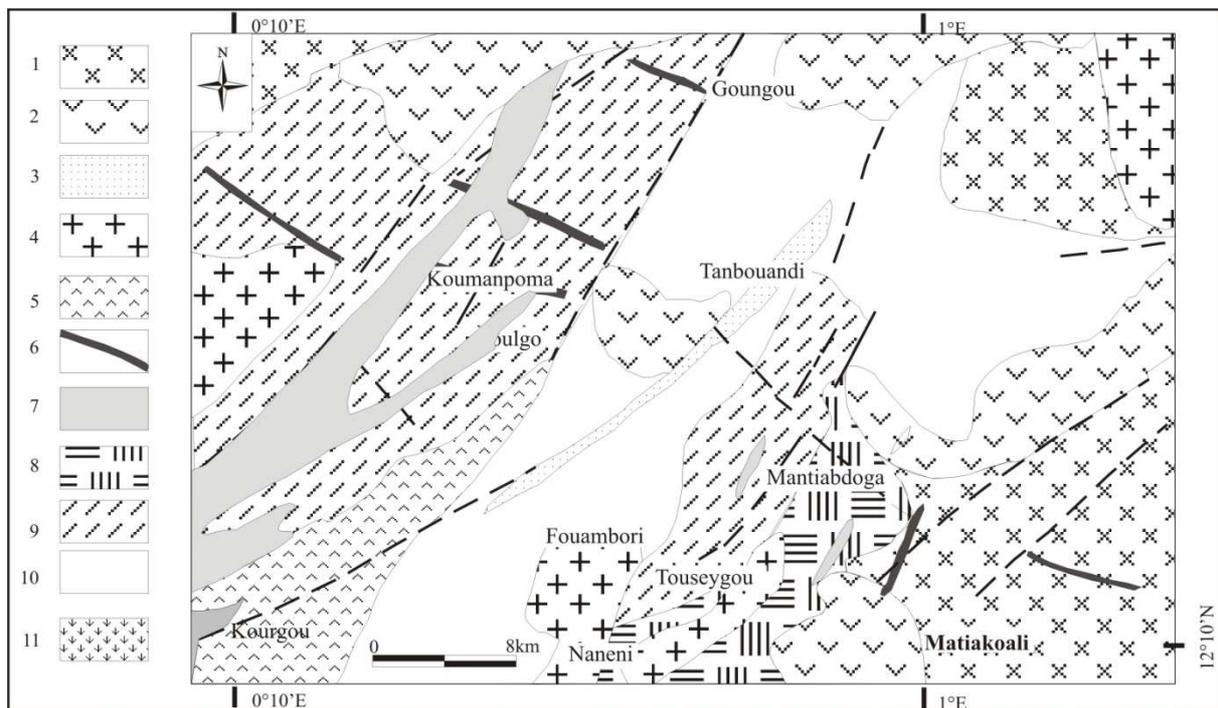


Figure I-9 : Carte géologique de la bande birimienne de Matiakoali, Matiabdiogo et Boulgou (Zoungrana, 1981). 1 : Migmatite et granite indifférencié. 2 : Amphibolo-pyroxénite et méta-gabbro. 3 : Gneiss et amphibolite mésocrate. 4 : Granite de Naneni. 5 : Méta-sédiment. 6 : Dyke de dolérite. 7 : Schiste tufacé. 8 : Méta-andésite porphyrique. 9 : Granite à biotite et amphibole. 10 : Leptynite et gneiss leucocrate. 11 : Granodiorite.

A l'extrême Nord-Est dans la région de Sebba (Fig. I-5), les roches hôtes des minéralisations sont des roches métamorphiques, des sédiments chimiques associés, des intrusifs basiques, acides à intermédiaires déformés et couvertes par la latérite. Les minéraux sont des oxydes de Zn (zincite ?) et de Cu (cuprite ?), des carbonates de Pb (Cérusite). Cette séquence lithologique est reconnue à Boulgou/Diabatou. Là, dans une rhyolite stratiforme s'observe la pyrite, la chalcopryrite, la pyrrhotite et la blende brune claire dans un continuum de déformation (pli isoclinal, foliation parallèle aux flancs). Les cherts sont intercalés dans les dacites minéralisées en Cu. La galène rencontrée dans un filon de quartz est parfois pseudomorphosée par la cérusite, la pyromorphite et le soufre massif. En outre, dans cette portion du pays, les travaux de Levin et Eisenburger (1985) mettent en évidence des indices de cuivre (chalcopryrite et digénite) dans des encaissements dacitiques.

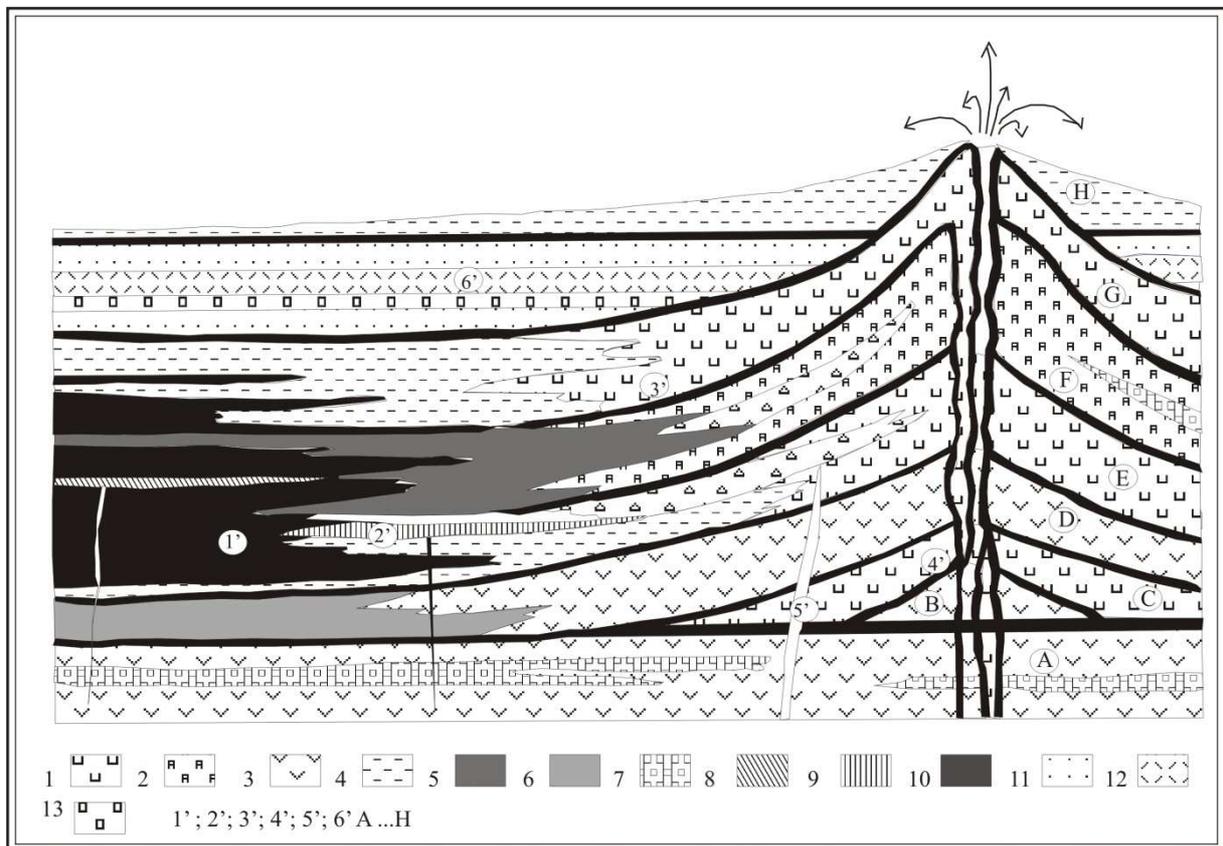


Figure I-10 : Modèle des faciès volcano-sédimentaires du Birimien au Nord-Est de la Haute-Volta, actuelle Burkina Faso (Levin et Eisenburger, 1985). 1 : Rhyolite/dacite. 2 : Andésite. 3 : Basalte. 4 : Tuf acide. 5 : Tuf intermédiaire. 6 : Tuf basique. 7 : Brèche volcanique. 8 : Chert noir. 9 : Chert blanc. 10 : Schiste noir. 11 : Quartzite. 12 : Argile. 13 : Conglomérat. 1' : Fe, Mn, Cu, Pb, Zn ; 2' : Zn, Fe, Mn ; 3' : Cu, Mn ; 4' : Au ; 5' : Au ; 6' : Corindon. ; A...H : Formations extrusives.

Quant aux secteurs de Dapienga/Diabatou, on peut observer du cuivre et or (chrysocole, digénite aurifère) dans des séquences volcano-sédimentaires marquées par une alternance de conglomérat et de volcanites. Une anomalie Cu-Zn est enregistrée dans un complexe rhyolitique différencié et étendu.

Ces derniers auteurs concluent leurs travaux de recherche dans cette portion du pays par l'établissement d'un modèle des faciès volcano-sédimentaires associant les minéralisations sulfurées (Fig. I-10).

2- La couverture sédimentaire Néoproterozoïque à Paléozoïque

La surface cartographique relativement réduite de la couverture sédimentaire à l'échelle de la carte géologique du Burkina au 1/1000000 doublée à son aspect de bordure (Fig. I-5) ne l'exempte pas de minéralisations sulfurées. Blot (2002) et Minougou (2006) présentent des indices de chapeau de fer associés à des anomalies à Zn dominant à Tin Akof (Nord du Burkina) dont le contexte les apparente aux minéralisations sedex.

Au Nord-Ouest du pays, à Gourcy en particulier on note des indices de Mn, du Zn-Mn, de Cu-Pb-Mn dans des schistes altérés et parfois associés aux gondites. Dans les schistes tufacés, on a un stockwork à quartz, Au, Pb, Zn, Cu. Ces filons de quartz peuvent contenir de la galène, comme c'est le cas à Tougan (Fig. I-5).

V- GITE A SULFURES MASSIFS DE TIEBELE

1- Travaux antérieurs

1-1- Travaux de Prospection

Les travaux de cartographies et de prospections minières dans la région de Tiébélé ont débuté en 1938 et se poursuivent à nos jours (Van, 1938 inédit ; Sagastzky, 1954 ; Bonnard, 1964 ; Trinquard, 1967, 1969, 1971 ; Hottin et Ouédraogo, 1975 ; Incanore Ltd., 1991-1998 ; Anmercosa Ltd., 1999-2001 ; Robb, 1999 ; Robb et Theron, 1999 ; Robb et Bashoff, 2000 ; Napon, 2001 a, b, c). Les premières cartes géologiques de la région de Tenkodogo au 1/50000 sont l'œuvre de Sagastzky (1954) puis de Trinquard (1971). Sagastzky entreprit des travaux de prospection pour or filonien ou alluvionnaire mais sans résultat. Par ailleurs, la présence

d'oxyde de manganèse et gondite dans la région de Tiébélé et de Zoaga, d'argent associé aux roches basiques, du graphite, du cuivre et de la cassitérite incitait à une poursuite des travaux. Parallèlement, des ambitions pour la recherche du diamant alluvionnaire par les entreprises SOREMAC et SOREMCI s'estompèrent pour des résultats jugés insatisfaisants.

De 1964 à 1969, Bonnard et Trinquard, géologues à la DGM (Direction de la Géologie et des Mines) de Haute-Volta (actuel Burkina Faso) procèdent à des levés géologiques sur le degré carré de Tenkodogo, suivis de prospection alluvionnaire et de profils géochimiques sur certaines anomalies décelées par la SAPA (Société Anonyme de Prospection Aéroportée).

Une approche similaire dans la région de Garango sur l'anomalie Cu-Pb-Zn associée aux migmatites (Ouédraogo, 1975) indiquait leur relative stérilité en métaux malgré les fortes teneurs en géochimie de surface.

1-2- La prospection géochimique

Le Fer et l'Or dont l'origine alluvionnaire ou magmatique était discutée constituaient les premières cibles de la S.R.M. (Société de Recherche Minière Pô-Tenkodogo). Concrètement les teneurs s'avéraient non économiques. Cependant, l'intérêt que revêt aujourd'hui la série de roches méta-volcano-plutoniques et méta-sédimentaires de Tiébélé est imputable aux investigations du Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD), Fonds spécial, projet UPV 6 en 1970. Ces travaux réalisés en "stream sediment" mettent en évidence quatre anomalies Cu-Zn (Fig. I-11A) réparties entre les granitoïdes (10-15ppm) et les volcano-sédiments (30-40ppm) (Fig. I-11B), où des gondites et des schistes quartzeux présentaient de fortes teneurs en Zn exclusivement concentrées dans les minéraux des roches ; ce qui handicaperait selon les auteurs, l'existence d'amas sulfurés Cu-Zn affleurants. En plus, conjuguant la rareté de la pyrite avec la composition pétrographique défavorable de la série volcano-sédimentaire toujours selon les auteurs, ils conclurent à l'improbabilité d'une découverte en profondeur. Il fallait pourtant retrouver la source primaire des métaux dont la localisation pourrait être d'ordre géochimique, dans les minéraux silicatés, principaux ou accessoires. Ce qui de toute évidence permettrait une meilleure connaissance du bassin birimien de Tiébélé où prédominent des roches d'origines acides plus ou moins remaniées, pourtant favorables à la présence de minéralisations sulfurées. Ainsi, une campagne d'échantillonnages sol et de cartographie est entreprise par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) sur le FAC (Fonds d'Aide à la Coopération) en 1971 sur les quatre anomalies. Les anomalies II et III (Fig. I-11A) sont interprétées comme

provenant d'intrusion de roches magmatiques (granite, gabbro) et de roches métamorphiques (gneiss, amphibolite) et le Cu-Zn peut être en rapport avec les quartzites ou pegmatites avec les sulfures ou encore lié à un transport.

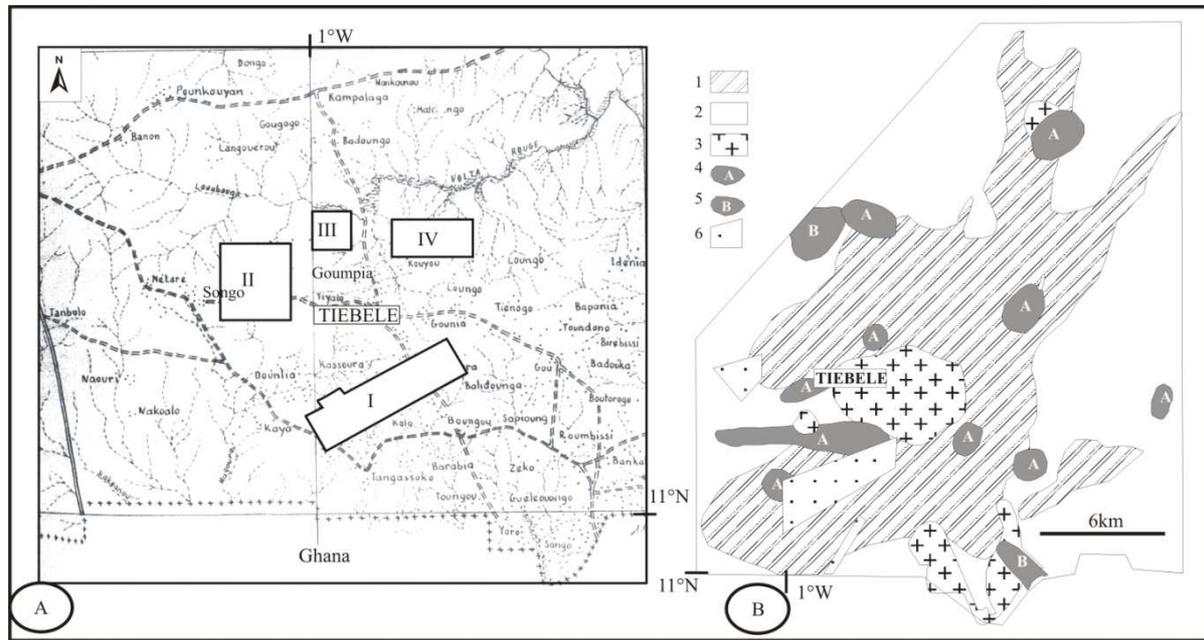


Figure I-11 : A- Emplacement des anomalies des zones étudiées sur fond topographique de l'IGB (Institut Géographique du Burkina). B : Prospection géochimique pour zinc dans la région de Tiébéle (degré carré de Tenkodogo). 1 : Formation volcano-sédimentaire birimienne. 2 : Socle migmatitique. 3 : Granite post-tectonique. 4 A : Anomalies géophysiques (Electromagnétique ou magnétique). 5 B : Anomalies géophysiques (Radiométrie). 6 : Anomalies géochimiques Zinc à > 100ppm. (Zoungrana, 1981).

Plus récemment, Incanore Ltd. (1991-1998) puis Anmercosa Ltd. (1999-2001), Robb (1999), Robb et Theron (1999), Robb et Bashoff (2000), (Napon, 2001 a, b, c) dont les objectifs principaux étaient la recherche de l'or pour Incanore, et des métaux de base pour Anmercosa, s'investirent à travers des échantillonnages régionaux et une géochimie de détails appuyés par des analyses pour multiéléments. Les résultats indiquent alors quatorze (14) zones anormales plutôt favorables au Zinc (Fig. I-12) dont trois (3) semblent à ce jour les plus importantes. Les encaissants seraient des unités felsiques (Granodiorite-tonalite), des roches fortement altérées (talc, schiste carbonatée ± trémolite), des sédiments chimiques, des méta-sédiments laminés (pour Zn surtout selon Incanore). Par contre, la minéralisation en Zn, Pb, Cu spécifiquement, serait concentrée dans des rhyolites altérées et dans des unités méta-sédimentaires avec un léger enrichissement en Mo, Co, Cd, Sb et As (Napon, 2001b), ou dans des méta-sédiments et des méta-volcanites/méta-volcanoclastites acides associant des unités basiques talcifiées, conjuguées à des systèmes filoniens (Ilboudo, 2008).

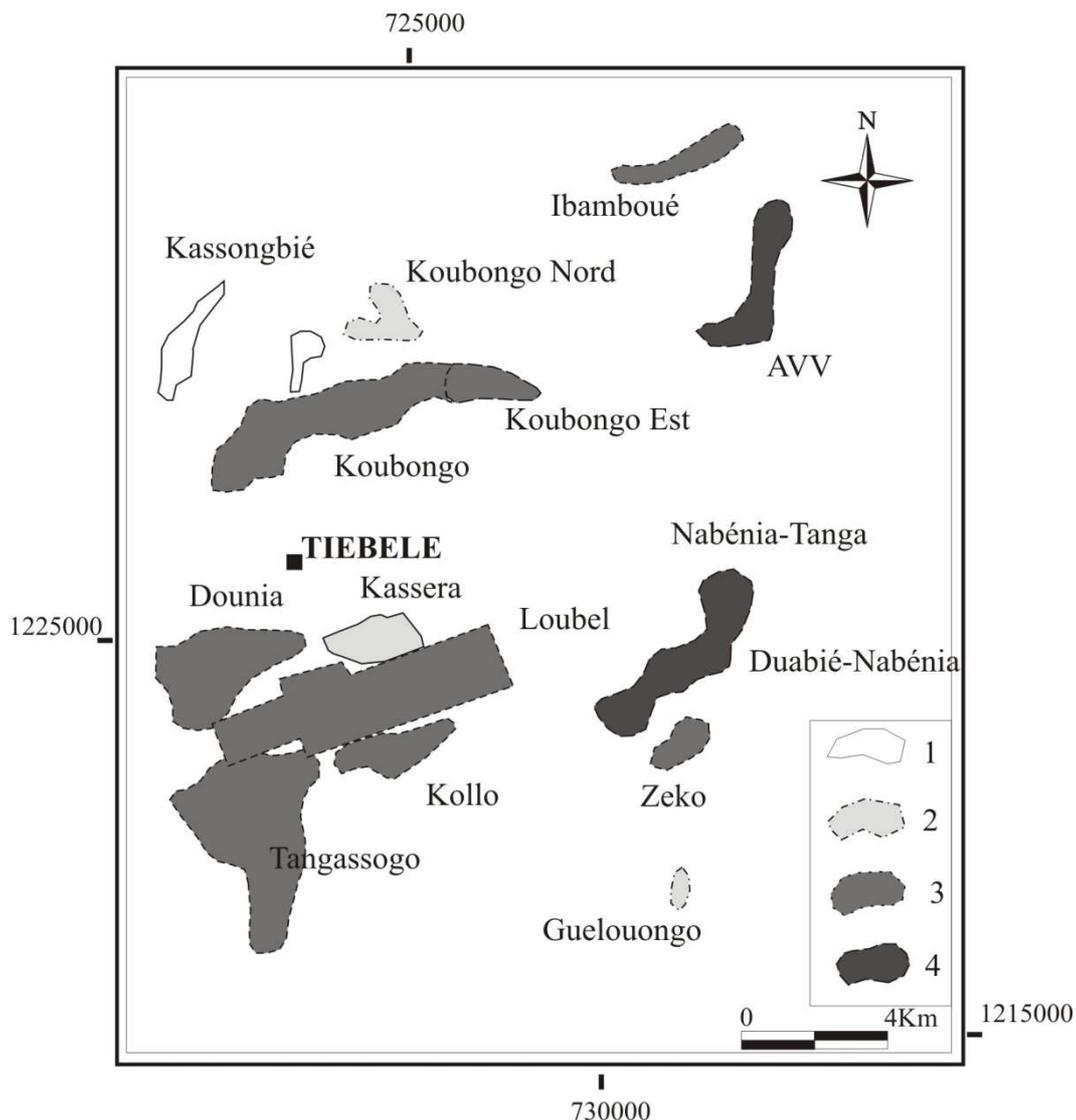


Figure I-12 : Carte de localisation des 14 anomalies de la région de Tiébéle (Napon, 2001a). 1 : Anomalies éliminées. 2 : Anomalie priorité 3. 3 : Anomalie priorité 2. 4 : Anomalie priorité 1.

1-3- La prospection géophysique

En 1961, la SAPA (Société anonyme de prospection aéroportée) effectue une prospection aéromagnétique dans la région de Pô. L'étude géophysique entreprise par le BRGM a concerné 2,2km de IP (Induced Polarity) et EM (Electromagnetic survey) de la zone I et zone IV confirmant ainsi les anomalies mises en évidence par le PNUD. La géophysique sol de Loubel sur 13km de MAG (Magnetic survey), 10,6km d'EM est entreprise par Incanore. Les investigations de Anmercosa ont consisté en 1038km de lignes de levée EM aéroportée, 53,1km de levée Max Min et 114,5km de magnétométrie au sol.

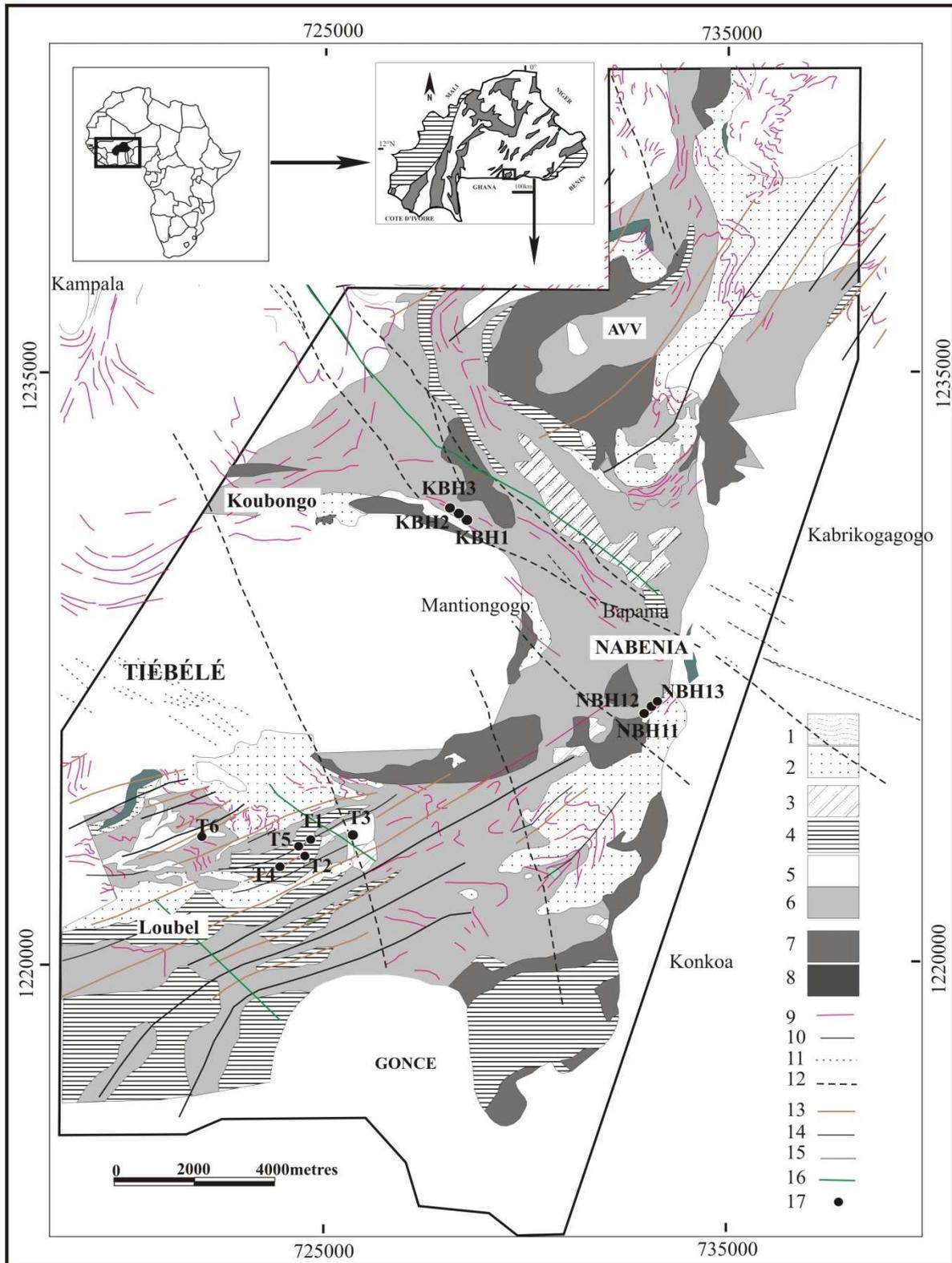


Figure I-13 : Carte géologique de Tiébélé mettant en évidence les éléments structuraux, d'après (Napon, 2001a) et position des trous de sondage carottés dans les trois prospects. 1 : Sédiment chimique. 2 : Lave felsique. 3 : Agglomérat mafique. 4 : Sédiment clastique. 5 : Granite. 6 : Lave mafique. 7 : Intrusif mafique. 8 : Filon de quartz. 9: D1 (SO/1). 10 : D1 (S1). 11 : D2 (S2). 12 : Cisaillement tardif. 13 : D1-Antiform. 14 : D1-Synform. 15 : D2-Antiform. 16 : D2-Synform. 17 : Positions des sondages étudiés.

1-4- Les tranchées

Les tranchées ont été réalisées successivement par la société Incanore Ltd. et Anmercosa Ltd. Ainsi, 8 tranchées de 800m sont excavées sur 4 anomalies intersectant un filon de quartz avec 40g/t Au par Incanore. Cette teneur largement anormale, confirme l'engouement des premiers travaux de recherches et justifie le potentiel aurifère de cette région. Les résultats des tranchées sont donnés sous forme de tableau et figurent en annexe.

1-5- Les sondages

La campagne des sondages subséquente à celle des tranchées, a permis la réalisation de six (6) sondages DD holes (Diamond Drill holes) de 1356,4m exclusivement à Loubel par Incanore (Fig. I-13) où la meilleure intersection donnait 21m@1,8%Zn dans des méta-sédiments laminés à forte susceptibilité magnétique (Fig. I-13). Anmercosa Ltd. réalisa quarante cinq (45) sondages RC totalisant 4806m et six (6) sondages carottés (411,7m) dont 3 à Nabénia et 3 à Koubongo Est (Fig. I-13). Les résultats indiquent deux niveaux minéralisés renfermant une minéralisation en sulfure dans des encaissants felsiques, méta-sédimentaires. Ces dernières investigations confirment la présence d'une minéralisation en sulfure dans la région de Tiébélé et viennent en complément à l'anomalie de Loubel. Les résultats figurent en annexe.

1-6- Contexte géologique du gîte

Les travaux de cartographie géologique et de recherche minière (Napon, 2000, 2001a) à la suite de ceux de Incannore (1991-1998), ont permis d'établir une carte géologique et structurale détaillée de la région de Tiébélé qui présente une ceinture de roches vertes orientée globalement NE-SW et largement représentée par des roches méta-volcaniques et méta-sédimentaires associant des intrusifs basiques à ultrabasiques ; l'orientation de la ceinture est localement perturbée notamment au centre par la présence de granitoïdes (Fig. I-13). Ces travaux distinguent : (i) la ceinture de roches vertes constituée par des méta-laves basiques (basaltes en pillow) à acides (rhyolites) associant des agglomérats, tufs et lapillis ; cet ensemble présente également des intrusifs basiques (gabbros, diorites) à ultrabasiques (pyroxénites) sous forme de sills ou de plutons allongés. Les méta-sédiments sont de nature argileuse parfois graphiteux schistosés, souvent chloritisés à intercalation de cherts noirs ou

gris clair, de quartzites à magnétite et de niveaux à manganèse. (ii) les granitoïdes composés de granites roses à grain fin ou grossier, gris à grain variable et des granites à magnétite plus ou moins déformés. Selon l'auteur, le métamorphisme de faciès schiste vert constaté dans les ceintures de roches vertes, s'accompagne de trois phases de déformation majeure : D1 très pénétrative avec des plis isoclinaux NE-SW à plan axial sub vertical. D2 de direction NW-SE avec des cisaillements dextres. Enfin une phase D3 dont les structures recoupent D2 à Loubel et deviennent semi-concordantes dans la zone de Koubongo.

2- But et Objectifs de l'étude

La région de Tiébélé a depuis longtemps été l'objet de diverses campagnes d'exploration et de cartographie géologique sanctionnées par la mise en évidence des indices de Zn-Cu-Pb ± Au. Ces travaux ont permis d'appréhender le contexte géologique et métallogénique du gîte de Tiébélé.

La présente étude permettra de mettre en relief la composition de gîtes d'amas sulfuré, la morphologie et l'emplacement de la minéralisation, dans le but de comprendre le processus minéralisateur dans la région. Une comparaison permettra de rattacher la minéralisation des divers prospects à une des classifications existantes. Par la suite, il pourra être possible de contraindre les paramètres de mise en place de la minéralisation et des processus métallogéniques.

Les objectifs de cette étude viseront à :

- i) caractériser l'environnement géologique et la nature des roches encaissantes des gîtes au niveau de la morphologie de la minéralogie de l'amas minéralisé et de l'altération ;
- ii) intégrer et comparer les caractéristiques dans le but de dégager le ou les processus de formation.

**FACIES LITHOLOGIQUES DE LA REGION DE
TIEBELE**
Pétrologie - Minéralogie

SOMMAIRE

I-Cadre géologique régional	37
1-Les ceintures de roches vertes	38
2- Les granitoïdes	38
II-Formations géologiques du Gîte de Tiébélé	39
1-Ensembles volcano-plutoniques et sédimentaires	42
1.1-Les méta-volcanites basiques	42
1.1.1-Les méta-basaltes	43
1.1.2-Les méta-andésites	44
1.1.3-Les amphibolites	46
1.1.4-Les tufs basiques	46
1.2-Les méta-volcanites acides	47
1.2.1-Les méta-rhyolites	48
1.2.2-Les méta-dacites et les méta-rhyodacites	50
1.2.3-Les tufs et les pyroclastites acides	50
1.2.4-Les faciès à grenat	51
1.3-Les méta-sédiments	52
1.3.1-Les méta-cherts et les méta-quartzites	53
1.3.2-Les faciès grésopélitiques et les sédiments clastiques	55
1.3.3-Les méta-sédiments noirs	56
1.3.4-Les cornéennes à grenat	57
1.4-Les intrusions basiques	57
1.4.1-Les méta-diorites	58
1.4.2-Les méta-gabbros	58
1.4.3-Les méta-ultrabasites	60
1.5-Résumé	61
2- Granitoïdes	63
2.1-Les granitoïdes à amphibole	63
2.2-Le massif granitique de Tiébélé	65
2.3-Résumé	66
III-Associations minérales et évolution du métamorphisme	67
1-Associations minérales du métamorphisme local (Amphibolite)	67
2-Associations minérales du métamorphisme général (faciès des schistes verts)	67
3-Associations minérales d'origine hydrothermale (hydrothermalisme)	67
IV-Discussions et conclusion sur les faciès lithologiques	69

I- CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La zone d'étude intègre les bordures Sud-Est et Sud-Ouest des degrés carrés de Pô et de Tenkodogo (Fig. II-1).

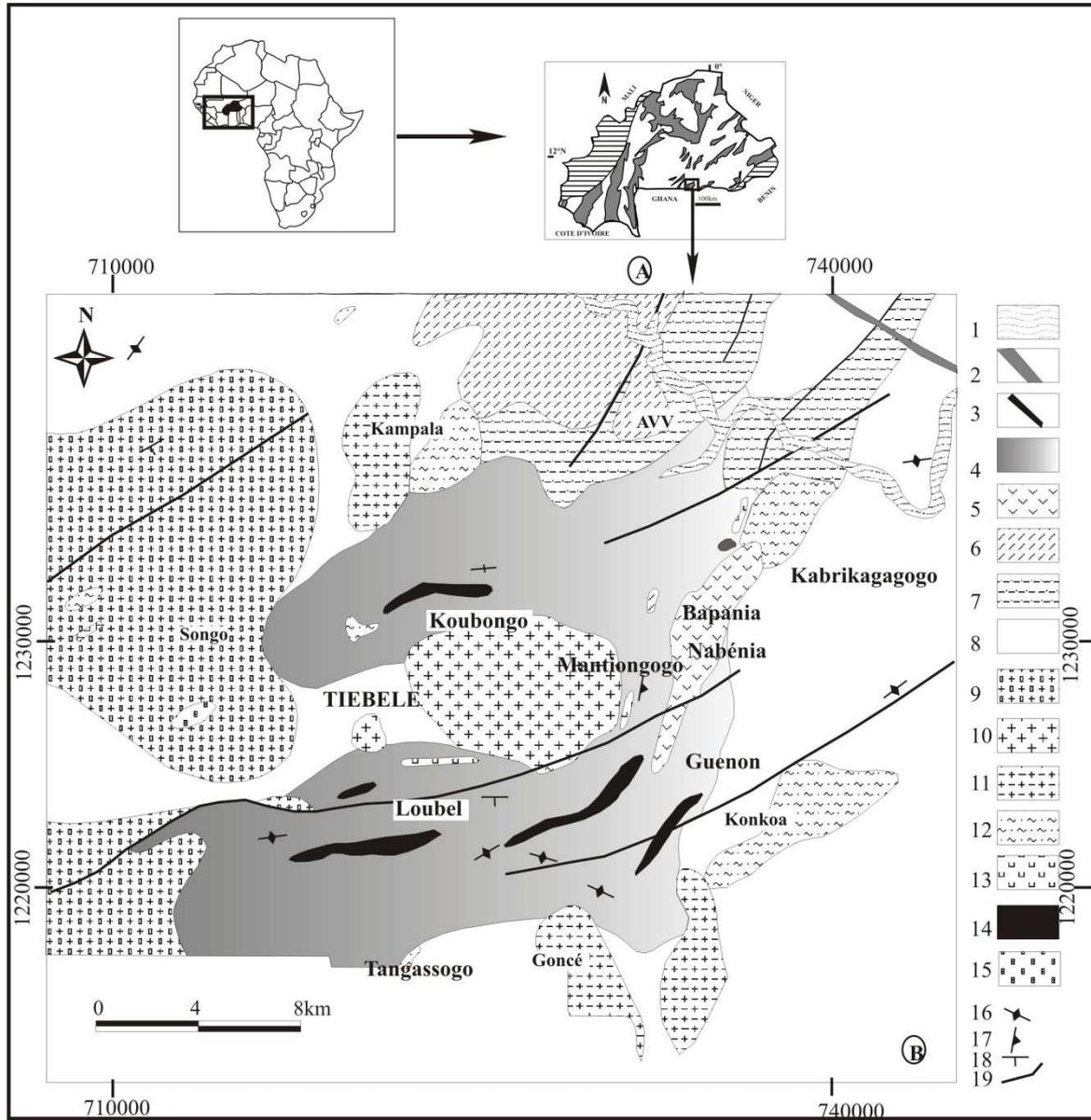


Figure II-1 : Carte géologique simplifiée de la région de Tiébélé (Trinquard et al., 2003 ; Bonnard et al., 2003) A : Localisation de la région de Tiébélé sur la carte géologique du Burkina. B : Géologie de Tiébélé. 1 : Alluvion. 2 : Dolérite. 3 : Filon de quartz. 4 : Schiste volcano-sédimentaire. 5 : Méta-volcanite indifférenciés. 6 : Leucogranite à biotite et muscovite. 7 : Orthogneiss mylonitique, granitique et dioritique. 8 : Granodiorite, tonalite et diorite quartzifères foliée à biotite et souvent amphibole. 9 : Granite à grain fin à tendance porphyroïde. 10 : Granite leucocrate à biotite. 11 : Granite à biotite et souvent amphibole parfois porphyroïde. 12 : Amphibolite. 13 : Rhyolite et microgranite. 14 : Quartzite. 15 : Méta-gabbro et méta-diorite. 16 : Schistosité ou foliation. 17&18 : Pendage et sens de pendage. 19 : Faille ou zone de cisaillement.

A l'échelle régionale, les degrés carrés de Pô-Tenkodogo présentent deux grands ensembles géologiques (Fig. I-1B) : (1) les ceintures de roches vertes birimiennes qui représentent environ 40% et (2) les granitoïdes 60% qui constituent l'essentiel des affleurements du paléoprotérozoïque.

1- Les ceintures de roches vertes

Les ceintures de roches vertes apparaissent sous forme de bandes plus ou moins orientées NE-SW. Dans la zone de Pô-Tenkodogo, elles forment des lambeaux ou des panneaux arrondis ou elliptiques. Ces ceintures sont composées de roches méta-volcaniques et plutoniques associées, de roches méta-sédimentaires et méta-volcano-détritiques déformées et métamorphisées généralement dans les conditions du faciès schiste vert (Naba, 1999 ; Castaing et al, 2003 ; Kagambèga, 2005).

- Les faciès méta-volcaniques correspondent à des laves basiques à acides (méta-basalte, méta-andésite, méta-dacite et méta-rhyolite) de pyroclastites. A ces roches sont associés des cumulats d'ultrabasites, des méta-gabbros et des dykes doléritiques. Dans le degré carré de Pô, les méta-basaltes et méta-andésites sont affectés par une schistosité verticale de direction NE-SW et recoupés par des veines tardives de quartz d'épaisseur millimétrique à centimétrique orientées NE-SW à N-S. Des faciès amphibolitiques affleurent sous forme de lambeaux au sein des ceintures ou sont en enclaves dans les granites.

- Les faciès méta-volcano-détritiques et méta-sédimentaires sont essentiellement composés de grauweekes, de faciès hyaloclastiques, de pélites, grès, gondites et conglomérats polygéniques. Cet ensemble présente des passées de schistes noirs graphiteux ou manganésifères. L'ensemble est affecté par une schistosité E-W verticale.

2- Les granitoïdes

A l'échelle régionale, les granitoïdes affleurent sous forme de grands batholites ou en massifs sub-circulaires délimités par les ceintures de roches vertes. Les faciès les plus représentatifs sont composés de granodiorite et de tonalite foliées. Au sein de ces batholites, affleurent des massifs de granitoïdes leucocrates à biotite seule ou avec de rares amphiboles bien exprimées dans la région de Kampala, au Nord-Est et au Sud. Vers l'Ouest, on peut

observer particulièrement une variation dans la texture passant du grain fin isogranulaire à la texture porphyroïde.

Les plus récents travaux sur les granitoïdes de la région sont ceux de Castaing et al. (2003) et de Kagambèga (2005). A la différence des anciens travaux qui spéculaient sur la dénomination des granitoïdes dont ceux de Pô-Tenkodogo, Kagambèga (2005) et Kagambèga et al. (2006) distinguent dans cette zone, des granitoïdes à biotite seule et des granitoïdes à amphibole. Ils distinguent : (i) les granitoïdes rubanés à amphibole les plus fréquents (70%) comprenant des faciès tonalitiques dont certains ont un caractère nettement porphyroïde à mégacristsaux de feldspath supérieur au centimètre et des granodiorites parfois finement rubanés, à texture gneissique ; (ii) les granitoïdes à biotite seule en panneaux décamétriques ou plurikilométriques recoupant les granitoïdes à amphibole, et sont parfois sous forme de filon. Les relations de terrain ainsi que les datations radiométriques (Castaing et al., 2003) indiquent l'antériorité des granitoïdes à amphibole par rapport aux granitoïdes à biotite. En effet, les âges obtenus donnent $2139 \pm 9\text{Ma}$ pour une granodiorite à amphibole, et $2110 \pm 8\text{Ma}$ à $2100 \pm 8\text{Ma}$ pour les granites à biotite.

II- FORMATIONS GEOLOGIQUES DU GITE DE TIEBELE

Le paysage général de la région de Tiébélé est marqué par un relief plus ou moins accidenté contrôlé par des ensembles volcanique et volcano-sédimentaire culminant à plusieurs dizaines de mètres d'altitude à l'Est et à l'Ouest de Tiébélé. Les granitoïdes sont affleurants à subaffleurants sous forme de blocs chaotiques d'extension plurimétriques, et dans certains endroits s'expriment sous forme de tors à pente abrupte ou douce surtout à l'Ouest de Tiébélé.

L'allure générale des formations (Fig. II-2) montre dans la région, une ceinture de roche volcano-plutonique et sédimentaire, globalement orientée NE-SW et délimitée par des granitoïdes.

Dans le cadre de cette étude, une série de coupes géologiques a été réalisée perpendiculairement aux structures géologiques selon des zones (Fig. II-2 et II-3).

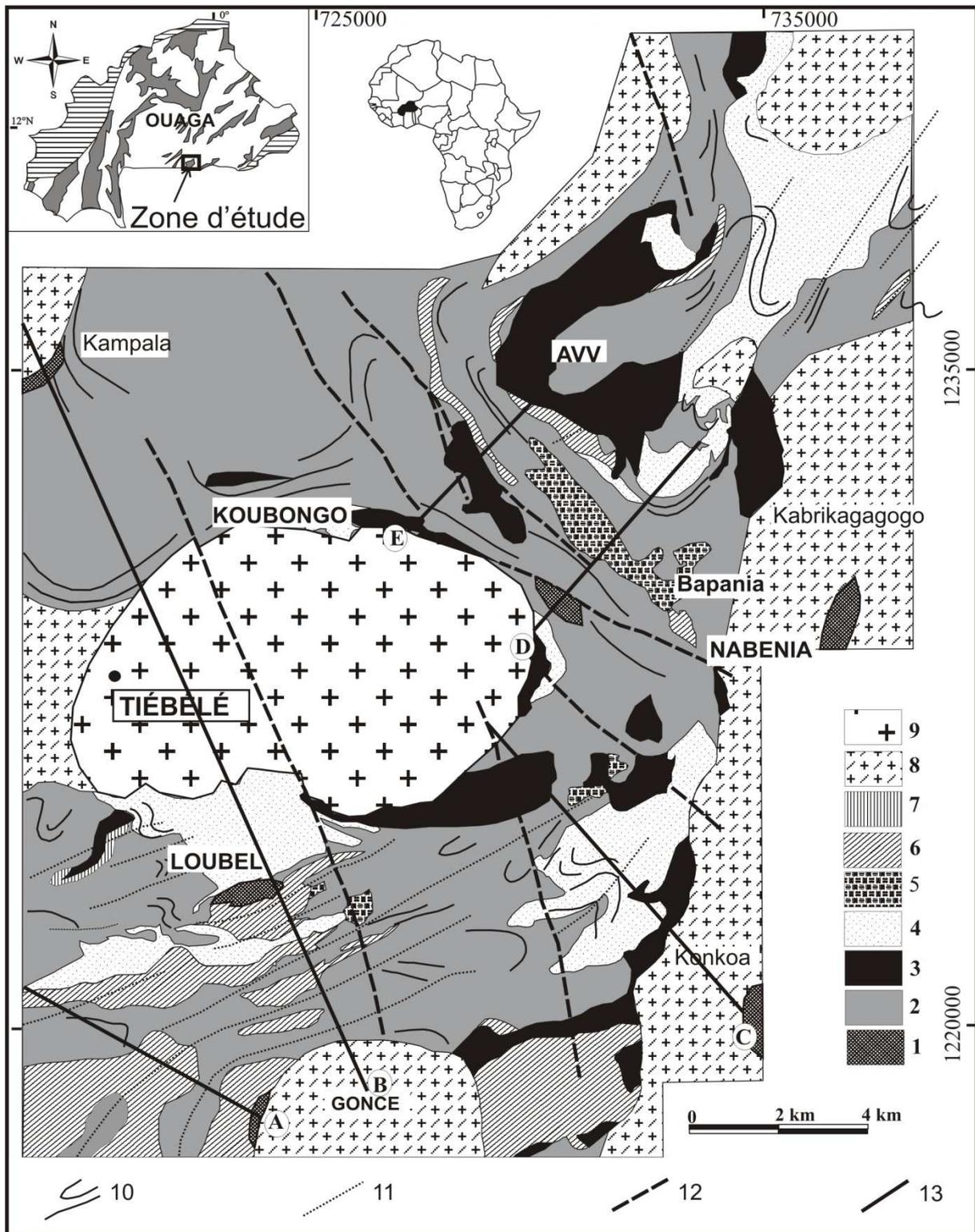


Figure II-2 : Esquisse géologique de la région de Tiébélé. 1 : Amphibolite. 2 : Méta-volcanites basiques. 3 : Intrusion basique (Métabasalte/Méta-diorite). 4 : Méta-volcanite acide et microgranite associé). 5 : Méta-andésite/Méta-basalte ± agglomératique. 6 : Méta-sédiment (Métabasalte et Faciès métabasaltique). 7 : Méta-sédiment chimique. 8 : Granitoïde à amphibole ± biotite. 9 : Massif granitique de Tiébélé. 10 : Trajectoire S0/S1. 11 : Traces supposées des charnières de plis. 12 : Faille tardive. 13 : Position des traits de coupes (A-B-C-D) dans le cadre de ce mémoire.

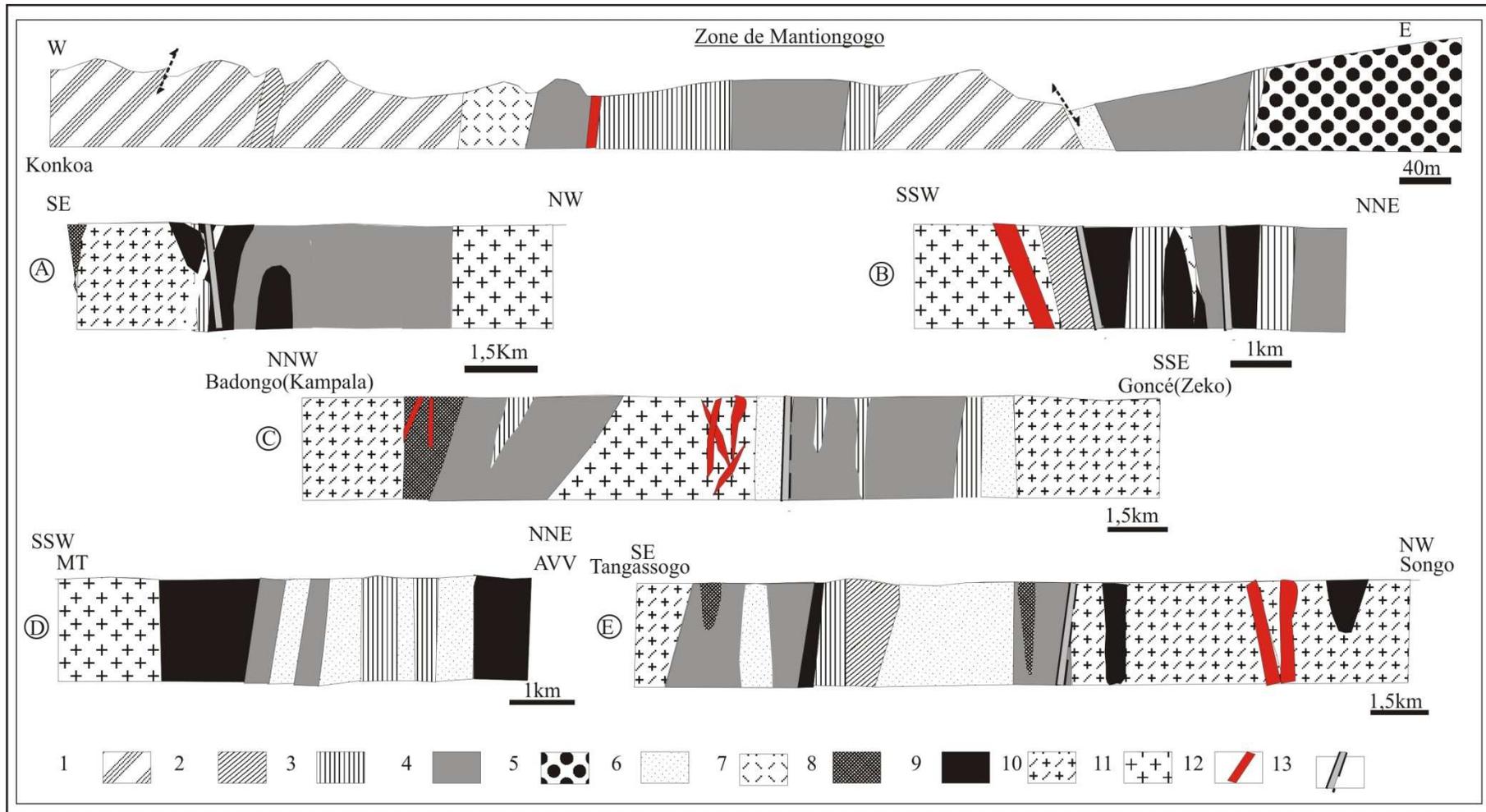


Figure II-3. Coupes schématiques réalisées dans la région de Tiébélé. 1 : Schiste à graphite et à manganèse. 2 : Schiste gréso-pélimitique. 3 : Méta-sédiment chimique (chert, chert à Mn). 4 : Méta-volcanite basique (méta-basalte/méta-andésite) à passée souvent amphibolitiques). 5 : Pillow et brèche associés. 6 : Méta-volcanite acide. 7 : Méta-rhyodacite à texture trachytique. 8 : Amphibolite. 9 : Intrusion basique (gabbro-diorite) dioritique. 10 : Massif granitique de Tiébélé. 11 : Granitoïde à amphibole. 12 : Filon aplo-pegmatique et veines de quartz. 13 : Couloirs mylonitique.

1- Ensembles volcano-plutoniques et sédimentaires

Ce sont des ensembles de roches basiques à acides associant des intrusifs de composition intermédiaire, basique à ultrabasique, des pyroclastites, des brèches associées et des intercalations de bancs cherteux ou quartzitique, pélitique à graphite et ou manganèse. L'ensemble est déformé et métamorphisé avec une foliation en général subparallèle à la lithologie redressée.

1-1- Les méta-volcanites basiques

Ce sont les roches les plus exprimées à l'affleurement (Fig. II-2 ; Fig. II-3), et représentées par des basaltes massifs ou en pillow, associés à des andésites à passée souvent agglomératique. Ces formations sont à divers degrés schistosées et plissées par endroits. Au Sud-ouest du massif de Tiébélé (MT) la schistosité est orientée E-W à N-S à pendage subvertical. En plus, ces roches sont parfois rubanées et sillonnées de veinules de quartz diversement orientées NNE-SSW à E-W. Les faciès bréchifiés à éléments anguleux polygéniques ont été observés. Ils sont associés aux pillow au NE du massif granitique de Tiébélé.

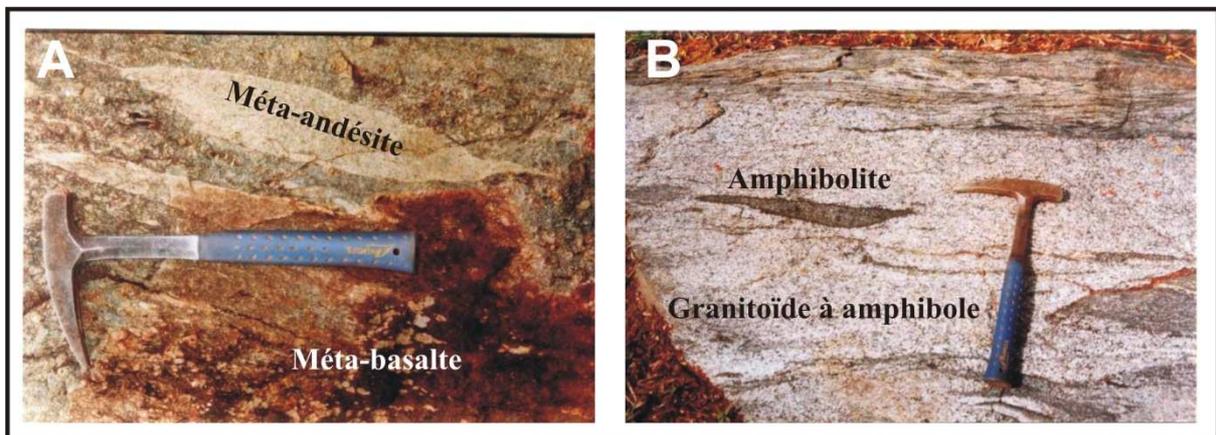


Figure II-4 : Relation entre les roches de ceinture elles-mêmes et entre les roches de ceinture et les granitoïdes. A : Enclave de méta-andésite dans un méta-basalte bréchique localement affecté par l'altération supergène (HTGOGO). B : Enclave lenticulaire d'une amphibolite (HTKAB-2) dans un granitoïde à amphibole du centre-Nord.

1-1-1- Les méta-basaltes

Ils sont largement représentés dans la ceinture (Fig. II-3, Fig. II-4A) et sont plus ou moins affectés par la schistosité de flux. Ces roches noires à verdâtres (Fig. II-4A), aphanitiques et localement porphyriques à vacuolaire sont souvent affectées par l'altération supergène entraînant une coloration vert-brunâtre (Fig. II-4A). Ils sont parfois recoupés dans tous les sens par des veinules millimétriques à pluricentimétriques de quartz plus ou moins carbonate, ou alors ponctués de microphénocristaux de feldspaths altérés en épidote. Les faciès en coussin se distinguent par leur faible degré d'altération, leur caractère très vacuolaire avec de nombreuses amygdales remplies de quartz. Ces formations basaltiques contiennent souvent des sulfures de type pyrite automorphe, et sont en particulier associés aux brèches et aux amphibolites de contact.

La texture est microlitique \pm vacuolaire caractéristique ou localement porphyrique (Fig. II-5A) mais dans les couloirs de déformation, elle devient microcristalline porphyroblastique. La proportion du quartz microcristallin ($\sim 0,15\text{mm}$) est fonction du degré de recristallisation des ferromagnésiens et des plagioclases. Les porphyroblastes (5-15%) sont représentés par des amas d'actinote prédominant sur la hornblende brune. Les actinotes aciculaires syn S1 marquent souvent dans d'autres faciès la déformation plano-linéaire et les plus tardives sont sécantes à la structure. Certaines actinotes sont poecilitiques et incluent du quartz granulaire et de très fines lamelles de biotites accessoires. Sa genèse par retromorphose est souvent progressive dans les plages trapues de hornblende, avec épidote et souvent micas blancs. Lorsque ces faciès sont fortement hydrothermalisés, seuls se forment les carbonates, albite, chlorite \pm actinote \pm épidote, leucoxène, quartz, au détriment des plagioclases, des amphiboles pour donner des roches type calco-chloritoschiste (Fig. II-5B). Malgré cette altération, il subsiste des reliques de pyroxène. On peut ainsi voir dans ces basaltes une paragenèse caractéristique du faciès schiste vert à chlorite – albite - actinote - quartz - épidote, surimprimée par une altération hydrothermale à calcite – chlorite – épidote – quartz \pm micas.

La matrice est constituée de rares cristaux prismatiques de feldspath mâclé carlsbad avec plagioclase, accompagnant de nombreux microprismes d'actinote et des lamelles de biotite partiellement chloritisée. Les opaques (1,1mm), dont certains se déstabilisent en hématite ou en leucoxène présentent parfois des mâcles d'accolement. Ils sont soit associés aux amas de chlorite et/ou de carbonates en îlots, soit au quartz ou à des carbonates et parfois de la chlorite ou des amphiboles.

Dans les basaltes en coussin, les vacuoles à remplissage de quartz (*cf. article en annexe*) se présentent en amas polycristallins moulés par des microlites de plagioclase. On trouve également des reliques de pyroxène ± olivine associées à de l'hornblende, de l'actinote, de l'épidote et à des opaques. La composition minéralogique est celle des méta-basaltes sus-décrits. Néanmoins, la relative abondance des minéraux ferromagnésiens qui que légèrement déstabilisés, les distingue des précédents.

1-1-2- Les méta-andésites

Les méta-andésites se présentent sous forme de coulées plus ou moins porphyriques ou agglomératiques. Leur couleur vert clair et leur disposition en blocs laminés suivant la direction NW-SE (Fig. II-5C) suggèrent un contrôle tectonique. On les retrouve également en enclaves lenticulaires dans des méta-basaltes (Fig. II-4A). La composition minéralogique comprend de l'amphibole, du plagioclase et de l'épidote. Au Sud de Tiébélé, elles forment une association volcano-sédimentaire avec les méta-sédiments et les méta-rhyolites.

Les textures sont variables au microscope : texture mylonitique, microgrenue porphyrique, porphyroclastique (Fig. II-5D), et par endroits coronitique. La composition minéralogique associe du quartz igné ou secondaire - plagioclase - carbonate type calcite – épidote – actinote – chlorite – opaque ± leucoxène en proportion variable d'un faciès à l'autre. En effet, ces roches se distinguent des méta-basaltes par l'abondance de l'épidote et parfois de plagioclase et par la pauvreté en ferromagnésiens. L'épidote d'habitus variable se trouve en quantité variable (30-50%). Elle se présente soit sous forme de gros cristaux orbiculaires limitant les plages de leucoxène, soit en agrégats pseudomorphosant les plagioclases et les ferromagnésiens. Le leucoxène peut s'associer à un réseau de filonnets d'opaque. Les plagioclases sont saussuritisés en épidote, carbonate, actinote et albite (0,6mm/0,15mm). Les actinotes soulignent les plans de déformation. Les carbonates de grande taille (1,7 mm x 0,72 mm) représentent environ 30% des produits de recristallisation, et se présentent sous forme de veinules. La chlorite se présente parfois en amas de cristaux associés au leucoxène ou au quartz secondaire et à l'épidote. La magnétite pseudomorphosée par l'hématite forme des traînées rougeâtres à brunâtres. Ces méta-andésites montrent donc une paragenèse type faciès schiste vert à épidote - actinote - chlorite - albite - quartz, surimposée par une altération hydrothermale à carbonate - quartz - épidote.

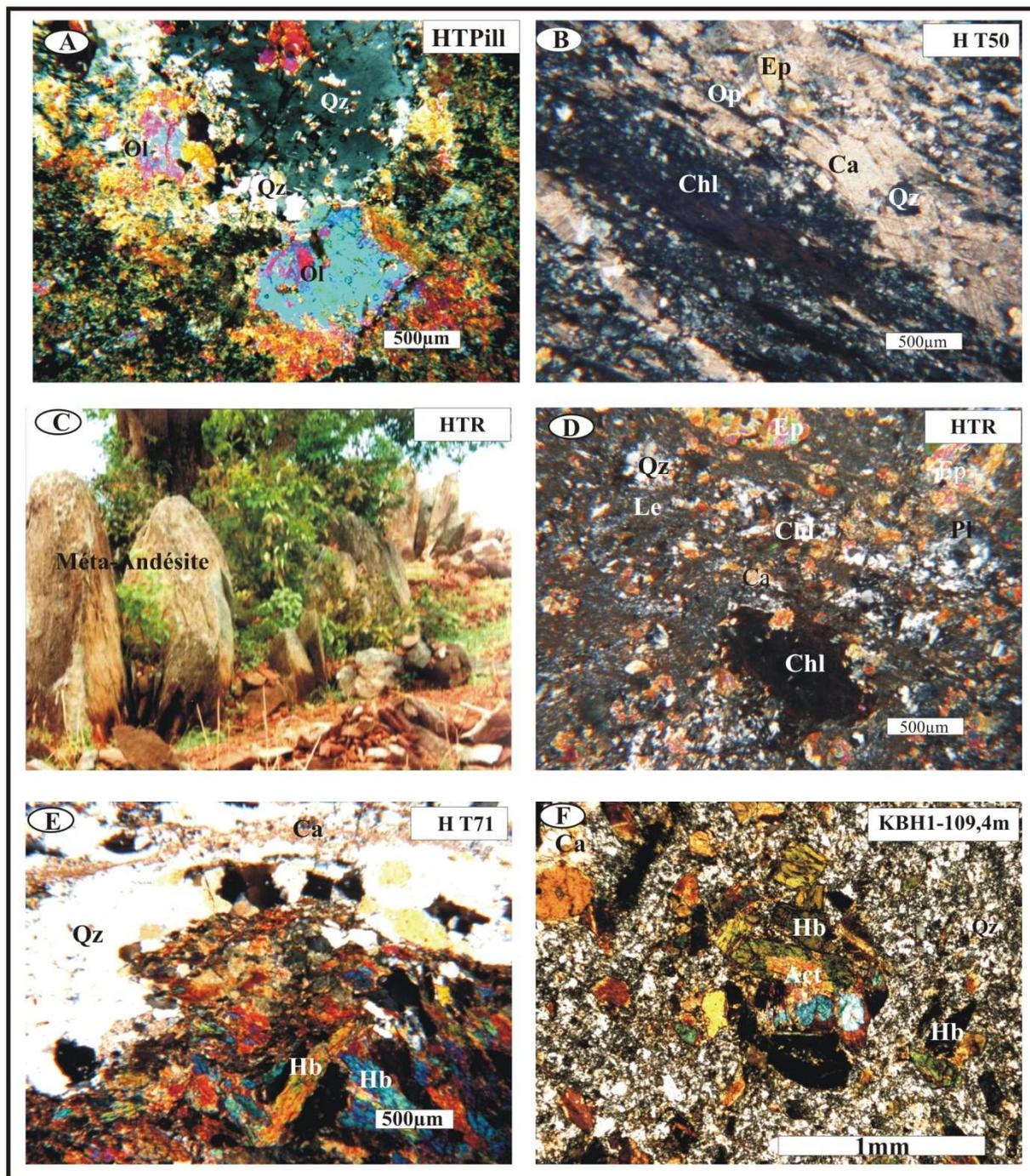


Figure II-5 : Photographie et microphotographie des méta-volcanites basiques. A : Détail d'un basalte en coussin (pillow) à phénocristaux d'olivine (Ol) et de quartz (Qz) vacuolaire piégés dans une matrice microlitique à plagioclase (Pl) et prisme d'hornblende (Hb). B : Méta-basalte pseudomorphosé en calco-chloritoschiste ; la schistosité de flux est soulignée par la chlorite (Chl) et les carbonates (Ca). C : Méta-andésite agglomératique disposée en bloc laminaire. D : Détail de cette méta-andésite, mylonitisée et présentant des clastes de quartz et d'épidote (Ep) dans une matrice à leucoxène (Le) et chlorite. E : Amphibolite de contact présentant une texture nématoblastique affectée par une altération hydrothermale. F : Méta-andésite à passée tufacée ; observer les phénocristaux/phénoclastes de hornblende déstabilisée en actinote (Act) qui se détachent d'un fond siliceux.

1-1-3- Les Amphibolites

A l'échelle de l'affleurement, les amphibolites sont rares et étroitement associées aux méta-basaltes (développées au contact granitoïde-roche de ceinture) ou en enclave au sein des granitoïdes (Fig. II-2 ; Fig. II-4B). A l'Ouest et au Sud, ces faciès portent les empreintes d'une déformation pénétrative (schistosité, rubanement) et contiennent souvent des vacuoles aplaties à l'instar de certains basaltes alors que dans les enclaves (Fig. II-4B), elles sont finement rubanées à Konkoa, à Bapania et à Kabrikagagogo.

Au microscope, les textures sont principalement mylonitiques à sub-nématoblastiques (Fig. II-5E) orientées dans les faciès de contact, et granoblastiques sub-isogranulaires dans les enclaves. La déformation mylonitique s'exprime par une fragmentation du plagioclase et de la hornblende formant une matrice cryptocristalline (40%) dans laquelle baignent des prismes courts d'hornblende brune et verte (50%), de la biotite et accessoirement de l'actinote. Cette organisation est localement perturbée par des venues tardives quartzo-carbonatées ou quartzo-feldspathiques (Fig. II-5E). Dans l'enclave, c'est essentiellement la hornblende (60%) rarement déstabilisée en épidote et chlorite en bande alternant discrètement avec des lits quartzo-plagioclasiques à plagioclase souvent kinké.

En somme, les amphibolites décrites ici semblent provenir d'anciens basaltes ou gabbro-diorites ayant subi un métamorphisme de relativement haut degré à hornblende succédée par une retromorphose dans des conditions du schiste vert à actinote-biotite-quartz. La présence d'enclave d'amphibolite dans le granite proximal, pourrait expliquer l'élévation de la température dans les basaltes vacuolaires.

1-1-4- Les tufs basiques

A Koubongo, ils forment des intercalations dans les faciès de méta-volcanite acide porphyrique à quartz bleuté minéralisé en sulfure (cf. chapitre V). La couleur est vert-sombre et la texture est marquée par des prismes brisés d'amphibole (>50%) diversement orientés.

L'étude microscopique (Fig. II-5F) apporte les précisions suivantes : un assemblage hétérogranulaire clastique de hornblende brune (50-60%) à pseudomorphose centrifuge en actinote, ou recristallise en quartz – carbonate ± chlorite. La biotite et les opaques sont occasionnels (1-3%). La matrice (40-50%) comprend de la silice cryptocristalline de la

hornblende, de la séricite et des carbonates provenant de plagioclase dont certains encore microprismatiques justifient le pôle plus calcique que sodique de ces plagioclases, qui vraisemblablement auraient cristallisé avant la hornblende.

En définitive, ces rares faciès de composition andésito-basaltique sont affectés par un métamorphisme de faciès schiste vert à chlorite-actinote-quartz formant une paragenèse minérale secondaire post magmatique.

1-2- Les méta-volcanites acides

C'est un ensemble de laves, de tufs de composition rhyolitique à dacitique (Fig. II-6A et II-6B). Au Sud et au NE, ils forment des bandes alternant soit avec des méta-sédiments (gréso-pélimitiques, graphiteux ou cherteux) soit recoupés par des intrusions basiques à neutres microgrenues (Fig. II-3 et II-4). Au Sud à Loubel, à l'Est à Nabénia et au NW à Koubongo, des variantes d'apparence sub-volcanique sont ponctuées de microphénocristaux de quartz bleu dans les niveaux moyen et inférieur de certains sondages (Fig. II-6C) avec ou sans grenat (Fig. II-6D). En plus, ils sont minéralisés en sulfure (cf. Chapitre V).

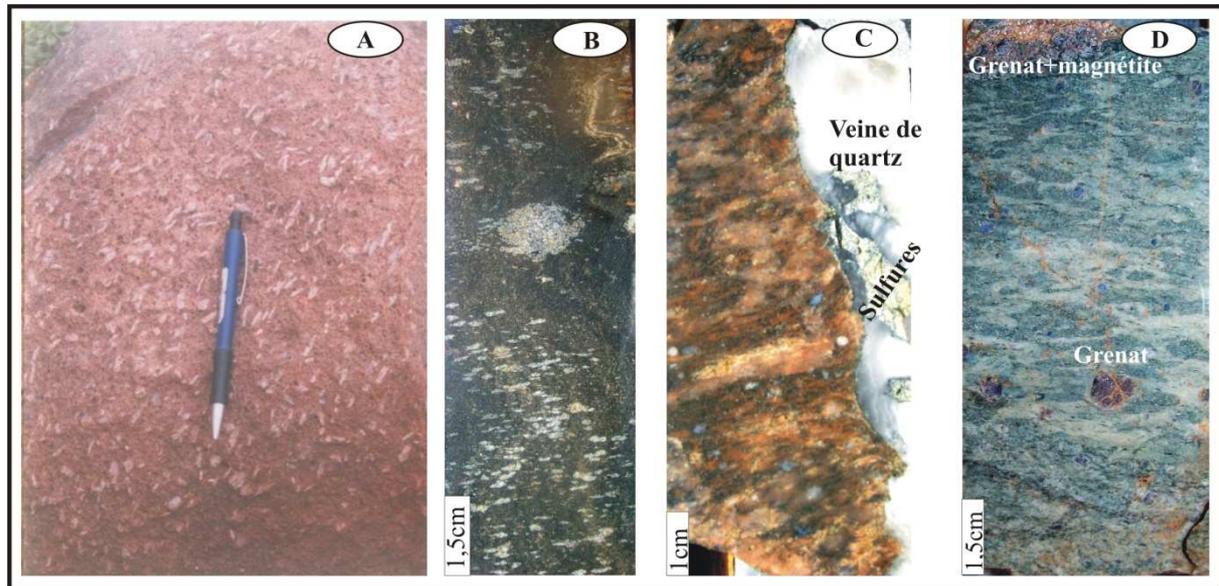


Figure II-6 : Faciès rencontrés en sondage et en affleurement. A : Rhyodacite à texture fluidale soulignée par les baguettes de feldspath alcalin (HTG1). B : Tuf remanié par des recrystallisations siliceuses perpendiculairement à l'axe de la carotte (T6-109m). C : Faciès porphyrique à yeux de quartz bleu, recoupé par une veine de quartz subparallèle à l'axe de la carotte. Le contact est souligné par des sulfures (T6-39m). D : Cristal de grenat épanoui dans une des variantes du faciès à quartz bleu. La texture primaire est oblitérée par une texture vermiculaire sub-sphérolitique (T5-90m).

1-2-1- Les méta-rhyolites

Elles forment des entités cartographiables à l'Ouest, à l'Est, et au NE de Tiébélé (Fig. II-2). Roches leucocrates, la texture est porphyrique rarement aphanitique. Au NE, elles forment des blocs dispersés à yeux de quartz bleuté associées à des cherts et recoupées par des microgabbros (Fig. II-3). A l'Ouest, les faciès aphanitiques recourent les méta-pélites gréseuses, l'ensemble serait recoupé par les termes porphyriques sous forme de dyke. Enfin, les rhyolites sont localement silicifiées avec développement de veinules de quartz (1cm x 0,5cm) minéralisées en sulfures.

Au microscope, la texture bien évidemment est variable. Il s'agit de texture microcristalline porphyrique dans les faciès originels (Fig. II-7A) et porphyroclastique mylonitique à ultra-mylonitique dans les faciès cisailés. Les porphyroblastes (15%-20%) sont représentés par le quartz et le plagioclase. Le quartz golfé (1,5mm) ou poecilitique subit en bordure une recristallisation en sous grain (*cf. article annexe*). Il est parfois fracturé et colmaté par du quartz secondaire et peut former des amas polycristallins. Le plagioclase s'altère en damourite, épidote, quartz et carbonate ou alors recristallise par endroits dans les ombres de pression. Les rares cristaux de sanidine se déstabilisent par hydratation pour donner du quartz, suivant la réaction : Orthose + Eau → Quartz. Les carbonates apparaissent en plages automorphes (10%) et se présentent sous forme de queue de recristallisation sur certains opaques.

La matrice abondante (80%) est composée de quartz souvent en ruban, de micas blancs (séricite et muscovite), de calcite et des traces d'épidote et de biotite. La biotite, en amas de paillettes développe des trames brunes à noires par oxydation. Les opaques sont en quantité variable (2-10%) en général sous forme de cristaux automorphes et associent souvent des amas de micas, des carbonates, du quartz, de la chlorite, ou sont disséminés dans la roche. Enfin les méta-rhyolites semblent provenir de roches rhyolitiques ayant subi des transformations dans des conditions de faciès schiste vert à quartz-séricite. Ces faciès sont affectés par une déformation syn-métamorphe du schiste vert à muscovite - quartz - biotite ± épidote.

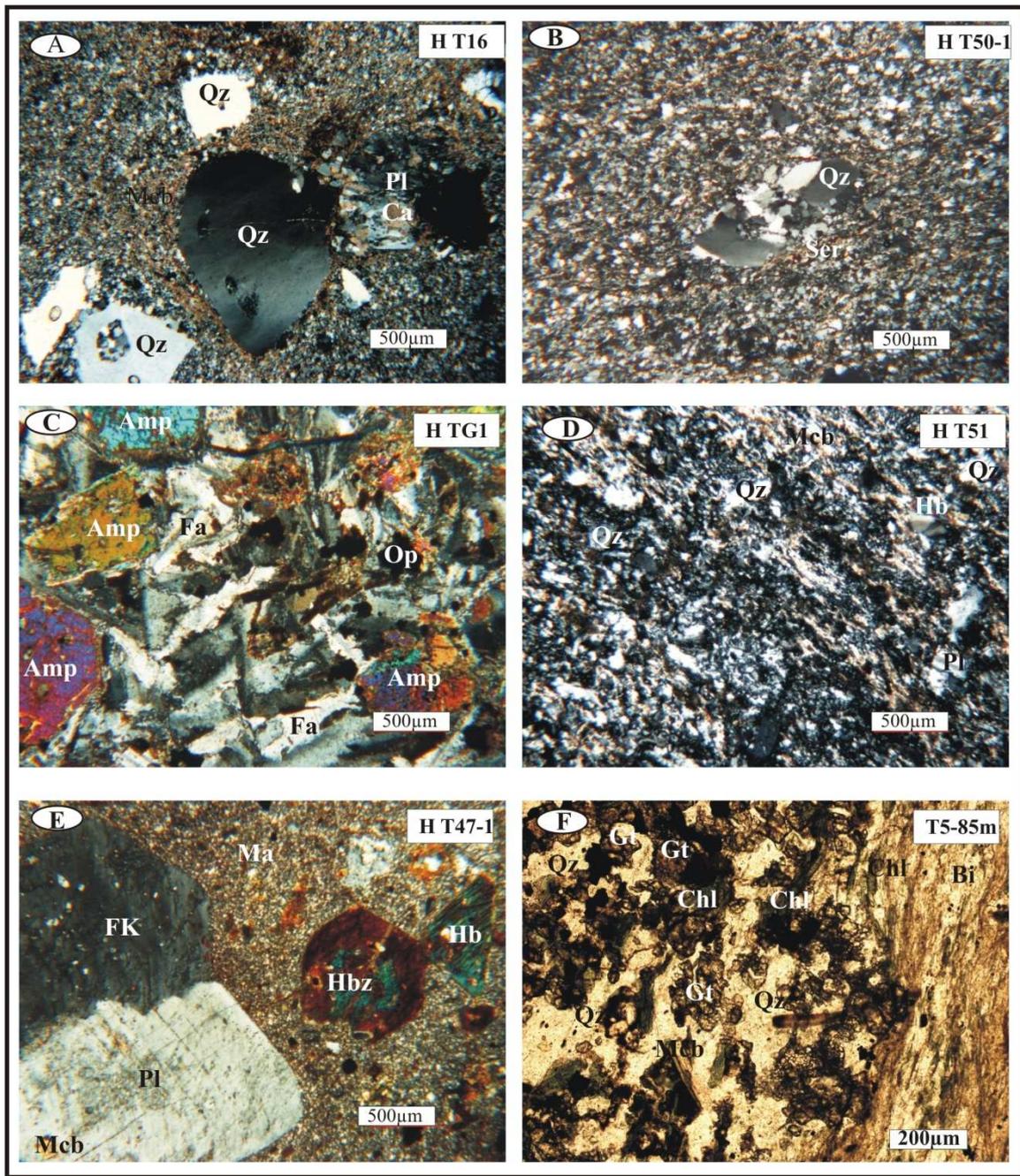


Figure II-7 : Microphotographie des méta-volcanites acides. A : Phénocrystal de quartz (Qz) et de plagioclase en partie destabilisé en carbonate (Ca) au sein d'une matrice à quartz et séricite (Ser). B : Méta-dacite à texture microcristalline porphyroclastique. Au centre, un porphyroclaste isolé de quartz à extinction onduleuse dans une matrice entièrement recristallisée. C : La texture trachytique soulignée par les prismes enchevêtrés de feldspath alcalin (Fa) est estompée par des orbicules souvent opacifiées d'amphibole (Amp). D : Tuffite dacitique à clastes de quartz et plagioclase (Pl). La matrice (Ma) est surimposée par du quartz et des micas blancs (Mcb). E : Pyroclastite à clastes hétérogènes de hornblende zonée (Hbz), d'orthose (Fk) et de plagioclase (Pl) en partie destabilisé en micas blanc (Mcb), pris dans une matrice (Ma) ultra-mylonitique. F : Relique de grenat (Gt) organisé en agrégat ± destabilisé en chlorite et en magnétite (Mt), le tout emballé par du quartz recristallisé microgranoblastique et un feutrage biotitique (Bi) : c'est la kélyphitisation.

1-2-2- Les méta-dacites et les méta-rhyodacites

Ces faciès ont été observés au Sud et à l'Est du massif de Tiébélé. La couleur est mésocrate à sub-leucocrate et les textures s'apparentent à celles des roches précédentes. Par contre, la méta-rhyodacite cartographiée présente une texture trachytique (Fig. II-6A) et affleure en boule éparse entre les collines de méta-pélite graphito-manganésifère où s'exprime également un volcanisme basique sous marin marqué par la présence de basalte en pillow (Fig. II-3).

Au microscope, les méta-dacites sont caractérisées par une texture microcristalline porphyrique plus ou moins affectées par la déformation (Fig. II-7B). La composition minéralogique est semblable à celle des méta-rhyolites, mais s'en diffère par l'abondance des plagioclases bien que pseudomorphosés en séricite développée autour des gros cristaux automorphes de quartz parfois dotés de golfes de corrosion. Ces micas sont souvent accompagnés de biotite. Dans ces roches, la matrice mylonitique est souvent grossière fonction du degré de recristallisation. Enfin, ces dacites ont subi le même événement tectono-métamorphique et hydrothermal que les méta-rhyolites.

Dans la méta-rhyodacite à texture fluidale et porphyrique (Fig. II-7C), il y a une forte proportion des feldspaths alcalins (orthose) accompagnée de plagioclase parfois zoné et poecilitique, d'amphibole et d'épidote. La matrice est constituée de plagioclase, quartz, et d'épidote, d'oxyde, d'opacques en grain ou sous forme cubique. Accessoirement de la biotite et de l'hématite se disposent pêle-mêle sur les plages de feldspath.

1-2-3- Les tufs et les pyroclastites acides

Ils sont cartographiés respectivement au Nord et au Sud du massif de Tiébélé (Fig. II-3) et correspondraient à des bandes schistosées (N100 à 160°E). La roche est de couleur grise avec des clastes millimétriques verdâtres. Au Sud, ils sont plus grossiers et recoupés par des granodiorites granophyriques. La roche est claire avec des cristaux grossiers de plagioclase et de ferromagnésiens dans une pâte rosée composée de feldspath potassique.

Dans les tufs mylonitiques fins (Fig. II-7D), les clastes (10-15%) sont du quartz et des microprismes de plagioclase (0,6mm x 0,1mm) à mâcles mécaniques, d'orthose, et une

quantité non négligeable de micas blancs (séricite, muscovite) développés aux dépens de plagioclase. La matrice (80% environ) est composée de quartz, de micas blancs orientés dans les plans de schistosité et de nombreux minéraux opaques issus de la déstabilisation des ferromagnésiens dont la hornblende effilochée et localisée. Les opaques présentent des habitus allongés (0,6mm x 0,07mm) dans la déformation ou idiomorphe (0,15mm) à l'état disséminé. Enfin, la composition de ces tufs s'apparente à celle d'une rhyolite.

Les tufs à éléments lithiques de composition dacitique sont observés en sondage à Koubongo et sont transformés en séricito-schiste avec comme association minérale séricite – quartz - relique de feldspath - opaque.

Dans les pyroclastites (Fig. II-7E), on a une matrice microcristalline (65% environ) contenant des clastes de taille moyenne (0,5mm à 0,2mm) (10%) et des clastes grossiers (2mm à 4mm et plus) (25%). La composition minéralogique en dépit de l'hétérométrie des clastes est pratiquement la même (quartz, plagioclase, feldspath potassique, hornblende, épidote, biotite). Les phénoclastes de plagioclase souvent zoné ou maclé albite, s'altèrent en micas blancs et en épidote et contiennent des inclusions d'amphibole. La hornblende verte zonée ou maclée carlsbad est trapue, prismatique ou disposée en rosette, et dilacérée par des granules de quartz et d'opaques. Elle s'altère également en épidote.

En effet, cette pyroclastite relativement saine a une composition proche de celle d'une rhyolite et serait un produit dérivé probablement plus différencié précoce du même magma dont est issue la granodiorite proximale. Par ailleurs, la présence simultanée de la hornblende zonée et du plagioclase zoné présagerait d'un métamorphisme de haut degré (amphibolite probable). Ici, ce métamorphisme en l'absence de microsonde serait la conséquence de l'intrusion. Il s'en suit une retromorphose avec recristallisation de micas blanc et d'épidote.

1-2-4- Les faciès à grenat

On les rencontre fréquemment à Loubel, dans les unités volcaniques à sub-volcaniques à quartz bleu (Fig. II-6D). De dimension variable et parfois craquelés, les grenats de couleur brune à brun-noire sont plus ou moins associés à la magnétite.

Au microscope, en dehors du grenat (0,1mm à 0,5cm), la composition minéralogique est quasi-identique à celle des méta-rhyolites/méta-dacites porphyriques cisailées

partiellement ou totalement recristallisées. Associés à de la biotite en ruban, ils définissent une texture grano-lépidoblastique et soulignent parfois le contact lit à biotite-niveau quartzeux, ou alors disséminés. La biotite recristallise en chlorite et en micas blanc (séricite et muscovite), et le grenat en chlorite et en magnétite (Fig. II-7F). Les opaques sont abondants.

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	K2O	Na2O	Total
T5-96m	35,82	0,04	19,8	0	7,3	34,06	0,53	1,58	0	0,01	0,05	99,19
T5-96m	35,97	0,03	20,09	0,02	8,49	32,63	0,66	1,51	0,02	0	0	99,41
T5-96m	35,51	0,21	19,59	0	5,52	36,41	0,42	1,4	0	0	0	99,06
T5-96m	35,61	0,04	19,39	0	6,14	35,76	0,28	1,4	0,02	0	0,02	98,66
T5-96m	35,77	0,04	19,67	0	6,81	34,81	0,43	1,63	0	0,01	0	99,18
T5-96m	36,54	0,09	20,25	0,04	10,4	29,77	0,61	2,37	0	0	0,02	100,09

Tableau II-1 : Données de microsonde sur six (6) cristaux de grenat (in Robb, 1999).

Il s'agit de grenats alumineux ($19,39\% \leq Al_2O_3 \leq 20,25\%$) de type spessartine (81,04% spessartine avec 17,79% almandin et 1,16% pyrope) (tableau II-1). Le caractère dispersif des grenats joint à leur habitus caractéristique corroborent avec leur cristallisation magmatique (comme l'indique la nature du grenat) post-tectonique.

De cette analyse minéralogique, il se dégage deux paragenèses minérales : (i) une paragenèse initiale à grenat-biotite ; (ii) une paragenèse secondaire à chlorite-muscovite-séricite-quartz d'origine hydrothermale.

1-3- Les méta-sédiments

C'est l'ensemble des sédiments chimiques (Fig. II-8A), des sédiments noirs graphiteux et des cherts clastiques (Fig. II-8 B, C), des faciès grésopélitiques. Ils sont associés aux méta-volcanites acides ou basiques largement répandus au Sud de Tiébélé (Fig. II-2) et sont transformés dans les zones de cisaillement en schistes pélitiques ou argileux. En sondage et en affleurement, on les voit intercaler entre les volcanites acides ou recoupés par des intrusions basiques (Fig. II-3). Bien souvent, certains de ces faciès sont minéralisés en sulfures (cf. Chapitre V).

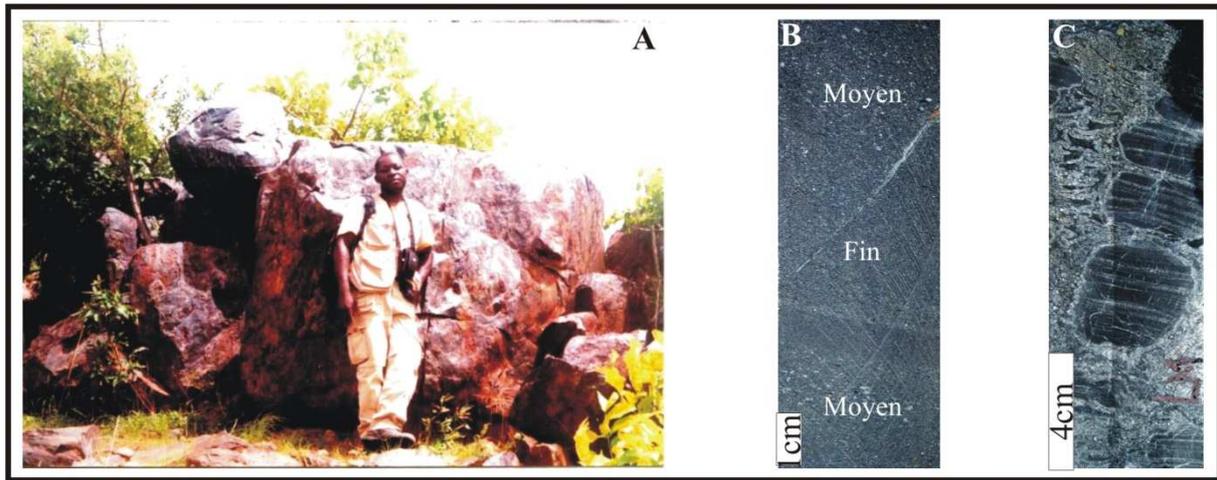


Figure II-8 : Faciès de surface et de profondeur. A : Affleurement de chert chaotique à fracturation multiple dans le prospect de Nabénia. Taille de l'homme (1,74m). B : Métasédiment tufacé. Observer l'alternance de niveaux à grain fin et de niveaux à grain moyen (NBH12-60m). C : Métasédiment bréchique à fragments noirs lités (Noter le litage primaire caractéristique) pris dans un ciment micro-bréchique à graphite (KBH2-109m).

1-3-1- Les méta-cherts et les méta-quartzites

Parfois rubanés et bréchifiés par la déformation mylonitique, ces faciès se débitent soit en blocs chaotiques de dimensions variables décimétrique à plurimétrique (Fig. II-8A), soit en bancs dans la déformation. Ils constituent souvent des faciès intercalaires des laves basiques et acides (Fig. II-3) ou sont pris en “sandwich” entre les sédiments grésopélitiques. Leur coloration brunâtre à noirâtre suggère la présence de sulfures oxydés auxquels s'ajoutent des dépôts manganésifères.

Au microscope, la texture granoblastique iso à hétérogranulaire est parfois masquée par des dépôts de manganèse, magnétite ou de la présence de graphite, micas blancs et carbonate accessoire (Fig. II-9A). Ils sont en réalité formés principalement de cristaux globuleux de quartz engrené formant localement des amas (0,36mm) ou des lits (1,5mm-0,5mm). Les opaques (10 à 15%) selon les échantillons sont hétérogranulaires (0,07mm à 0,6mm) et disposés en rubans ou en lits à l'instar de certains grenats de type spessartine recristallisé en amas de cristaux microcristallins (0,05-0,1mm) (Fig. II-9B). Leur relative abondance masque celle du quartz recristallisé et les oxydes (hématite). L'hématite est interstitielle tandis que les micas ferrifères et la chlorite sont accessoires. La silicification se traduit par la dispersion des veinules de quartz (1,5mm).

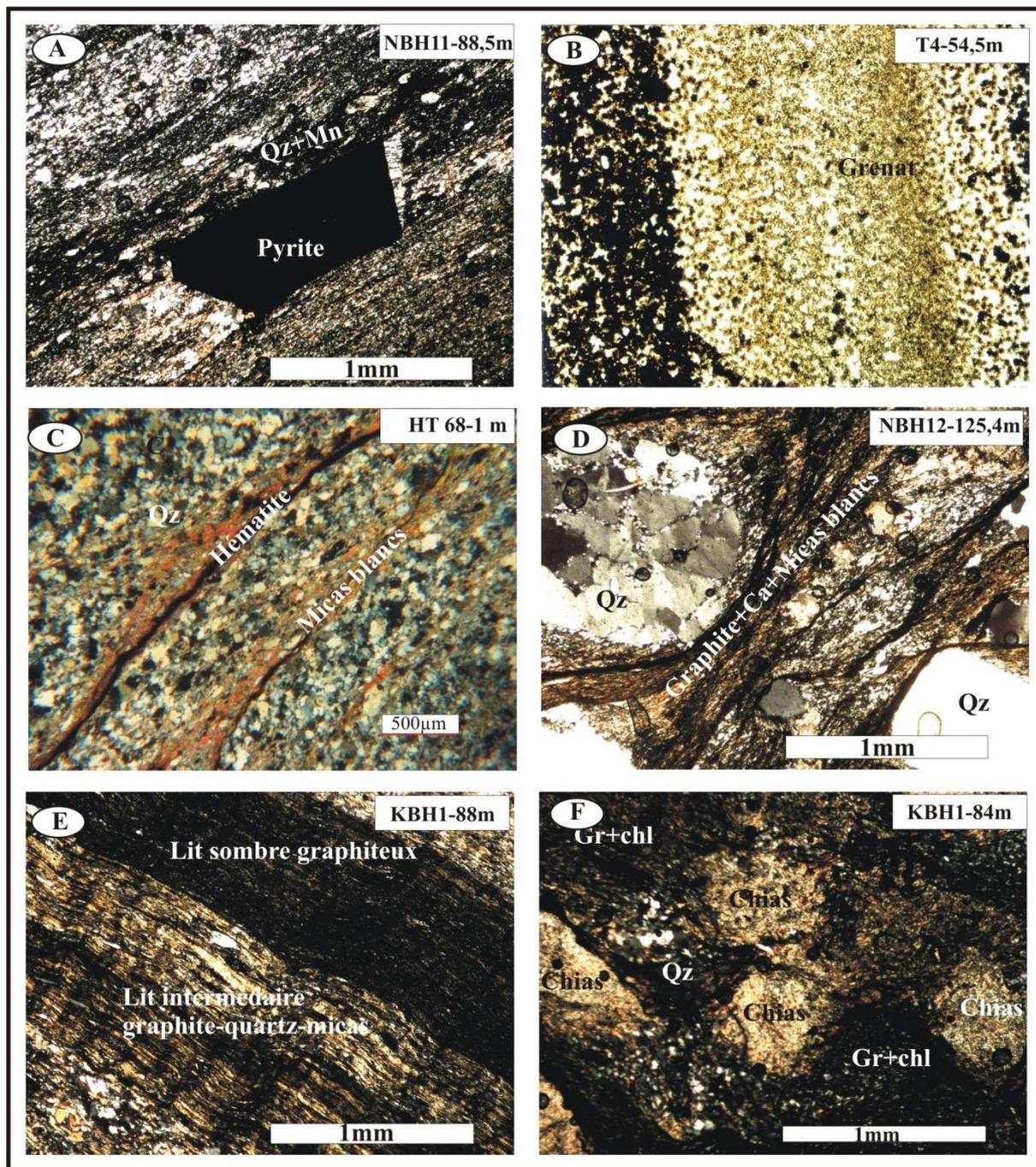


Figure II-9 : Microphotographie des méta-sédiments. A : Méta-chert à matrice recristallisée masquée par des niveaux sombres manganésifères. Observer le développement de zone d'ombres de pression des fibrilles de quartz (Qz) aux limites d'une pyrite. B : Concentration de grenat formant une bande associant hématite+quartz. C : Faciès grésopélique à micas blancs et hématite soulignant la schistosité de flux. D : Faciès clastique à porphyroclastes de quartz anté-cinématique moulés par les amas de micas+graphite+carbonate. La foliation est également soulignée par un ruban de quartz recristallisé. E : Alternance de lits graphiteux (en noir) et de lits micacés (clair) dans les faciès lités. F : Porphyroblastes d'andalousite/chiasolite (Chias) en partie déstabilisée en micas blancs, pris dans un ciment à graphite (Gr) + chlorite (Chl).

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	K2O	Na2O	Total
T4-54,5m	35,89	0,45	20,24	0,02	2,43	36,46	0,07	3,52	0	0,01	0,03	99,11
T4-54,5m	36,15	0,41	20,21	0,02	2,81	35,44	0,11	4,07	0,02	0	0,03	99,28
T4-54,5m	35,67	0,47	20,19	0,02	2,13	35,92	0,06	4,16	0	0	0,01	98,64
T4-54,5m	36,8	0,15	20,42	0,04	11,6	26,05	0,67	4,2	0	0	0	99,92
T4-54,5m	36,66	0,27	20,18	0,02	9,48	27,87	0,56	4,34	0,01	0,01	0	99,39
T4-54,5m	36,19	0,35	19,84	0,01	3,45	34,78	0,13	4,01	0,02	0,01	0	98,8

Tableau II-2 : Données de microsonde sur six (6) cristaux de grenat (*in Robb, 1999*)

La présence du grenat de type spessartine, couplée à son abondance relative en profondeur, plaide pour une origine exhalative de ce méta-sédiment (*in Robb, 1999*). Des analyses de microsonde signalent des traces de grenat grossulaire et almandin. Quant aux micas ferrifères et la chlorite, ces espèces seraient des produits de déstabilisation du grenat lors d'un métamorphisme rétrograde (*in Robb, 1999*).

En revanche, si la nature de ce grenat (Tableau II-2) ($19,81 \leq Al_2O_3 \leq 20,42$ à 85,43% spessartine, 13,87% almandin, 0,69% pyrope) est identique au précédent, il s'en diffère par son caractère microscopique (micrométrique à millimétrique) dans le sondage T4-54,5m.

1-3-2- Les faciès grésopélitiques et les sédiments clastiques

Ils montrent des couleurs variables (blanc, brun, jaune, rouge ocre) liées soit à l'oxydation soit à la silicification. A l'Ouest et au Sud du massif granitique de Tiébéle (Fig. II-2), les premiers forment des collines orientées NE à E-W intercalées avec des métarhyolites/méta-dacites et recoupés par les termes porphyriques. Leur fine granulométrie conjuguée à leur schistosité, les rapproche des schistes pélitiques ou argileux hétérogènes à clastes et passent à l'affleurement à des chlorito-schistes (à Kabrikagagogo), des séricito-schistes (à Kampala) formant des bandes étroites pincées entre les méta-volcanites. Quartz, feldspath, micas blancs (séricite ± muscovite) ± biotite ± chlorite sont les minéraux essentiels.

Au microscope, la texture est soit microcristalline et la composition est dominée par le quartz (60-95%), micas blanc et oxyde (Fig. II-9C), soit clastique (épicastite) (Fig. II-9D). Les clastes (0,11mm-0,62mm) sont des fragments arrondis ou anguleux de quartz, feldspath (fk ± plagioclase) emballés par des amas de micas (biotite-micas blancs) (10-40%) ± carbonate ± hématite. Ces micas forment de fines paillettes disséminées ou interstitielles de plusieurs générations, ou de lits enrichis en oxydes et parfois opaques sous forme de filets anastomosés.

En résumé, ces méta-pélites ont une composition minéralogique originelle semblable à celle des méta-rhyolites et méta-dacites. En plus, elles sont affectées par une déformation synmétamorphe surimposée par une altération hydrothermale à quartz - séricite essentiellement.

1-3-3- Les méta-sédiments noirs

Les méta-sédiments noirs sont transformés en schistes noirs graphiteux \pm manganésifères de puissance variable (centimétrique à plurimétrique) intercalés entre les unités volcaniques/sub-volcaniques de nombreux sondages. Amorphes, noirs salissants à mauves par oxydation, ils sont lités, clastiques et bréchifiés, carbonatés et silicifiés par endroits, avec ou sans andalousite. Les variantes pélitiques forment des collines espacées d'environ 500 m à l'Est de Tiébélé (Fig. II-3). Ces derniers présentent des lits sombres à manganèse ou graphite et des lits clairs siliceux et sont recoupés perpendiculairement au litage par des veines de quartz. Le grain est fin argileux et leur lithologie se confond à la schistosité.

L'examen microscopique confirme la structure litée souvent conservée alternant des niveaux à graphite et des niveaux à micas blanc \pm carbonate \pm quartz de recristallisation (Fig. II-9E), et une texture porphyroblastique. Les porphyroblastes de quartz sont noyés dans un ciment à graphite-micas blanc tandis que les orbicules de chiastolite (0,57mm-2,5mm), lorsqu'elles existent (Fig. II-9F), sont prises dans un ciment à graphite-biotite-micas blanc \pm chlorite \pm quartz de recristallisation. Les fins cristaux de grenat (0,05mm), souvent observés en l'absence d'andalousite, sont accompagnés de rutile, tourmaline, hématite, et d'autres oxydes développés aux dépens de la pyrite. Dans les termes pélitiques, en dehors des lits clairs où le quartz est visible, les lits sombres sont d'apparence nébuleuse cryptocristalline.

En définitive, la composition minéralogique de ces méta-sédiments se résume au graphite-micas blanc (muscovite+séricite) \pm quartz néoformé \pm carbonate. La présence de chiastolite et du grenat respectivement dans le sondage KBH1-84m et T2-67,5m serait lié à un métamorphisme de contact provoqué par des intrusions sub-volcaniques (microgabbrodiorite) pour le premier et des granitoïdes pour le second. La pseudomorphose partielle d'andalousite en séricite, en plus de la chloritisation de la biotite, serait la conséquence d'un métamorphisme rétrograde proche du faciès schiste vert.

1-3-4- Les cornéennes à grenat

On les observe à Loubel sur dix mètres de puissance où ils reposent sur des tufs remaniés et sont recoupés par des granitoïdes. Il s'agit de roches massives, noirâtres à brunâtres en relation avec la proportion en magnétite. Le grain est fin et la structure rubanée et souvent concentrique est marquée par une alternance millimétrique de niveaux sombres à magnétite et de niveaux clairs à quartz – micas.

L'étude microscopique détaillée montre que la texture granoblastique surimpose une structure préalablement litée avec pour constituant principal du grenat microblastique, des traces de quartz et de plagioclase (0,19mm), de la biotite (40%) et de la hornblende brune déstabilisée en chlorite (15-20%) sous forme de rosette. Cette chlorite mâclée polysynthétique est fréquemment associée aux rubans de magnétite (1,32mm/0,80mm), et d'autres sulfures de fer (pyrite et pyrrhotite). L'épidote (0,32mm-0,07mm) est prismatique en cristaux disséminés. Le grenat (~30%) dont les caractéristiques diffractométriques (spectres RX en annexe) révèlent de l'almandin manganésifère $(\text{Fe,Mn})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, constitue une phase minérale abondante et souligne, tout comme les minéraux de fer, le litage S_0 .

En résumé, ces faciès pourraient correspondre à d'anciens BIF (voir sondage T6-101,45m), à quartz-magnétite à l'origine et affectés par un métamorphisme de haut degré à grenat (almandin) - biotite - hornblende et suivit par une retromorphose à épidote - chlorite - quartz. En revanche, la présence de la hornblende plaide pour une origine magmatique pour ces sédiments.

1-4- Les intrusions basiques

Les principales intrusions basiques sont les méta-diorites, les méta-gabbros les plus représentatifs et des méta-ultrabasites subordonnées. Les textures sont grenues, microgrenues et localement doléritiques. A l'échelle de la carte, ces faciès bien circonscrits et dispersés recoupent les unités volcaniques et sédimentaires (Fig. II-2). Les relations chronologiques n'ont pas été établies entre des intrusions.

1-4-1- Les méta-diorites

La texture est grenue et la couleur mésocrate. La composition est marquée par une proportion en plagioclase quasi égale à celle des minéraux ferromagnésiens (amphibole \pm pyroxène \pm biotite). Au Nord-Ouest à Kampala, elles sont recoupées par des lames et filons (aplitiques) de granite à biotite.

Au microscope, (Fig. II-10A) on observe du quartz, plagioclase, biotite, amphibole, opaque. Le quartz se présente en cristaux limpides interstitiels (5%) entre les gros cristaux automorphes de plagioclase (40%) poecilitiques déstabilisés en épidote et surtout en micas blanc. La biotite verte également poecilitique à inclusion d'orthopyroxène (hypersthène) plus ou moins transformé en agrégat de quartz, amphibole puis en épidote, mais incluant plagioclase \pm biotite. L'amphibole (hornblende verte ou actinote) (20%) \pm poecilitique est déchiquetée par des granules d'opaque en compagnie de biotite. Son altération en talc, du cœur vers la périphérie est caractéristique d'une zonation compositionnelle. L'allanite et le sphène sont accessoires.

Pour résumer, l'altération est moins prononcée dans ces méta-diorites et les minéraux caractéristiques sont marqueurs d'un métamorphisme du début des schistes verts à actinote-séricite.

1-4-2- Les méta-gabbros

Les affleurements sont localisés au NE et au SE du massif granitique de Tiébélé (Fig. II-2). Ces roches forment des blocs décimétriques à plurimétriques et recoupent les méta-volcanites acides et les méta-sédiments. Les gabbros s'expriment bien en sondage et sont parfois enrichis en magnétite, souvent silicifiés, carbonatés, épidotisés, foliés et/ou cisailés. Les textures sont variées : plus fréquemment microgrenue, grenue porphyroïde et rarement doléritique (Sud-Est du massif). Les couleurs sont verdâtres à noirâtres. Indépendamment de la texture, amphibole \pm pyroxène - plagioclase calcique sont les minéraux caractéristiques de tous ces faciès. Curieusement, le quartz bleu est souvent rencontré en sondage. La pyrite parfois automorphe est sous forme disséminée.

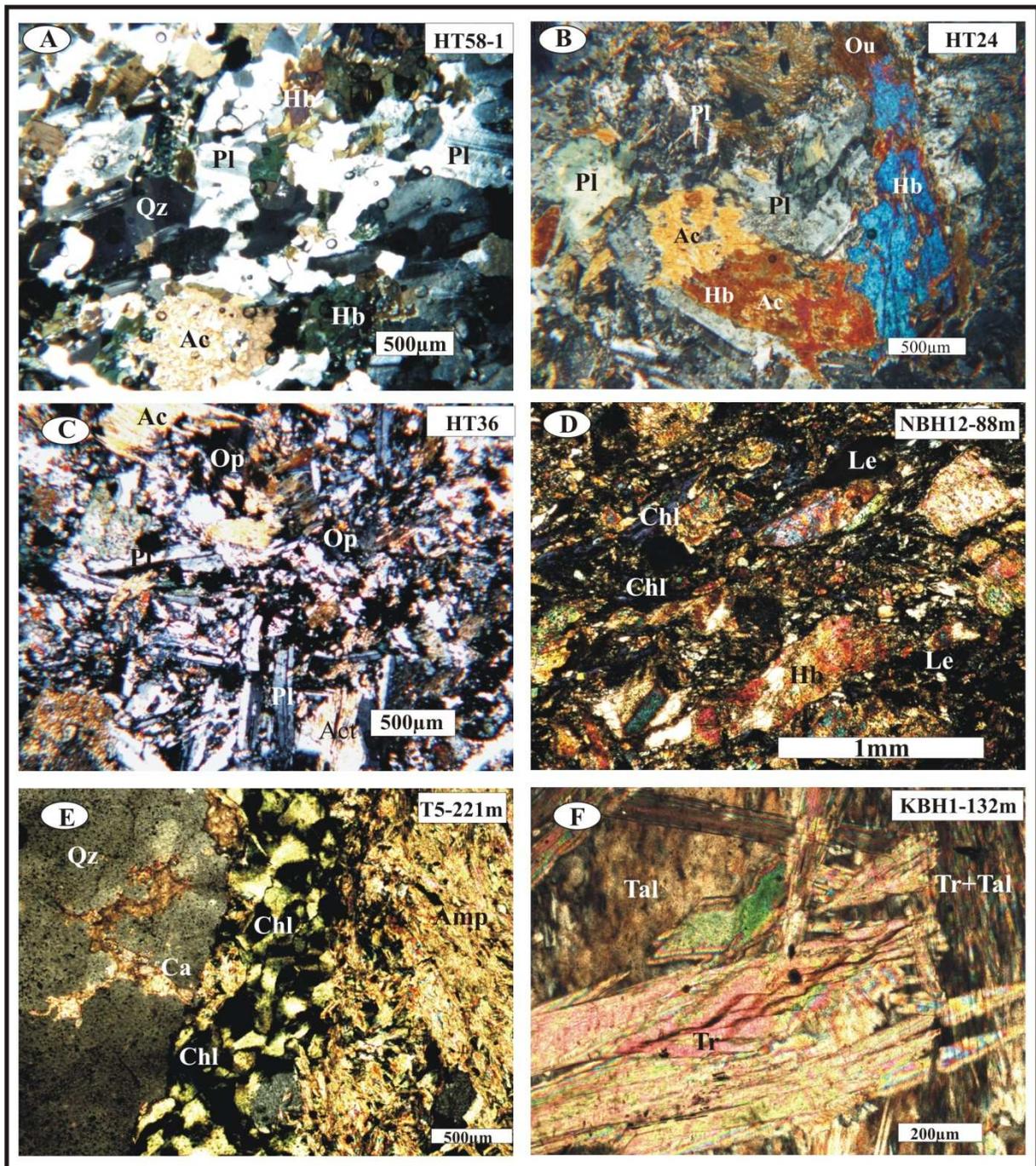


Figure II-10 : Microphotographie des intrusions basiques. A : Méta-diorite à texture grenue sub-isogranulaire marquée par une association quartzo (Qz)-feldspathique (Pl) et par des produits d'altération des plagioclases (micas blancs). B : Méta-gabbro porphyroïde montrant un pyroxène ouralitisé (Ou) en hornblende(Hb) - actinote (Ac). C : Méta-gabbro doléritique présentant des baguettes de plagioclase (Pl) et des ombres d'opaque (Op). D : Méta-gabbro mylonitisé à clastes de hornblende moulés par un feutrage de chlorite (Chl) vivement teintée en bleu. Le leucoxène (Le) se forme aux dépens d'une ancienne pyrite/pyrrhotite. E : Ruban de chlorite ± carbonate (Ca) développé au contact d'un méta-micro-gabbro et d'une veine de quartz. F : Méta-ultrabasite montrant des prismes de trémolite (Tr) encore préservée dans la masse talcifiée (Tal). La texture feutrée définie par la trémolite rappelle celle des Komatiites.

Au microscope, les faciès de méta-gabbro à texture grenue porphyroïde (Fig. II-10B), ou à texture microgrenue ± doléritique (Fig. II-10C) montre une composition minéralogique comprenant du quartz igné (2-5%) - plagioclase – hornblende - actinote ± trémolite ± pyroxène - chlorite - albite - carbonate - épidote - opaque – leucoxène.

Le quartz est recristallisé en sous grains tandis que les plagioclases, sous forme de prisme (1mm x 1,6mm) en charpente dans les faciès doléritiques (Fig. II-10C) sont plus ou moins maclés polysynthétique ou carlsbad. Ils incluent de fines baguettes de hornblende et d'actinote. Leur déstabilisation en micas blancs (damourite), parfois en carbonate, épidote, actinote, albite et quartz est remarquable et systématique à tous les faciès. A l'opposé, la hornblende, l'actinote, rarement de la trémolite et plus fréquemment la chlorite souvent bleutée (chlorite magnésienne) soulignent bien la déformation (schistosité de flux) dans les termes grenus porphyroïdes et mylonitiques (Fig. II-10D). La trémolite en gerbe est observée dans les faciès à grain fin alors que l'actinote se développe sous forme de cristaux entremêlés dérivés de la hornblende. Dans les faciès à tendance doléritique, les reliques de pyroxène, l'actinote et la hornblende qui sont des ouralites constituent les minéraux essentiels (50%). Les amphiboles, poecilites à inclusion de plagioclase, se déstabilisent en épidote et en carbonate, en chlorite. Ces derniers minéraux développent des rubans au contact gabbro-veine de quartz comme conséquence de manifestation tectono-hydrothermale (Fig. II-10E).

Les opaques (2-10%) sont de générations différentes, anté à syn-cinématiques dans les plans de déformation ou dans les queues de recristallisation de certaines amphiboles, ou alors post-cinématiques pour les espèces automorphes (0,72mm/0,9mm) et en cristaux disséminés (0,21mm/0,14mm). Par endroits, ces opaques pigmentent les amphiboles et se déstabilisent en leucoxène.

En définitive, la présence de quartz primaire dans les faciès porphyroïdes est caractéristique des gabbros à quartz. En plus, notons que l'ensemble des gabbros possèdent une paragenèse métamorphique de faciès schiste vert à actinote ± trémolite - quartz - albite - chlorite - épidote - leucoxène surimposée par une altération hydrothermale à chlorite - épidote d'une part et d'autre part à carbonate – chlorite - épidote.

1-4-3- Les méta-ultrabasites

Au NW à Koubongo et à l'Est du massif à Nabénia, ces roches intrusives mais hydrothermalisées semblent associées plus ou moins à la minéralisation (cf. Chapitre V). La

couleur est noire à vert-noire et la texture originelle est oblitérée par l'altération en talc vert-bouteille - chlorite et par la déformation.

Au microscope, les minéraux les plus représentatifs sont des trémolites (90%) issues de la déstabilisation des hornblendes et des pyroxènes. La texture feutrée et enchevêtrée exprimée par les baguettes de trémolite bien que quelques fois oblitérée par des amas de carbonates et des reliques de pyroxène rappelle celles des komatiites (Fig. II-10F). Le talc, la chlorite, et les carbonates localement groupés en amas pseudomorphosant d'anciens plagioclases calciques soulignent la déformation dans les faciès de type talc-schiste.

En somme, ces ultrabasites dépourvues de fantôme d'olivine correspondraient à des pyroxénites à l'origine, transformées par la suite en amphibolite de type trémolitite. Deux processus conduisant à la formation du talc s'établissent aisément : i) pyroxène → hornblende → actinote → trémolite → talc ou, ii) amphibolite (hornblendite ou actinolite ou trémolitite) → talc.

1-5- Résumé

Les données de sondage confirment la prépondérance des unités volcaniques et le caractère intrusif et tardif des unités basiques à dominance gabbroïque. De plus, la fréquence des yeux de quartz bleu dans de nombreux faciès (acides et basiques) au Sud du massif rend souvent énigmatique la dénomination pétrographique des faciès. Dans tous les cas, nous assimilons la plupart à des méta-volcanites ou sub-volcaniques porphyriques acides à intermédiaires à yeux de quartz bleu.

Du point de vue lithologique, les faciès sont variés et vont : i) des méta-basaltes aux méta-rhyolites pour la série volcanique ; ii) des méta-ultrabasites (amphibolite et pyroxénite) aux plus relativement différenciés, les gabbro-diorites pour les intrusions basiques ; iii) des faciès clastiques/gréso-pélimitiques ou graphitiques à graphito-manganésifères aux sédiments chimiques chertoux pour la série sédimentaire. Ces données plaident pour un environnement géologique marqué par plusieurs activités magmatiques de sources vraisemblablement différentes. L'interruption de l'activité volcanique est relayée par la sédimentation de schiste noir graphiteux en milieu réducteur, ou par le dépôt de méta-sédiment clastique et de tuf remanié en milieu oxydant et agité.

Du point de vue minéralogique, quartz-plagioclase-fk-biotite±amphibole sont les minéraux constitutifs des méta-volcanites acides. Dans les méta-volcanites basiques on a une composition classique de type plagioclase-amphibole-pyroxène±olivine±quartz. Ces minéraux sont affectés dans les couloirs de déformation par une altération hydrothermale souvent importante qui masque la composition et la texture originelle des roches.

L'ordre de cristallisation globalement proposé dans les méta-gabbros est le suivant : plagioclase automorphe ± pyroxène → amphibole → plagioclase interstitiel → quartz primaire → secondaire. En ce qui concerne la méta-diorite, et au vu des relations et de l'habitus des minéraux, l'ordre de cristallisation pouvant être envisagé est le suivant : plagioclase → orthopyroxène → hornblende (± actinote) → biotite (± muscovite) → quartz primaire → quartz secondaire.

La présence de la spessartine dans les méta-cherts rubanés plaide pour une origine hydrothermale de ce grenat, en milieu exhalatif comme suggéré par Robb (1999). De plus, la présence du Titane ($0,15\% \leq \text{TiO}_2 \leq 0,45\%$) dans le grenat confirme l'exsolution du rutile dans cette phase minérale. Par contre, ce grenat de même composition observée dans les laves porphyriques, caractérise une source purement magmatique de ce minéral. Dès lors, deux origines se révèlent pour le grenat observé.

En conclusion, le complexe méta-volcano-plutonique est à dominance basique et régulièrement affecté par l'altération hydrothermale, avec pour corollaire des transformations minéralogiques notables, rendant ainsi difficile la dénomination exacte de certains faciès. Le métamorphisme associé est de bas degré, ne dépassant pas le faciès des schistes verts caractéristiques des roches vertes birimiennes, mais localement peuvent atteindre le faciès amphibolite en bordure des ceintures suivie d'une légère retromorphose dans le faciès des schistes verts.

2- Granitoïdes

La classification des granitoïdes au Burkina Faso basée sur la composition minéralogique est proposée par Lompo et al. (1995), Castaing et al. (2003), Naba et al. (2004), Kagambèga et al. (2004) Kagambèga (2005). Cette classification permet de distinguer des granitoïdes à amphibole ayant une composition de TTG (Tonalites, Trondhémites, Granodiorite) et des granitoïdes à biotite seule ayant une composition de granodiorites et de granites (Kagambèga, 2005). Dans le secteur de Tiébélé, la proportion non négligeable des granitoïdes, en plus de la relative bonne qualité des affleurements, nous permet de les présenter suivant cette classification :

2-1- Les granitoïdes à amphibole

Les granitoïdes à amphibole (Fig. II-3) affleurent sous forme de grands massifs rubanés et/ou foliés (Fig. II-11A) de part et d'autre de la ceinture de roches vertes, mais recoupent ces dernières dans la partie Nord (Fig. II-3 et II-4). Leucocrates à mésocrates avec un grain fin à grossier, ils sont recoupés par des filons aplo-pegmatitiques et par des lames et plutons de granitoïde à biotite dont le plus important est le massif granitique de Tiébélé (Fig. II-3). Au contact des ceintures, singulièrement au Sud à Goncé et à l'Est à Kabrikagagogo, ils passent à des granophyres. Enfin, ces granitoïdes sont l'équivalent dénommatif de l'ensemble granodiorite, tonalite et diorite quartzifère foliée à biotite et souvent amphibole de Castaing et al. (2003).

La texture est grenue porphyroïde, ou sub-isogranulaire (Fig. II-11B) voire microcristalline porphyrique (Fig. II-11C). La composition minéralogique quasi-constante associe du quartz, du plagioclase, de l'orthose \pm microcline, de la biotite, de l'amphibole avec chlorite comme minéral d'altération et accessoirement du sphène, de l'apatite.

Le quartz (40%-50%) est hétérométrique (0,7mm-1,5mm), souvent recristallisé ou en veinule (Fig. II-11B). Dans les faciès isogranulaires, il forme avec les plagioclases une association homométrique. Le plagioclase (20-40%) est de grande taille (2 à 4 mm et plus), parfois zoné ; il se damouritise ou pseudomorphose en calcite, quartz, épidote, mais inclut souvent l'amphibole dans les granophyres. Ces deux espèces (quartz et plagioclase) forment alors les phénocristaux (Fig. II-11C). Le microcline, lorsqu'il existe est hétérogranulaire et

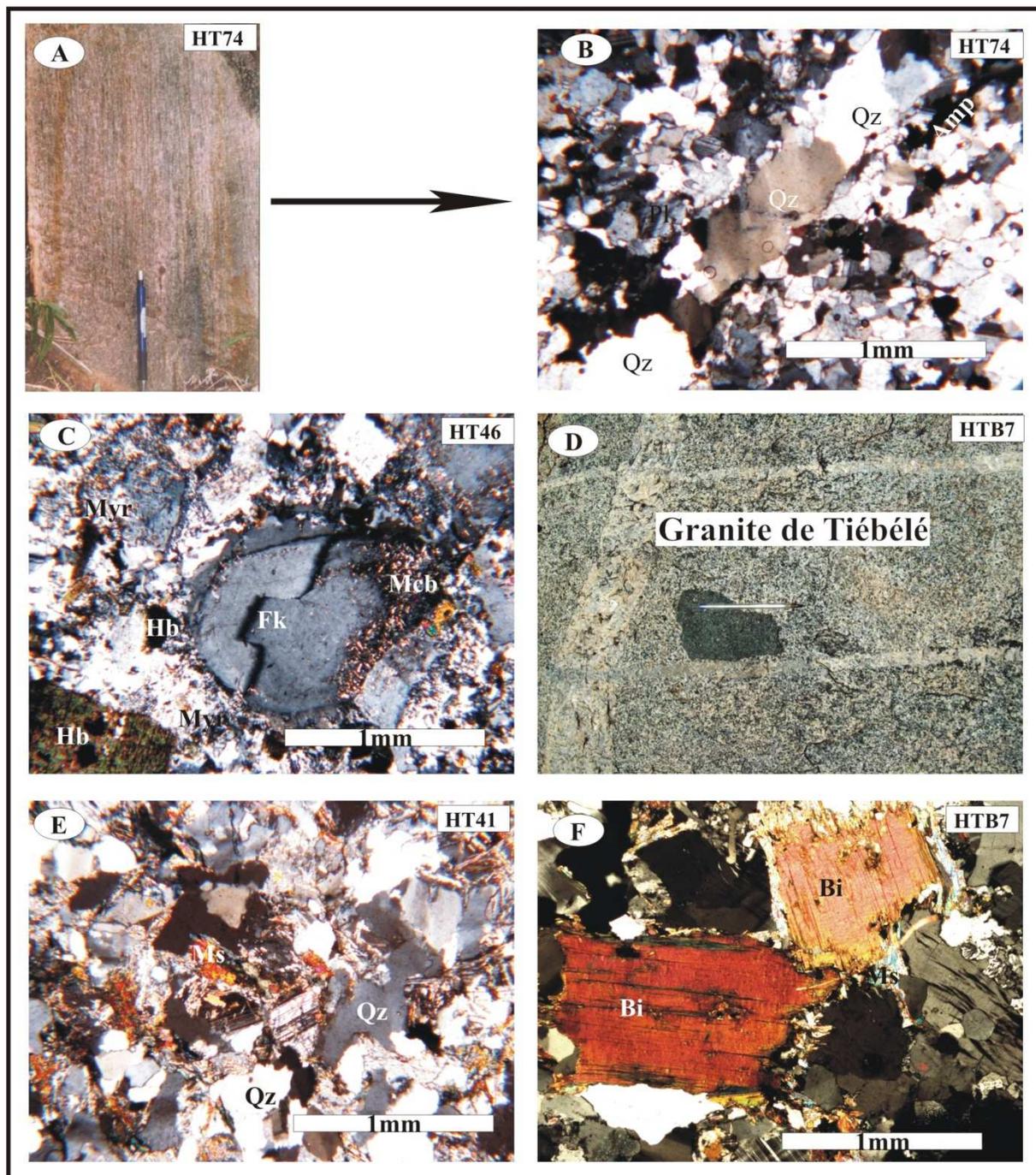


Figure II-11 : Photographie et microphotographie des granitoïdes. A : Granitoïde à amphibole à structure finement rubanée. B : Au microscope, ce faciès rubané présente une texture grenue sub-isogranulaire sans orientation apparente. Remarquer la présence d'une veinule de quartz polycristallin. C : Faciès granophyrique montrant un phénocristal d'orthose (Fk) mâclé carlsbad et le développement de myrmékite dans une matrice finement cristallisée. Noter la hornblende automorphe et opacifiée en position excentrée. D : Granite de Tiébélé contenant une enclave basique arrachée aux roches de ceinture au cours de sa cristallisation. Il est ensuite recoupé par des filons aplo-pegmatitiques. E : Lame de granite à biotite présentant des lamelles de muscovite (Ms) dérivée des plagioclases. F : Grandes feuilles de biotite (Bi) aux bordures couronnées par des recristallisations de quartz. Des zircons en inclusions dans la biotite développent un halo sombre.

s'associe aux grands cristaux d'orthose parfois perthitique (5-10%) à inclusion d'apatite. Ces minéraux s'altèrent plus ou moins en micas blancs et en épidote. Dans la granophyre, l'orthose maclée carlsbad (Fig. II-11C) forme avec les plagioclases une association symplectitique. La biotite reste néanmoins le ferromagnésien dominant dans ces faciès (10-20%). Elle se transforme en chlorite et parfois en muscovite. La hornblende en revanche est largement dominante vers le sud (30%, sinon elle varie de 2 à 10%) sous forme de cristaux tantôt fibreux disposés pêle-mêle et enchevêtrés, tantôt poeciloblastiques au pourtour des feuillettes de biotite. Localement, elle recristallise en actinote, épidote, chlorite. Accessoirement, on a de l'allanite, du sphène et des opaques (magnétite et hématite) dérivés des ferromagnésiens.

On peut ainsi constater dans ces granitoïdes une paragenèse métamorphique de faciès schiste vert à quartz – épidote – chlorite – actinote.

2-2- Le massif granitique de Tiébélé

Identifié par Castaing et al. (2003) comme un granite leucocrate à biotite, le pluton de Tiébélé se singularise par sa forme subcirculaire (9km x 6km), sa position centrale dans la ceinture, et surtout de son implication dans la structuration interne de la ceinture. Les niveaux affleurants sont parfois rasants, sous forme de blocs métriques ou décamétriques dispersés ou alors sous forme de tors à l'Ouest. La roche contient des enclaves de roches basiques en ses bordures (Fig. II-11D). La structure est équante et la texture grenue varie du grain fin à porphyroïde. La composition minéralogique est marquée par une abondance des minéraux quartzo-feldspathiques (70-90%), isolant les fines paillettes luisantes de biotite.

Au microscope, la composition minéralogique associe du quartz, plagioclase, orthose, microcline, biotite comme seule composante ferromagnésienne. Le quartz (0,07-0,7mm) à extinction souvent ondulante est abondant (30-70%) comparativement aux autres faciès sus-décrits. Il forme avec le plagioclase les cristaux de grandes tailles, sauf en périphérie du pluton où l'importante recristallisation s'accompagne d'une déstabilisation presque totale des plagioclases (~3mm) parfois zonée, en épidote, séricite et muscovite (Fig. II-11E). Le plagioclase et les feldspaths potassiques dont les fractures sont parfois remplies de quartz, ont des proportions variables d'un affleurement à l'autre. En bordures de ces minéraux, il se développe souvent la myrmékite. La biotite généralement en trace, localement chloritisée,

forme quelques fois de larges feuillets à inclusion de zircon (Fig. II-11F). Accessoirement, on a du sphène, de la magnétite souvent transformée en hématite.

Enfin, le pluton de Tiébélé est un granite leucocrate à holo-leucocrate à biotite affectée par un métamorphisme de faciès schiste verts à quartz – chlorite - micas blancs surimposée par une altération hydrothermale à chlorite et séricite en bordure du massif.

Les enclaves sombres surmicacées de différenciation magmatique sont foliées et marquées par une alternance millimétrique de lits sombre micacés et de lits clairs quartzo-feldspathiques. Au microscope, en dehors de sa texture grano-lépidoblastique, la composition minéralogique reste acide. On reconnaît un ensemble quartzo-feldspathique (50%) homométrique orienté et non déformé, en alternance avec des lamelles automorphes et bien orientées de biotite verte. Les opaques sont rares. Enfin, l'organisation texturale de ces enclaves est caractéristique d'une foliation magmatique.

2-3- Résumé

Nous n'avons pas observé de minéraux de haute température dans les lames étudiées. En revanche ces granitoïdes induisent un métamorphisme de contact dans les encaissants volcaniques et sédimentaires marqués par la transformation des basaltes et ou des gabbros en amphibolites, la cristallisation de l'andalousite (chiastolite) et du grenat (spessartine). En bordure des zones de cisaillement par contre, les textures originelles magmatiques sont oblitérées par des textures mylonitiques à ultra-mylonitiques suivies par la cristallisation de phases minérales secondaires comprenant quartz + chlorite + muscovite + carbonate ± épidote aux dépens des feldspaths (plagioclase ± fk) et des ferromagnésiens (biotite et/ou amphibole).

En somme, l'étude pétrographique et minéralogique, nous a permis de distinguer des granitoïdes à biotite à structure équante représentée par le massif sub-circulaire de Tiébélé de nature granitique et les granitoïdes à amphibole à structure rubanée avec des variantes granophyriques, les plus répandus qui sont des granodiorites souvent proches des adaméllites (voir chapitre suivant) suivant la classification de Harpum (1963).

III- ASSOCIATIONS MINÉRALES ET ÉVOLUTION DU MÉTAMORPHISME

L'étude pétrographique permet de distinguer les associations minérales syn à post-schisteuses, ainsi que les remplissages dans les veinules tardives (Tableau II-3), conduisant à la reconnaissance (i) des cristallisations de relativement haut degré de métamorphisme (faciès des amphibolites) localisées dans certaines zones, (ii) celles du faciès des schistes verts généralement répandues et (iii) celles des circulations tardives pouvant être rapportées à l'hydrothermalisme affectant les formations par endroits.

1- Associations minérales du métamorphisme local (faciès amphibolite)

Les assemblages minéraux se présentent ainsi qu'il suit : hornblende – plagioclase dans les amphibolites de la séquence basique ; andalousite-graphite dans les schistes noirs graphiteux ; hornblende zonée- plagioclase zoné dans la pyroclastite ; grenat-biotite dans la séquence acide ; grenat (almandin)-hornblende-biotite dans les cornéennes.

2- Associations minérales du métamorphisme général (faciès des schistes verts)

Les paragenèses déterminées dans l'ensemble des faciès indiquent des conditions tectono-métamorphiques du faciès des schistes verts. Les assemblages minéraux reconnus se présentent comme suit : actinote – quartz - épidote (méta-basalte) ; actinote ± trémolite – quartz – albite – chlorite – épidote – leucoxène ± opaque (méta-gabbro) ; épidote – actinote - quartz (méta-andésite) ; micas – albite – quartz - épidote (méta-rhyodacite) ; muscovite – quartz – biotite ± épidote (méta-rhyolite) ; actinote - séricite (méta-diorite) ; actinote – biotite - quartz (amphibolite) ; séricite – épidote - quartz (tufs et pyroclastite) ; quartz abondant + opaque (méta-chert) ; quartz - séricite (méta-pélite) ; quartz – épidote – chlorite - actinote (massif de Tiébélé).

3- Associations minérales d'origine hydrothermale (hydrothermalisme)

Les assemblages minéraux reconnus comme cristallisation par des apports tardifs (remplissage de veinules et cristallisation isotropes) se présentent comme suit : calcite - chlorite – épidote – quartz – micas ± opaques (méta-basalte) ; chlorite - épidote et carbonate -

chlorite – épidote ± opaques (tuf et pyroclastite) ; quartz - opaque (méta-pélite) ; muscovite - quartz (massif de Tiébélé) ; chlorite-quartz (issus du grenat) dans la méta-rhyolite porphyrique à grenat.

Lithologie	ASSOCIATIONS MINÉRALES METAMORPHIQUES																	
	Faciès Amphibolitique				Faciès Schistes Verts								Circulations tardives (Hydrothermales)					
	Hb	Pl	Gt	Chia	Act	Qz	Ep	Alb	Chl	Ms	Bi	Op	Chl	Ms	Ep	Si	Ca	Op
m-Ba					----		--	---	----			--	----		--	---	---	---
m-Ga					----	--	---	---	----	--		---	----		--	---	----	--
m-And					---	--	----	--	----			---	----	---		--	---	---
m-R-D						---	----			--	--	---		----	---	--	--	--
m-Dio					---	-	----		---	--	-	--	---	----	----	-	--	-
Amph	----	---				---	--		--		--		--				--	
Mylon						---	--			---						---		---
m-Che			---			---		--		---		--		---		---		---
m-Pel						---				---	--			---		---		---
Gr-Tie					-		---		--	--	--	---	--	----	--	--	--	
Sch-Gr			---	---					--	--		--				-		---
Corné	--		---						--		--							---

Tableau II-3 : Synthèse des associations minérales paragenétiques au cours de l'évolution du métamorphisme dans la région de Tiébélé. Hb : Hornblende. Gr : Grenat. Chia : Andalousite/chiaistolite. Pl : Plagioclase. Act : Actinote. Qz : Quartz. Ep : Epidote. Alb : Albite. Chl : Chlorite. Ms : Muscovite. Bi : Biotite. Op : Opaque. Si : Silice. Ca : Carbonate. m-Ba : méta-basalte ; m-Ga : méta-gabbro ; m-R-D : méta-rhyodacite ; m-Dio : méta-diorite ; Amp : amphibolite ; Mylon : mylonite ; m-Che : méta-chert ; m-Pel : méta-pélite ; Gr-Tie : granite de Tiébélé ; Sch-Gr : schiste graphiteux ; Corné : cornéenne. (in Ilboudo et al., 2008 modifié).

IV- DISCUSSIONS ET CONCLUSION SUR LES FACIES LITHOLOGIQUES

La ceinture de roches vertes est globalement orientée NE-SW. Cette structuration est la conséquence de l'orogénèse éburnéenne (2,2-2Ga) avec la mise en place des granitoïdes de première génération représentés par les granitoïdes à amphibole. Ces événements ont induit de multiples déformations (plis, failles, schistosité) et le développement de bandes mylonitiques. A ces déformations se superposent d'autres types avec la mise en place des granitoïdes de seconde génération dont le massif granitique de Tiébélé en position centrale.

Volcanisme et altération : On constate la manifestation du volcanisme basique et acide. Ce volcanisme est tantôt explosif, tantôt effusif accompagné d'un cortège d'intrusifs sub-volcaniques à dominance basique, tonalitique subordonnée. Les fluides hydrothermaux subséquents à ces manifestations volcaniques s'expriment sous forme de filons et de veines de quartz \pm carbonate \pm tourmaline affectant les unités. Dans cet ordre s'ajoute l'altération propylitique chlorito-carbonatée et des talcifications de certaines unités neutres à basiques souvent proches des environnements minéralisés en sulfures notamment à Nabénia et à Kouabongo (cf. Chapitre V). L'albitisation par contre, n'a pas été discutée dans les données de sondages.

Le métamorphisme : L'étude nous a permis de proposer un schéma général de l'évolution du métamorphisme qui commence par : (i) une augmentation locale de la température traduite par la formation des amphibolites. À proximité des intrusions magmatiques, une porphyroblastèse d'andalousite et de grenat caractérise le métamorphisme thermique qui leur est associé tout comme dans les volcanites acides ou l'augmentation de la température est imputable aux granitoïdes de première génération. Ces effets thermiques affectent des sédiments pélitiques (ii) il est suivi par des conditions métamorphiques de plus de faibles degrés (schiste vert) affectant l'ensemble des roches. (*En revanche le métamorphisme prograde peut être observé à travers la biotitisation de la séricite dans certaines laves acides mylonitisées*) du prospect de Loubel (cf. Chapitre V). Enfin, (iii) des recristallisations dues à des circulations de fluides dans les conditions probablement encore de plus faibles degrés à associations minérales fissurales et disséminées.

Mise en place : A la lumière des analyses faites, une relation chronologique peut être établie entre granitoïdes et roches de ceinture ainsi qu'il suit : (i) mise en place des roches de

ceintures qui se retrouvent en enclave dans les granitoïdes (Fig. II-12A); (ii) mise en place des granitoïdes à amphibole; (iii) mise en place des granitoïdes à biotite dont le pluton sub-circulaire de Tiébélé recoupant les granitoïdes à amphibole et responsable de la structure en arc de la ceinture. Ce massif est enfin recoupé par des filons et des dykes aplo-pegmatitiques du jus tardif du massif de Tiébélé (Fig. II-12B).

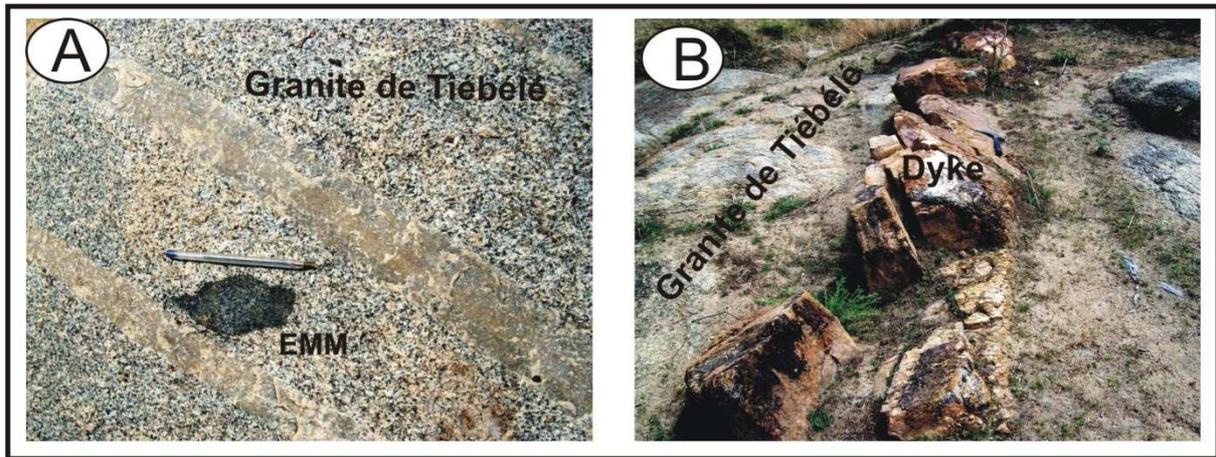


Figure II-12 : Relation entre granitoïdes et roches de ceintures et entre les granitoïdes eux-mêmes. A : *Enclave mafique microgrenue (EMM) de roches de ceintures dans sur une portion affleurante du massif granitique de Tiébélé.* B : *Gros dyke aplitique orienté N-S recoupant le massif granitique de Tiébélé.*

GEOCHIMIE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Calco-alkaline – Tholéitique - Komatiitique - MORB

SOMMAIRE

I-Géochimie des ensembles lithologiques.....	73
1-La série volcano-plutonique	73
2- Les granitoïdes	84
II-Discussions sur le contexte géodynamique	85

I- GÉOCHIMIE DES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Les analyses géochimiques pour multi-éléments des faciès pétrographiques de Tiébélé ciblées sur les roches de sondage issues du prospect de Nabénia et de l'extrême NE du massif de Tiébélé au niveau AVV (cf. Fig. II-2) ont été fournies par la société Anmercosa Ltd. Les autres analyses comprenant majeurs et traces ont porté sur les roches affleurantes, et dans une moindre mesure sur les sondages issus des trois prospects (Koubongo, Nabénia, Loubel). Les résultats de ces analyses figurent dans le tableau III-1. Dans les diagrammes de caractérisation géochimique, tous les faciès lithologiques, sont repartis en groupes (méta-volcanites basiques, méta-volcaniques acides, intrusifs basiques, méta-ultrabasites, granitoïdes). Au total cinquante (50) échantillons ont été analysés dans le cadre de cette étude (Tableau III-1). Les teneurs sont exprimées en % pour les majeurs exprimés en oxyde et en ppm pour les traces.

1- La série volcano-plutonique

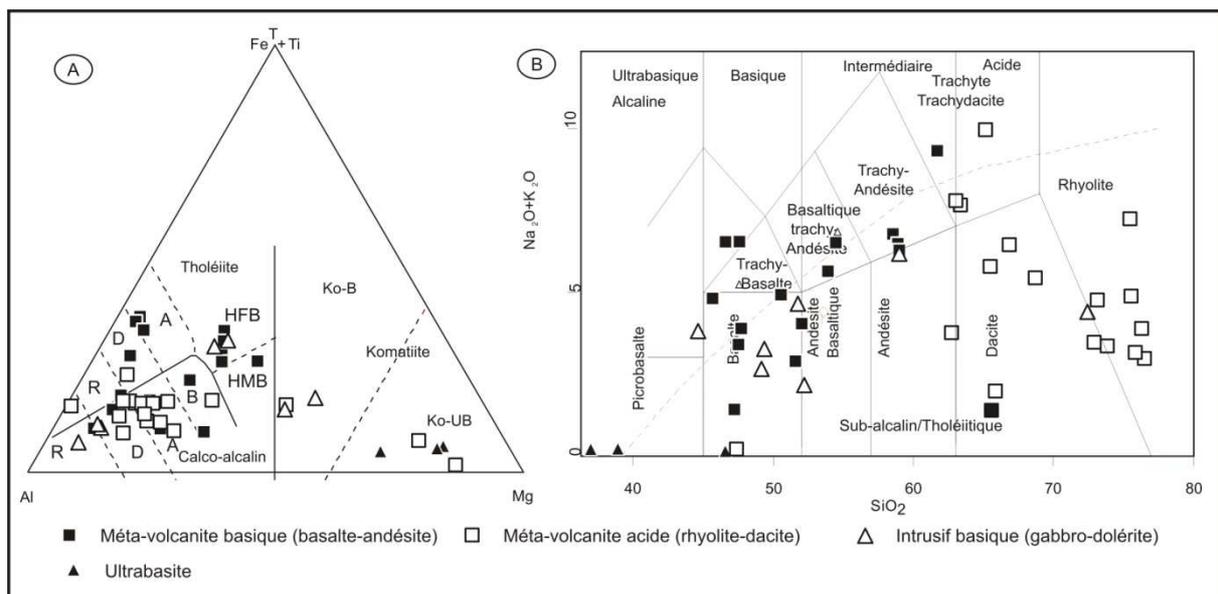


Figure III-1 : Répartition des faciès de Tiébélé dans le diagramme de Jensen (1976) (A) et dans le diagramme de Le Bas et al. (1986) (B).

Samples	N8	N9	A3	A4	N5	A6	A7	A8	AD2	AD3
Faciès	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Se-rhyolite	Non Se-rhyolite	Se-Rhyolite	Dacite	Dacite
SiO ₂	73.02	76.32	76.53	73.1	75.49	75.94	62.89	68.99	63.15	63.16
Al ₂ O ₃	9.83	10.16	9.9	11.73	10.64	10.97	13.11	12.82	13.97	13.93
Fe ₂ O ₃	4.03	3.82	4.26	4.85	4.08	3.15	6.47	4.21	2.87	2.84
MgO	1.98	1.15	2.42	1.16	1.58	2.16	5.4	2.38	1.9	1.91
CaO	3.31	1.25	0.5	1.45	0.84	0.6	2.76	1.29	3.58	3.58
Na ₂ O	0.85	2.62	0.84	3.25	1.6	0.72	2.86	3.31	7.2	7.15
K ₂ O	2.63	1.28	2.18	1.45	3.21	2.45	0.85	2.06	0.4	0.4
TiO ₂	0.2	0.22	0.2	0.27	0.25	0.2	0.51	0.25	0.46	0.46
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.09	0.02	0.09	0.02	0.09	0.06	0.11	0.12
MnO	0.12	0.07	0.18	0.24	0.07	0.39	1.51	1.54	0.07	0.07
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01
Ba	450	518	470	657	576	1954	429	737	430	430
Ni	19	19	19	19	19	19	47	39	19	19
Sc	3	3	4	4	3	3	14	4	11	11
LOI	3.9	2.3	2.5	2.1	2.3	2.5	3.4	2.8	5.4	5.5
Tot/C	0.51	0.22	0.04	0.09	0.15	0.03	0.07	0.21	1.47	1.42
Tot/S	0.06	0.02	0.06	0.13	0.04	0.09	0.08	0.22	0.72	0.7
Sum	99.96	99.26	99.57	99.7	100.13	99.32	99.91	99.8	99.17	99.18
Co	0.4	0.4	0.8	2.9	0.4	0.4	19.8	15.7	1.6	1.9
Cs	0.5	0.4	0.7	1	1.1	0.5	0.6	1.1	0.2	0.2
Ga	22.1	14.5	17.7	17.9	25.6	17.2	23.6	29.3	15.3	15.5
Hf	14.2	10	10.8	13.5	17.1	10.6	11.8	15.7	3.3	3.3
Nb	24.9	12.6	10.4	17.4	28.3	15.8	23.7	24.4	5.1	5
Rb	56.1	27.3	46.9	41.8	60.3	42.3	16.4	45.4	10.3	10
Sn	5	3	3	4	6	4	4	6	1	1
Sr	54.2	49	21.2	112.8	46.4	21	106.4	66.7	103.2	100.6
Ta	2	1.1	1	112.8	2.2	1.4	1.9	2.2	0.5	0.4
Th	5.1	3.3	3.3	4.8	5.8	4.5	5.5	6.7	2.2	2.1
Tl	0.09	0.09	0.09	0.1	0.2	0.09	0.09	0.1	0.1	0.1
U	1.9	1.3	1.2	1.9	2	1.6	2.2	2.7	0.9	0.9
V	4	4	4	12	4	4	84	13	43	42
W	5	1	5	2	6	2	2	2	10	11
Zr	512.5	359.2	398.1	460	602.3	317.6	363.3	477	71.8	73.8
Y	157.4	97.6	97.5	141.1	159.5	96	141.2	163.5	13.4	13.1
La	44.9	29.5	38.8	46.2	48.2	28.4	44.9	59.7	9.7	9.8
Ce	117.1	74.1	98	116.3	123	86.7	116	147.6	22.1	21.4
Pr	15.32	9.95	12.72	15.03	16.16	9.52	14.79	19.01	2.41	2.4
Nd	72.4	47.5	57.7	70	77.3	43.3	69.4	88.8	10.2	9.9
Sm	18.7	12.1	14.1	18.1	20.2	10.7	17.6	21.4	2	2.1
Eu	3.8	2.58	3.18	3.19	4.14	1.57	2.9	3.41	0.44	0.43
Gd	20.2	13.22	13.78	18.35	20.99	10.91	18.21	21.37	2.16	2.08
Tb	3.86	2.37	2.58	3.49	3.94	2.06	3.56	4.07	0.36	0.35
Dy	27.48	17.08	17.17	24.47	28.56	15.95	25.17	28.2	2.18	2.14
Ho	6.15	3.83	3.75	5.48	6.33	3.79	5.52	6.35	0.48	0.47
Er	18.86	11.7	11.54	17.03	19.53	12.68	17.01	19.93	1.44	1.45
Tm	2.61	1.63	1.62	2.39	2.68	1.92	2.34	2.86	0.2	0.2
Yb	17.9	11.55	11.12	16.35	18.8	14.15	16.55	20.11	1.31	1.32
Lu	2.67	1.69	1.67	2.39	2.83	2.11	2.37	2.98	0.19	0.19
Mo	2.5	3.6	3.7	7.1	5.1	1.9	10.7	10.6	5	6
Cu	6	11	8	32	10	109	41	27	13	17
Pb	8	8	5	8	9	7	68	12	4	4
Zn	174	138	165	179	204	924	628	210	13	16
Ni	2	6	9	18	4	4	22	45	9	8
As	1	1	1	1	1	1	1	1	7	7
Cd	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	2	1.6	0.1	0.3	0.3
Sb	0.9	2	2	1	2	0.9	0.9	1	4	4
Bi	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	4	4
Cr										
Ba										

Tableau III-1 : Géochimie des faciès des Tiébélé. Les majeurs en % et les traces en ppm

Samples	G 1	HT16	HT68-4	HT69-1	HT13	HT47-1	N1	AD1	HT62-1	NBH-76	NBH-96
Faciès	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Rhyolite	Dacite	Andésite	Andesite	Andesite	Andesite
SiO2	65.84	65.65	65.68	65.22	73.96	75.33	66.83	59.09	61.62	58.91	58.53
Al2O3	18.80	14.82	9.94	10.85	10.69	8.74	13.21	13.07	13.63	17.81	13.78
Fe2O3	6.15	4.01	5.31	3.40	5.49	3.59	4.95	5.24	4.05	4.10	4.78
MgO	0.02	4.30	8.65	1.30	1.00	1.10	2.22	2.36	3.26	1.30	1.30
CaO	4.20	2.87	5.75	4.15	3.08	2.42	2.77	4.76	4.69	3.66	3.35
Na2O	0.04	2.30	1.10	2.40	1.90	2.00	3.92	4.82	3.25	2.40	2.90
K2O	2.00	3.49	0.39	7.37	1.53	5.14	2.48	1.34	5.85	4.08	3.76
TiO2	0.06	0.03	1.37	0.04	0.58	0.04	0.55	0.47	0.18	0.02	0.05
P2O5	0.34	0.24	0.27	0.26	0.20	0.22	0.11	0.13	1.44	0.23	0.22
MnO	0.13	0.14	0.23	0.17	0.14	0.08	0.07	0.08	0.10	0.15	0.10
Cr2O3								0	0.02		
Ba								860	527		
Ni								43	48		
Sc								8	9		
LOI	2.00	1.80	1.50	4.60	0.90	1.60	2.4	8.1	1.50	8.00	11.00
ToT/C	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.36	1.95	0.01	0.01	0.01
Tot/S	0.12	0.25	0.25	0.20	0.54	0.34	0.18	2.12	0.36	0.30	0.17
Sum	99.72	99.91	100.44	99.96	100.01	100.61	99.62	99.54	99.94	100.96	99.95
Co	84	68	105	80	89	70	7.1	18.6	150	81	80
Cs	< 20	< 12	< 9.8	< 15	< 12	< 15	2	0.4	< 16	< 14	43.2
Ga	13.8	19	23.7	15.3	18.5	24	24.3	16.9	< 7.2	20.1	23.1
Hf	< 22	< 13	< 12	< 19	< 17	< 17	10.4	3.1	< 31	< 15	< 17
Nb	< 14	48.9	35.3	64.7	< 10	< 12	14.9	5.2	< 14	< 10	< 10
Rb	198.6	35.5	64	119.4	32.2	150.5	54.2	33.6	21	6	47.9
Sn							4	1			
Sr	1843	61.4	72.1	51.8	360.8	1505	482.3	120.7	323.1	20.1	478.9
Ta	< 18	13.2	16.1	< 17	20.4	< 15	1.3	0.5	38	< 13	< 15
Th	12.7	13.1	10.4	8.1	5.2	19.4	6.8	3.5	10.6	7.7	14.6
Tl							0.1	0.1			
U	71	30.8	43.8	58	33.2	44	2.5	1.3	< 30	25.2	22.2
V	18	100	54	12	13	14	71	76	22	78	16
W							5	5			
Zr	580	708	701	646	300	374	364.8	68.8	143	411	239
Y	15.2	136.6	299.6	175.5	15.8	11.6	87.3	9.5	10.2	82	13
La	187	< 24	142	153	< 25	142	41.9	22.2	< 32	83	100
Ce	260	135	185	241	114	188	101	48	53	109	118
Pr							12.67	5.27			
Nd							58.7	21.9			
Sm							12.8	3.7			
Eu							2.89	0.91			
Gd							12.19	2.89			
Tb							2.18	0.34			
Dy							15.63	1.84			
Ho							3.4	0.34			
Er							10.44	0.98			
Tm							1.43	0.13			
Yb							9.9	0.88			
Lu							1.48	0.13			
Mo	< 12	< 10	< 8.0	< 13	< 7.8	< 11	4	9	< 11	11	< 9.4
Cu	43.6	< 6.8	< 6.3	12.4	< 8.0		27.4	16	6	18	14.9
Pb	58.1	16.1	26.1	21.3	23.9	50.5	12	4	8.3	14.6	21
Zn	95.2	205.2	557.5	106.4	103.4	80.1	115	6	100.7	228.1	103.6
Ni	65	< 17	29.5	20	37	27.5	14	69	217	< 20	66
As							1	26			
Cd							0.1	0.5			
Sb							2	4			
Bi	5.7	< 4.5	11.2	7.1	8	11.4	0.9	4	< 7.2	6.2	6.6
Cr	219	134	66	185	296	141			811	89	249
Ba	4144	600	654.8	1534	647	2489			309	430	1225

Tableau III-1 : Géochimie des faciès des Tiébélé. Les majeurs en % et les traces en ppm

Samples	N2	N4	N6	N10	A1	A5	G 4	HT50	HTBA	HTGOGO	HTPILL
Faciès	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
SiO2	51.43	49.16	50.43	51.91	47.1	45.57	47.56	47.63	54.45	53.90	47.19
Al2O3	14.43	12.24	13.41	12.78	11.97	18.29	17.74	16.98	17.23	16.41	17.79
Fe2O3	11.82	12.36	11.82	14.43	11.65	11.13	14.80	15.15	4.60	4.91	15.15
MgO	6.16	5.11	5.62	5.21	7.78	5.51	0.88	0.75	4.21	6.34	1.40
CaO	7.25	7.69	8.04	6.39	7.1	7.54	7.70	8.29	8.66	9.27	7.00
Na2O	2.52	2.48	4.43	3.48	1.31	3.93	1.70	1.50	1.20	1.00	3.00
K2O	0.34	0.16	0.43	0.55	0.12	0.8	1.69	2.27	5.22	4.58	3.49
TiO2	1.49	1.79	1.43	1.84	1.12	1.04	3.44	1.34	0.02	0.46	1.44
P2O5	0.18	0.25	0.25	0.2	0.2	0.17	1.50	1.69	0.14	0.14	0.21
MnO	0.165	0.17	0.16	0.17	1.1	0.34	0.29	0.25	0.04	0.11	0.31
Cr2O3	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04					
Ba	147	102	104	198	53	324					
Ni	155	49	79	63	27	177					
Sc	25	28	33	35	36	30					
LOI	4	8.3	3.8	2.8	10.3	5.5	2.50	3.50	4.00	2.50	2.80
Tot/C	0.19	1.33	0.4	0.15	1.59	0.55	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tot/S	0.04	0.05	0.03	0.11	0.09	0.05	0.54	0.19	0.24	0.24	0.29
Sum	99.82	99.75	99.83	99.8	99.77	99.93	100.35	99.55	100.00	99.86	100.08
Co	40.2	38.2	34.1	36.2	41.9	47.7	160	130	120	36	170
Cs	0.5	0.2	0.1	0.2	0.4	0.8	18.8	19.7	< 9.9	< 10	22.9
Ga	18.7	17.1	15.8	15.1	17	16.2	22.1	14	23.6	24.7	17.9
Hf	2.9	2.6	2.1	2.3	2.5	1	< 35	23	< 25	< 13	< 35
Nb	4.8	4.7	4	3.6	4.1	1.8	< 11	< 11	< 9.3	< 6.6	< 13
Rb	7.9	3.7	5.2	8.8	3.5	22.2	6.2	7.9	4.7	86.4	6.9
Sn	1	1	0.9	1	1	1					
Sr	359.9	212.9	165.9	173.4	108.7	299.7	221.7	243.4	210.9	112.3	220
Ta	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.1	< 28	< 19	< 21	14.8	< 29
Th	1.4	0.6	0.6	0.6	1	0.5	< 5.4	< 4.8	< 4.7	4.1	< 6.1
Tl	0.09	0.2	0.09	0.09	0.09	0.1					
U	0.5	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	26.1	24	18	29.2	49
V	246	280	258	327	250	228	3	20	14	53	28
W	4	1	2	0.9	2	2					
Zr	107	97.3	83.2	81.4	89.3	38.1	95.5	71.5	104.4	73.1	110
Y	23.3	26.6	22.6	27.2	26.2	14	10.5	8.5	11.3	38.4	7.2
La	10.7	8.2	8.5	8	8.2	4.7	24.3	< 24	17.9	89	< 28
Ce	25	20.8	21.7	20.5	20.7	12.2	39	< 31	< 26	101	< 36
Pr	3.32	3	2.82	2.77	2.72	1.61					
Nd	15.4	15	14.1	13.4	13.5	8					
Sm	3.9	3.8	3.5	3.6	3.5	1.9					
Eu	1.34	1.61	1.28	1.35	1.13	0.73					
Gd	3.93	4.55	3.74	4.28	3.89	2.12					
Tb	0.62	0.74	0.61	0.73	0.65	0.36					
Dy	4.43	5.09	4.28	4.91	4.56	2.43					
Ho	0.91	1.06	0.93	1.07	0.99	0.52					
Er	2.74	3.04	2.65	3.16	3.14	1.58					
Tm	0.35	0.41	0.35	0.42	0.42	0.22					
Yb	2.56	2.79	2.45	2.99	3.04	1.55					
Lu	0.38	0.39	0.38	0.43	0.45	0.23					
Mo	3.3	1.7	2.4	1.8	0.7	0.6	< 9.5	< 9.1	< 7.5	< 4.9	< 10
Cu	70	68	81	77	20	96	67.7	12.5	67.5	34.7	68.1
Pb	3	2	5	2	4	2	< 6.8	11.7	23	10.7	10.2
Zn	112	121	192	125	178	86	119.3	143.6	145.3	26.3	127.4
Ni	132	64	52	51	25	172	329	158	119	12.1	105
As	2	1	1	1	1	1					
Cd	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.2					
Sb	1	1	2	0.9	1	2					
Bi	0.9	1	0.9	1	0.9	0.9	< 6.1	5.6	7.3	8.3	6.5
Cr							293	489	259	35	564
Ba							79.6	70.7	< 15	745	115

Tableau III-1 : Géochimie des faciès des Tiébélé. Les majeurs en % et les traces en ppm

Samples	HTR	A2	N3	N7	N13	N14	N17	HT17	HT36-1	KBH-132
Faciès	Basalte	Dolerite	Gabbro	Gabbro/UB	Basalte/UB	Ultrabasalt	Talc-schiste	Gabbro	Gabbro	Gabbro
SiO2	46.53	49.46	52.15	44.71	46.63	38.89	36.74	72.64	51.50	58.88
Al2O3	18.81	11.2	14.23	11.03	5.71	5.28	14.14	12.64	13.64	15.72
Fe2O3	12.35	9.45	12.78	11.47	4.86	4.4	5.98	2.28	6.89	3.56
MgO	1.40	12.88	5.4	4.88	28.58	23.98	29.61	1.00	11.97	1.40
CaO	9.17	8.24	6.2	5.72	2.09	7.87	0.42	4.92	7.74	3.63
Na2O	3.20	2.56	2.04	2.9	0.11	0.13	0.16	2.00	2.00	3.70
K2O	3.16	0.65	0.03	0.76	0.03	0.03	0.03	2.32	2.49	2.37
TiO2	0.97	0.55	1.83	1.58	0.13	0.11	0.34	0.70	1.48	0.03
P2O5	0.22	0.15	0.19	0.24	0.05	0.06	0.11	0.17	1.37	0.17
MnO	0.22	0.31	0.16	0.16	0.42	0.99	0.71	0.28	0.27	0.27
Cr2O3		0.15	0.02	0.01	0	0	0			
Ba		1333	148	250	70	624	60			
Ni		335	116	47	19	19	19			
Sc		29	28	29	2	2	3			
LOI	3.90	4.3	4.2	16.6	9.3	17.3	11.4	1.00	0.80	10.00
ToT/C	0.01	0.22	0.04	0.42	0.93	3.41	0.18	0.01	0.01	0.01
Tot/S	0.08	0.53	0.01	0.11	1.24	0.62	0.09	0.30	0.26	0.06
Sum	100.00	100.1	99.26	100.1	97.9	99.1	99.63	100.26	100.42	99.79
Co	130	53.5	38.4	37	0.4	0.4	0.4	140	150	66
Cs	< 15	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	22.5	22.5	< 14
Ga	16	14.1	17.7	16.4	12.1	13	38.5	8.5	8.3	29.6
Hf	< 26	2.2	2.4	2.5	8	7.7	24.1	< 32	< 31	< 14
Nb	< 12	3	4.1	4.5	14	14.7	42.8	< 10	< 12	32.6
Rb	5.7	10.3	1.6	10	0.6	1.7	1.1	4	8.1	4.8
Sn		0.9	1	1	1	2	8			
Sr	360.2	115.8	378.9	172.9	41.1	139.3	8	132.1	359	14.3
Ta	< 22	0.2	0.3	0.3	1.2	1.2	3.5	< 27	< 24	< 14
Th	< 5.1	1.2	1	0.6	2.6	2.6	8.8	7.1	< 5.5	11
Tl		0.09	0.1	0.09	0.09	0.09	0.09			
U	< 25	0.4	0.3	0.3	0.8	0.7	4	33.2	28.2	43
V	23	158	301	292	4	4	16	17	23	85
W		1	3	0.9	0.9	1	4			
Zr	98	75.4	89.4	98.8	293.6	278.4	854.3	57.4	119	702
Y	< 2.1	15.5	20	27.8	92.8	94.9	253.2	4.1	12.7	122.7
La	< 28	10.4	9.3	8.7	26.2	26.5	81.5	< 24	< 25	103
Ce	< 37	25.9	21.6	22.3	62.8	65.7	202.4	< 33	< 32	148
Pr		3.28	2.79	2.99	8.3	8.69	27.35			
Nd		14.3	13.8	15.1	39.6	40.8	128.8			
Sm		3.1	3.3	3.8	10.3	11.2	33.2			
Eu		0.76	1.33	1.41	3.39	3.63	6.33			
Gd		2.88	3.58	4.26	11.94	12.69	33.3			
Tb		0.43	0.55	0.73	2.2	2.35	6.15			
Dy		3.03	3.78	5	15.83	16.34	43.91			
Ho		0.59	0.77	1.05	3.57	3.58	9.72			
Er		1.8	2.31	3.18	10.86	10.52	29.99			
Tm		0.23	0.3	0.41	1.48	1.38	4.17			
Yb		1.71	2.06	2.95	10.31	9.61	28.4			
Lu		0.25	0.28	0.44	1.48	1.4	4.19			
Mo	< 9.7	3.3	2.2	1.2	1.3	4.1	6.7	< 7.6	< 10	< 12
Cu	48.8	53	80	81	181	78	315	75.5	56.4	12.6
Pb	21.8	4	3	6	290	350	33	7.3	18.6	13.7
Zn	90.9	130	2067	171	14187	3537	1788	103.3	143.2	203.3
Ni	67	329	111	47	3	1	4	243	70	< 17
As		1	2	1	1	1	1			
Cd		0.2	3.9	0.2	40.9	9.3	1.3			
Sb		0.9	1	0.9	0.9	0.9	1			
Bi	9	0.9	1	0.9	1	1	1	< 6.0	< 6.2	6.6
Cr	467							58	689	146
Ba	82							63.5	125.7	< 19

Tableau III-1 : Géochimie des faciès des Tiébélé. Les majeurs en % et les traces en ppm

Samples	NBH-70	NBH-95	N15	N16	N11	N12	HT41	HT53-1	
Facies	Gabbro	Gabbro	Se-rhyolite	Non Se-rhyolite	GAB	GAB	Pluton	Pluton	
SiO ₂	54.67	47.47	47.12		38.74	61.94	61.95	72.93	73.59
Al ₂ O ₃	17.66	14.73	8.14		4.81	13.29	13.46	15.80	14.71
Fe ₂ O ₃	3.18	16.60	6.59		1.98	5.06	4.97	1.38	3.32
MgO	1.10	1.20	28.67		26.97	2.42	2.42	1.20	0.98
CaO	4.67	5.74	0.18		6.03	0.75	0.74	1.35	1.03
Na ₂ O	2.90	2.50	0.17		0.15	3.8	3.77	2.30	1.80
K ₂ O	3.67	2.67	0.03		0.03	2.46	2.51	3.62	1.65
TiO ₂	0.03	1.57	0.18		0.1	0.55	0.57	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.17	1.53	0.11		0.11	0.24	0.23	0.23	0.71
MnO	0.36	0.30	0.08		0.46	0.34	0.34	0.04	0.08
Cr ₂ O ₃			0		0.01	0.01	0.02		
Ba			11		9	1746	1731		
Ni			23		24	69	90		
Sc			1		1	7	7		
LOI	11.00	5.00	8.4		16.7	5	5	2.00	2.10
ToT/C	0.01	0.01	0.06		3.13	0.89	0.92	0.01	0.01
Tot/S	0.61	0.22	0.09		0.23	0.41	0.4	0.07	0.27
Sum	100.03	99.53	99.8		96.07	96.07	96.18	100.96	100.27
Co	67	160	2.6		1.2	13.9	14.3	41	56
Cs	24.8 < 14		0.5		0.1	1.6	1.8 < 13	< 15	
Ga	< 18	26	20.2		13.1	17.6	18.5	21.8	27.2
Hf	28.7 < 35		12.8		8.2	4.8	5 < 12	< 10	
Nb	16.5 < 13		22.3		11.1	5.6	5.5 < 9.4		28.4
Rb	4.4	10.7	3.1		0.7	54.2	54.5	83.7	19.7
Sn			4		2	1	1		
Sr	45	202.4	17.6		36	882.9	850.5	486.4	93.6
Ta	< 38	< 28	1.8		1.2	0.5	0.4	11.8 < 9.9	
Th	100.9 < 5.7		4.7		3.1	4.9	5	7.6	10.2
Tl			0.09		0.09	0.4	0.3		
U	< 27	26	4.1		1.5	4	4	34.4	29.2
V	76	27	6		17	46	48	97	86
W			2		1	8	8		
Zr	520	112	440.2		268.7	187.8	191.9	139	659
Y	107.9	16	128.9		79.8	16.5	16.3	14.5	126.9
La	< 28	27	48.4		32.5	38.5	38.9	74	91
Ce	143 < 37		120.3		82.6	82.9	83.3	85	151
Pr			15.75		10.64	9.36	9.53		
Nd			73.4		49.1	36.5	37.8		
Sm			18.3		11.9	6.4	6.7		
Eu			4.35		1.63	1.79	1.85		
Gd			17.74		11.54	4.3	4.42		
Tb			3.31		2.06	0.55	0.55		
Dy			23.14		14.17	3.47	3.44		
Ho			4.98		3.07	0.59	0.59		
Er			15.32		9.34	1.72	1.77		
Tm			2.13		1.27	0.22	0.22		
Yb			14.52		8.78	1.54	1.57		
Lu			2.13		1.21	0.23	0.23		
Mo	< 14	< 11	3.5		3.1	2.2	2.3 < 7.4	< 12	
Cu	25	76.8	4		515	31	31 < 5.9	< 6.0	
Pb	2788	13.3	3		66	54	54	29.5	35.6
Zn	10350	144.7	733		25453	24848	25250	62.5	166.1
Ni	41.9 < 56		14		12	82	84	34.1 < 13	
As			1		1	1	2		
Cd			0.1		75.5	24.3	24.8		
Sb			1		1	3	5		
Bi	40 < 6.4		1		1	0.9	1 < 4.7	9.1	
Cr	178	332						44	55
Ba	< 19	162						1149	738

Tableau III-1 : Géochimie des facies des Tiébélé. Les majeurs en % et les traces en ppm

Les diagrammes de Jensen (1976) (Fig. III-1A) et de Le Bas et al. (1986) (Fig. III-1B) confirment la diversité des faciès lithologiques de la région de Tiébélé. Les faciès évoluent des termes ultrabasiques apparentés aux komatiites, à des termes basiques (basaltes ou basaltes andésitiques ou andésites) (Fig. III-1B) souvent enrichis en fer (HFB) ou en magnésium (HMB) (Fig. III-1A), jusqu'aux termes les plus différenciés (dacites et rhyolites) (Fig. III-1 A et B).

Dans le diagramme de Jensen (1976) (Fig. III-1A), trois affinités magmatiques ou géochimiques se distinguent nettement dans cet ensemble :

(i) Une affinité calco-alcaline définie par les méta-andésites, les méta-dacites, et les méta-rhyolites (A3, AD1, N1, NBH-76, NBH93, N8, N5, N9, AD2, A4, HT47-1, HT13). Les méta-basaltes A5, HT50 de par leur composition chimique ($\text{SiO}_2 = 45,57\text{-}47,63\%$) avec une signature calco-alcaline, se comportent comme des laves filoniennes affectées par la déformation mylonitique et l'altération siliceuse. De même, le méta-gabbro NBH-70 ($\text{SiO}_2=54,67\%$) en relation avec l'encaissant de la minéralisation de Nabénia présente une signature franchement calco-alcaline, comme conséquence de manifestation hydrothermale.

(ii) Une affinité tholéïitique affichée par des méta-basaltes (N2, N4, N6, N10, A1, HTGOGO, NBH-95), certaines méta-andésites et des méta-gabbros (N3, N7). Les méta-basaltes et méta-gabbros occupent le champ des basaltes enrichis en fer (HFB) ou en magnésium (HMB).

(iii) Une affinité komatiitique franche pour les méta-ultrabasites (N13, N14), le talc-schiste (N17), et les méta-rhyolites (N15, N16). La méta-dolérite (A2) et le méta-gabbro (HT36-1) moyennement magnésiens ($\text{MgO}=12,88\text{-}11,97\%$) affichent une affinité komatiitique modérée. En effet, les méta-rhyolites (N15, N16), quoique leurs spectres de terres rares soient semblables à ceux de l'ensemble des rhyolites de Tiébélé (voir la suite), sont contaminées par des roches talcifiées qui encaissent la minéralisation de Nabénia. Il en est de même de la méta-dacite HT68-4 qui se place dans le champ des Ko-B (cf. Chapitre V). Cette méta-dacite est associée à des chapeaux de fer (gossan) observés en affleurement aux cours des traverses à l'Ouest du massif. La difficulté résidant dans l'interprétation des ces méta-volcanites acides peut être simplement due à des erreurs analytiques. En revanche, le talc-schiste de type trémolitite (KBH-132) (probable UB à l'origine) encaissant de la

minéralisation inférieure de Koubongo (cf. Chapitre V) présente une signature calco-alcaline au même titre que les termes acides, ce en rapport avec sa forte teneur en alumine ($Al_2O_3=15,72\%$).

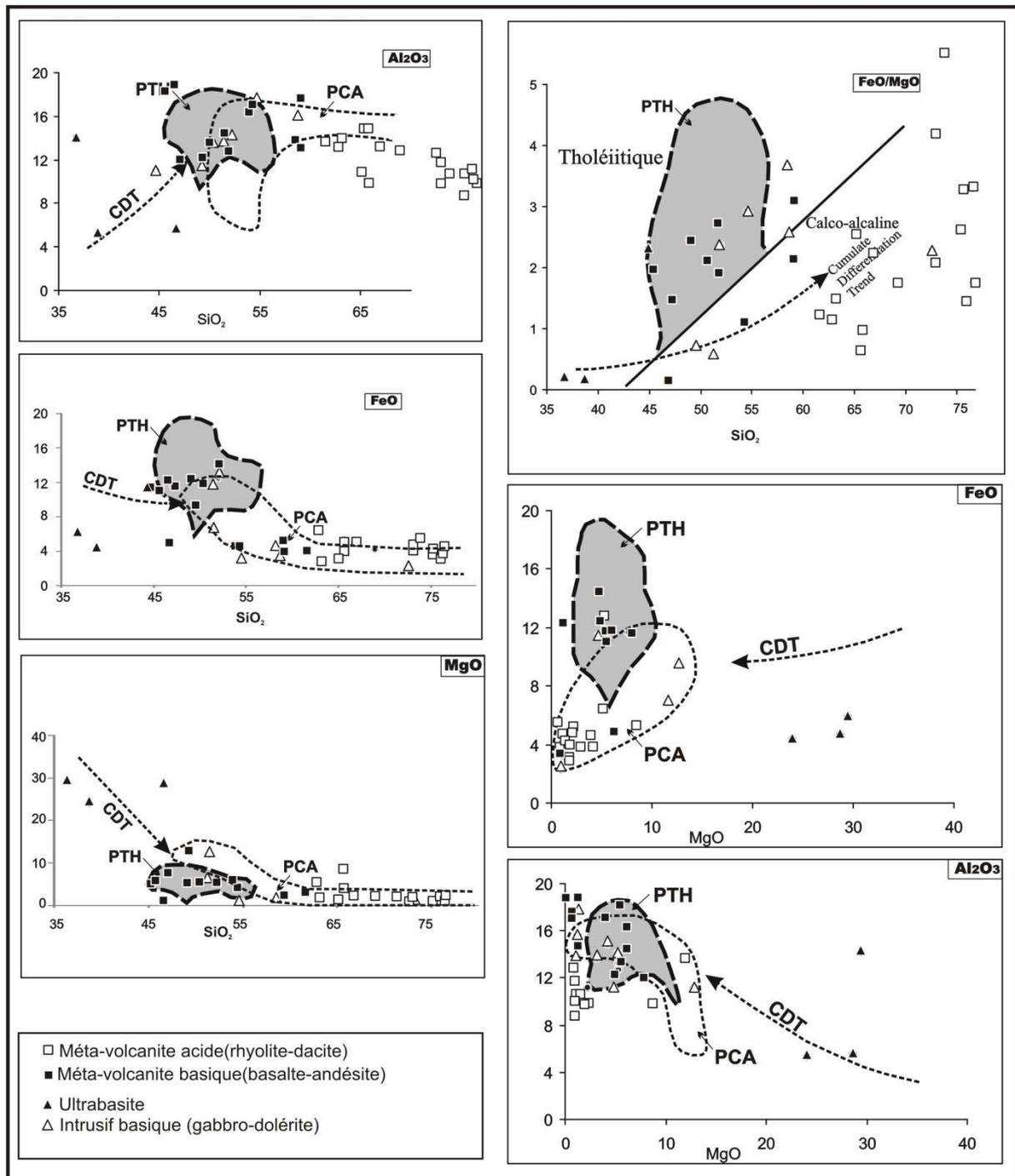


Figure III-2 : Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les formations volcano-plutoniques de la région de Tiébéle (in Lompo, 2009). PTH : Tholéiite du Paléoprotérozoïque ; PCA : Série Calco-alcaline du Paléoprotérozoïque. CDT : Droite de Différenciation des Cumulats/ Cumulate Differentiation Trend.

Les diagrammes utilisant les oxydes (Fig. III-2) sur les roches paléoprotérozoïques du Craton Ouest-africain (Lompo, 2009) permettent de discriminer les roches calco-alcalines (PCA) représentées par des basaltes, des andésites, des dacites, des rhyolites, des tufs basiques et acides, et des roches tholéiitiques (PTH) essentiellement représentées par un groupe de basaltes.

La prépondérance de l'altération dans les roches de Tiébélé rend très difficile l'emploi des diagrammes de variation de Harker des oxydes en fonction de SiO₂, et qui nous permet de définir les lignées géochimiques, toute chose qui nous a amené à exploiter les diagrammes de la figure 2 beaucoup plus adaptés parce que faisant appelle à des champs.

Dans le diagramme FeO vs MgO avec FeO=FeO_t ou Fe₂O_{3t} (Fig. III-2), les tholéiites sont représentées par des basaltes avec FeO (10-16%) tandis que les roches calco-alcalines montrent des valeurs plus faibles en FeO (2-8%). Trois échantillons, essentiellement des méta-ultrabasites parfois silicifiées (N13, N14, N17), ne s'inscrivent pas dans les champs dans les diagrammes FeO vs SiO₂, MgO vs SiO₂, Al₂O₃ vs SiO₂, FeO vs MgO, Al₂O₃ vs MgO. Ce qui est en accord avec leur appartenance au groupe des Ko-UB d'après la discrimination de Jensen (1976) (Fig. III-1A).

En effet, on remarque dans tous ces diagrammes que six basaltes (N2, N4, N6, N10, A1, A5) montrent une affinité tholéiitique constante (Fig. III-1A).

Les écarts parfois observés dans ces diagrammes comme FeO/MgO vs SiO₂ et Al₂O₃ vs SiO₂ confirment une fois de plus la prépondérance de l'altération hydrothermale dans cette région.

Les diagrammes les plus expressifs pour la différenciation des faciès lithologiques de Tiébélé sont FeO vs SiO₂ et MgO vs SiO₂. Dans ces diagrammes, les ultrabasites N17 et N14 épousent l'allure des cumulats différenciés (CDT). De plus, ces diagrammes discriminent clairement une série tholéiitique représentée par les basaltes et gabbros d'une part, et une série calco-alcaline allant des basaltes au faciès les plus évolués notamment les dacites et les rhyolites.

Les spectres de terres rares (REE Rare Earth Elements) montrent pour la série des méta-volcanites acides (méta-rhyolite et méta-dacite) (Fig. III-3A), un certain parallélisme qui suggère des liens cogénétiques et une anomalie négative relativement forte en Eu (Eu/Eu* = 0,42-0,73) liée à la cristallisation des feldspaths. L'échantillon A6 montre un spectre relativement discordant ; cette méta-rhyolite à l'échelle de la lame mince montre une matrice

surimposée par la séricite et se rapproche d'une séricito-schiste. Les méta-rhyolites N15 et N16, bien que fortement contaminées et inscrites dans le champ des Ko-UB (Fig. III-1A), montrent des spectres tout à fait comparables à ceux des méta-rhyolites de Tiébélé. L'échantillon N16 est le moins enrichi en REE ($\Sigma\text{REE}=20\text{-}100$ fois les chondrites) et montre la plus forte anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,42$) tandis que l'échantillon N15 est enrichi en REE ($\Sigma\text{REE}=70\text{-}110$ fois les chondrites) et montre la plus faible anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,73$). Dans leur ensemble ces méta-rhyolites sont enrichies en REE ($\Sigma\text{REE}= 20\text{-}110$ fois les chondrites) et sont très peu fractionnées avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2\text{-}3$.

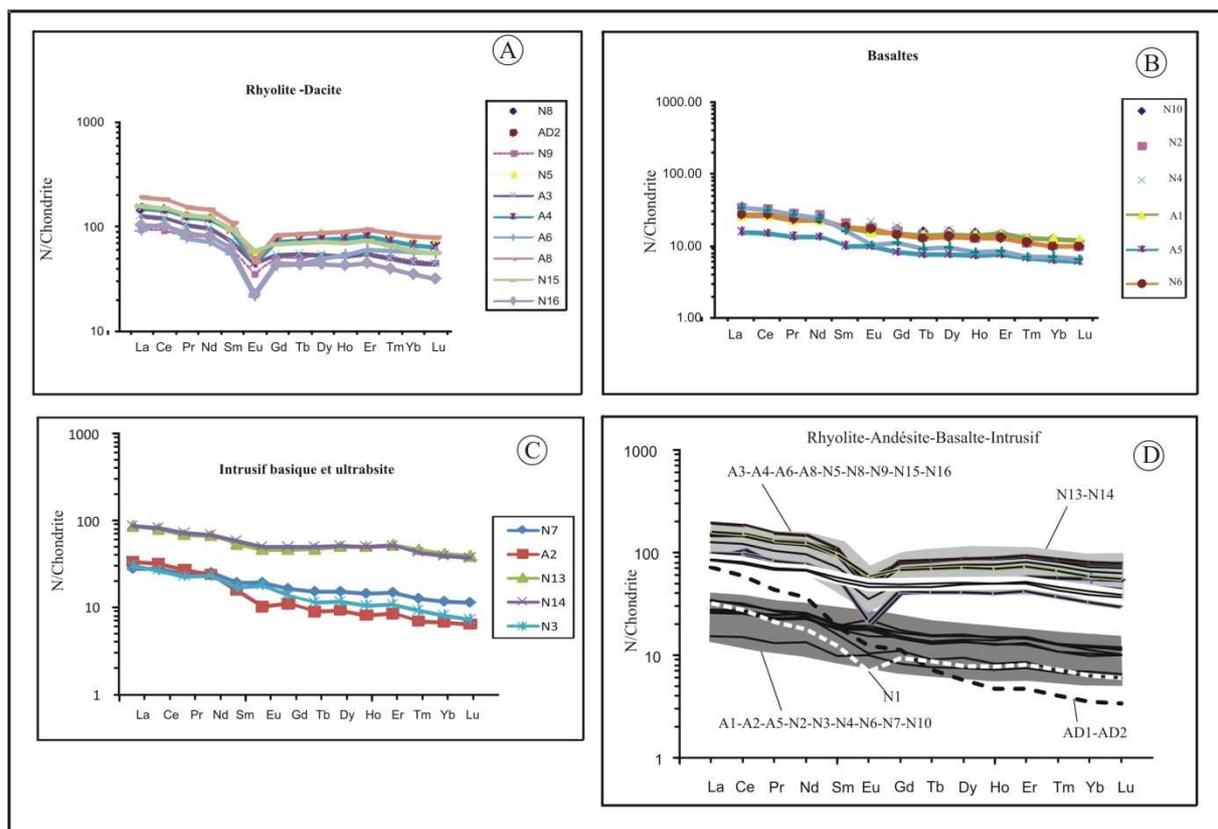


Figure III-3 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) de la série volcano-plutonique de Tiébélé. A : Spectres des méta-volcanites acides. B : Spectres des méta-volcanites basiques. C : Spectres des intrusions basiques et ultrabasiques. D : Spectres communs à toutes ces occurrences.

La série des méta-volcanites basiques (Fig. III-3B) représentée ici par les basaltes tholéiitiques montre des spectres relativement plats ($\Sigma\text{REE}=10\text{-}40$ fois les chondrites) et peu fractionnés à l'instar des méta-rhyolites ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2\text{-}3$), mais marqués par une faible anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,04\text{-}1,18$) pour l'ensemble des basaltes, à l'exception de l'échantillon A1 qui présente une faible anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,93$). Enfin,

l'allure global des spectres est caractéristique des basaltes de type N-MORB (*Midle Oceanic Ridge Basalt*) plus enrichis en LREE (*Light Rare Earth Elements*) qu'en HREE (*Heavy Rare Earth Elements*).

Pour les intrusions basiques et ultrabasiques (Fig. III-3C), on note que les gabbros (N3, N7) parfois doléritiques (A2) sont moins enrichis en REE ($\Sigma\text{REE}=10-40$ fois les chondrites) et plus fractionnés ($(\text{La}/\text{Yb})_N=2-5$) avec une anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,07-1,18$) pour les gabbros et négative pour la dolérite ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,77$). Par contre les ultrabasites (N13, N14) beaucoup plus enrichies en REE ($\Sigma\text{REE}=80-100$ fois les chondrites) sont quasi-aplaties ($(\text{La}/\text{Yb})_N=2$) et possèdent une très faible anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,93$). Cependant, la relative concordance des spectres des deux types de faciès suggère leur appartenance à une même lignée magmatique. Les méta-gabbros seraient alors des produits différenciés des méta-ultrabasites correspondant probablement à d'anciens cumulats.

La superposition ou la comparaison de tous ces spectres (Fig. III-3D) montre nettement la différence entre les trois groupes de roches :

(i) Le groupe des roches calco-alkalines constitué par les méta-volcanites acides (A3, A4, A6, A6, N5, N8, N9, N15, N16) qui sont les plus enrichis en terres rares (≤ 110 fois les chondrites) avec une nette anomalie négative en Eu.

(ii) Le groupe des roches à affinité tholéïitique composé par les méta-volcanites basiques et méta-gabbros parfois doléritiques (A1, A2, A5, N2, N3, N4, N6, N7, N10) à spectres relativement plats, plus ou moins enrichis en terres rares légères (LREE = 20-40 fois les chondrites) et légèrement appauvris en terres rares lourdes. Ce groupe reste le moins enrichi en REE ($\Sigma\text{REE}=10-40$ fois les chondrites).

(iii) Le groupe des roches à affinité komatiitique composé de méta-ultrabasites (N13, N14) moins enrichies en REE que les formations calco-alkalines et plus enrichies en REE ($\Sigma\text{REE}=80-100$ fois les chondrites) que les intrusions basiques.

Les méta-andésites AD1-AD2 d'affinité calco-alkaline dont les spectres sont confondus et quasi discordants des autres montrent un spectre très fractionné avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N = 20$ caractérisé par un très fort appauvrissement en terres rares lourdes ($\Sigma\text{HREE}=3-$

20 fois les chondrites) et un enrichissement en terres rares légères ($\Sigma\text{LREE}=20\text{-}70$ fois les chondrites) et marquées par une faible anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,82$) par rapport à la méta-dacite (N1). Cette méta-dacite peu fractionnée ($(\text{La}/\text{Yb})_N=3$) est marquée par une anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,70$) relative au fractionnement des plagioclases notamment dans les faciès porphyriques.

2- Les granitoïdes

Quatre échantillons ont été analysés dont deux (HT53-1 et HT41) pour le massif granitique de Tiébélé (faciès rose recoupant le faciès gris-argenté) et deux (N11 et N12) pour les granitoïdes à amphibole recoupés par le sondage du prospect de Nabénia.

Le massif de Tiébélé est fortement siliceux ($\text{SiO}_2=72,93\text{-}73,59\%$) et relativement plus alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3=14,71\text{-}15,80\%$) en relation avec l'abondance des phases minérales alumineuses (muscovite-plagioclase sodi-calcique) comparativement aux granites à amphibole ($\text{SiO}_2=61,94\text{-}61,95\%$) et ($\text{Al}_2\text{O}_3=13,29\text{-}13,46\%$). En revanche, les granitoïdes à amphibole sont plus ferrifères ($\text{Fe}_2\text{O}_3=4,97\text{-}5,06\%$), plus magnésiens ($\text{MgO}=2,42\%$) et plus titanifères ($\text{TiO}_2=0,55\text{-}0,57\%$) comparativement aux granites à biotite ($\text{Fe}_2\text{O}_3=1,38\text{-}3,32\%$; $\text{MgO}=0,98\text{-}1,20\%$; $\text{TiO}_2=0,03\%$), teneurs contrôlées par des phases minérales ferromagnésiennes notamment la hornblende et l'actinote, et plus ou moins biotite déjà existante dans les granites à amphibole.

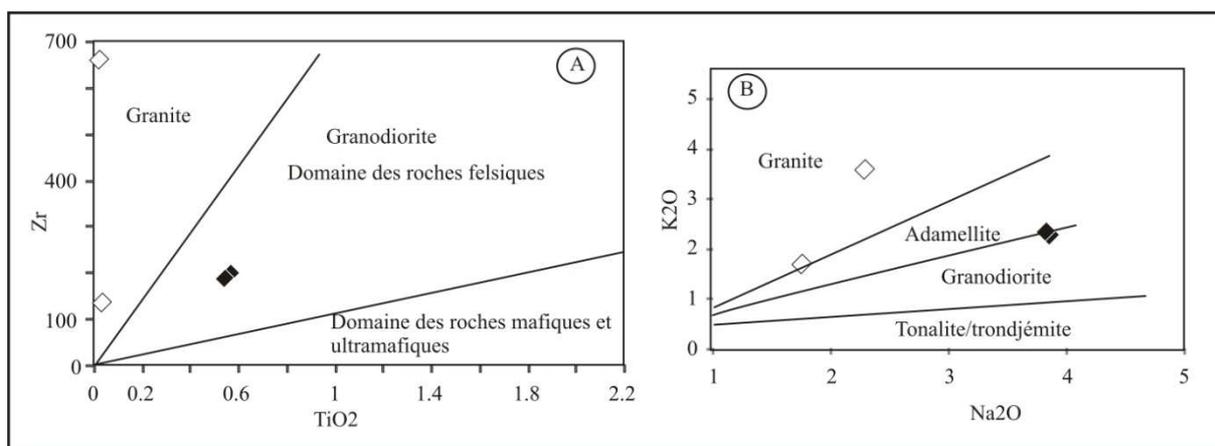


Figure III-4 : A : Granites à amphibole (◆) et granites à biotite (◇) dans le diagramme de discrimination Zr en fonction de TiO₂ des granites et des roches ultramafiques d'après Rock et al. (1990). B : Classification pétrographique des granitoïdes de Tiébélé d'après Harpum (1963).

Dans le diagramme Zr vs TiO₂ de Rock et al. (1990) (Fig. III-4A) et de Harpum (1963) (Fig. III-4B), les granites à amphibole sont des granodiorites ou des granodiorites proches des adamellites alors que les granites à biotite caractéristiques du massif de Tiébélé se placent dans le champ des granites banals.

Exception faite du dyke aplo-pegmatitique, ces granites et granodiorites montrent une affinité calco-alcaline dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) (Fig. III-5A) et sont peralumineux (Fig. III-5B). Le faciès rose du massif de Tiébélé s'écarte de ces champs pour A/CNK > 2, valeur non prise en compte dans ce diagramme.

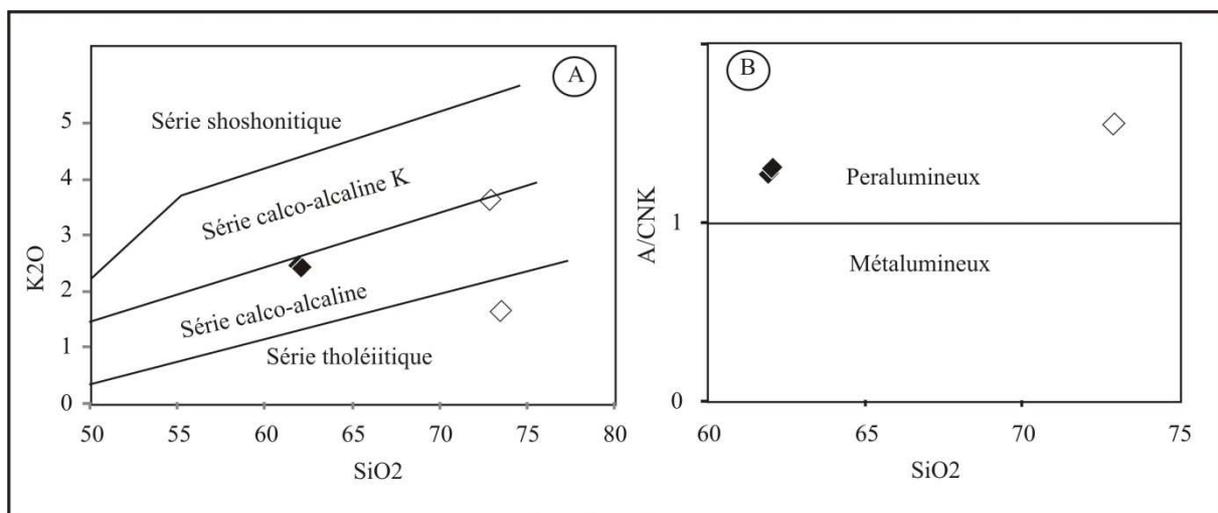


Figure III-5 : A : Affinité géochimique des granitoïdes de la région de Tiébélé dans le diagramme SiO₂% versus K₂O (Peccerillo et Taylor, 1976). B : Diagramme de discrimination chimique ACNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) en fonction de SiO₂.

II- DISCUSSIONS SUR LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

L'emploi des diagrammes de discrimination géochimique de Jensen (Fig. III-1A) permet de montrer dans la région de Tiébélé et exception faite des manifestations hydrothermales entraînant des modifications dans la composition chimique, l'existence d'un volcanisme bimodal marqué par l'expression d'une série tholéiitique précoce et une série calco-alcaline tardive parfois sous forme de venues filoniennes. Ce contexte de volcanisme bimodal mafique-felsique est important pour la recherche de minéralisation sulfurée de type VMS (cf. Chapitre V).

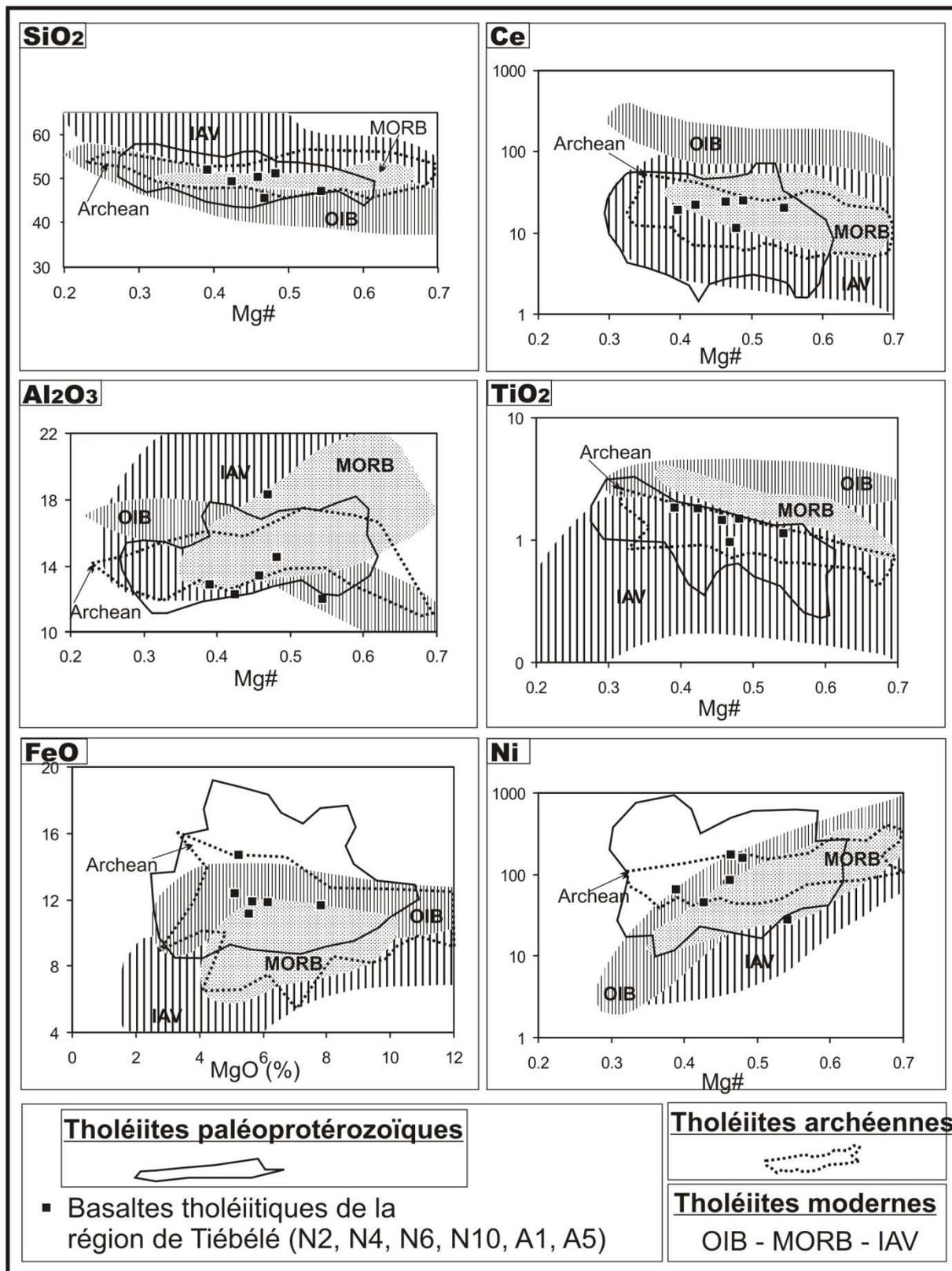


Figure III-6 : Contexte géodynamique des basaltes tholéitiques de la région de Tiébélé. OIB : Basaltes des océans islandais. MORB : Basaltes des rides médio-océaniques. IAV : Roches volcaniques intra-arc définies par Sun et McDonough (1989) et Jochum et al. (1990).

Du point de vue géodynamique, les formations basaltiques de la région de Tiébélé, de nature essentiellement tholéiitique d'après le diagramme de Jensen (Fig. III-1A), occupent le champ des tholéiites archéennes et des tholéiites paléoprotérozoïques. Ils se répartissent entre les MORB et les OIB (Fig. III-6). Leurs spectres selon Lompo (2009) appartiennent au groupe PTH3 (Les tholéiites du Paléoprotérozoïque 3) qui est légèrement enrichi en LREE et alumineux comparables aux tholéiites d'arc.

En ce qui concerne les granitoïdes de Tiébélé (granite et granodiorite), bien que le nombre d'analyses soit réduit, les échantillons représentatifs s'apparentent du point de vue géotectonique à des granites d'arcs volcaniques ou syn-collisionnels (Fig. III-7). Ces résultats confirment ceux de Kagambèga (2005) sur le degré carré de Pô. Le faciès rose qui représente le dyke aplo-pegmatitique du jus tardif du massif de Tiébélé, s'isole des autres granites.

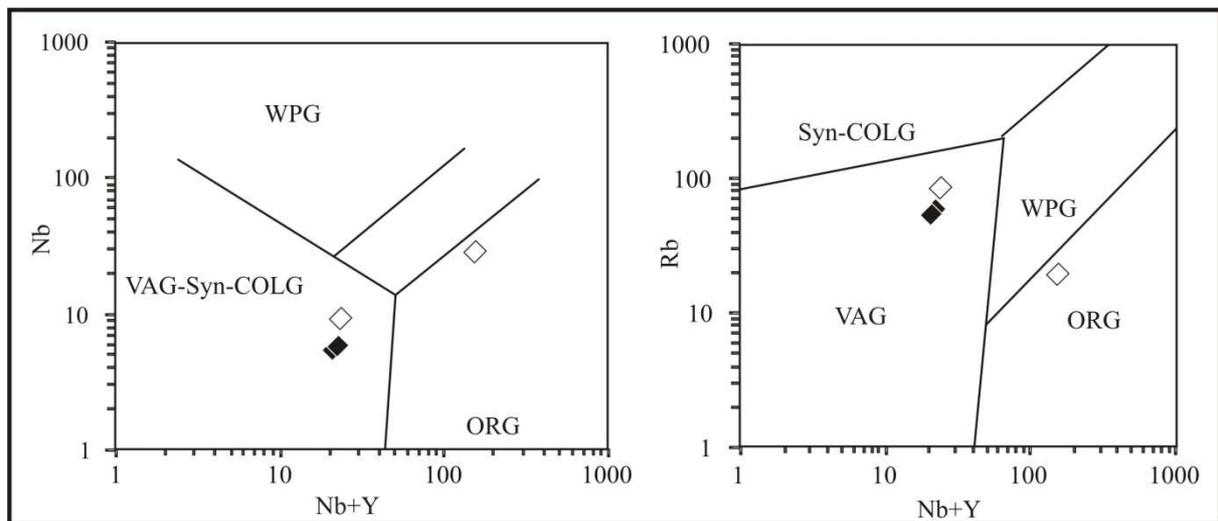


Figure III-7 : Discrimination géotectonique des granitoïdes de Tiébélé dans le diagramme de Pearce et al. (1984). WPG : Granites intraplaques ; Syn-COLG : Granites syn-collisionnels ; VAG-Syn-COLG : Granites d'arc volcaniques et granites syn-collisionnels ; ORG : Granites des rides océaniques *Même légende que dans la figure 4.*

**STRUCTURES TECTONIQUES DE LA REGION DE
TIEBELE**
Déformations D₁-D₂-D₃-D₄

SOMMAIRE

I-Structures régionales	90
II-Données de terrain.....	92
III-Microstructures	94
1-Dans les méta-volcanites	94
1.1-Les méta-basaltes	94
1.2-Les méta-andésites	95
1.1-Les amphibolites	95
1.2-Les méta-rhyolites et les méta-dacites	97
2-Dans les méta-sédiments	97
2.1-Les méta-cherts.....	97
2.2-Les faciès grésopélitiques.....	97
2.1-Les schistes noirs.....	97
3-Dans les intrusions basiques.....	98
3.1-Les méta-gabbros	98
2.2-Les méta-diorites.....	98
4-Dans les granitoïdes.....	98
4.1-Les granitoïdes à amphibole	98
4.2-Le massif granitique de Tiébélé	98
IV-Discussions et conclusion pour une évolution structurale	99
1-La déformation D ₁	99
2-La déformation D ₂	99
3-La déformation D ₃	99
4-La déformation D ₄	99

Une carte structurale de la région de Tiébélé avait déjà été établie par Napon (2001a). Les nombreuses données structurales recueillies au cours de nos travaux de terrain ont permis de compléter celle de Napon et de produire une carte actualisée. Les éléments structuraux mesurés sont la schistosité, la foliation, les axes de plis d'une part et d'autre part, les directions des filons de quartz et de pegmatite qui matérialisent les fractures.

La schistosité ou foliation régionale est la plus souvent observée. Elle varie en direction avec un pendage généralement subvertical à vertical. Les filons de quartz ou de pegmatite qui matérialisent des zones de fractures sont de directions variées.

I- STRUCTURES REGIONALES

A l'échelle régionale, deux types de structures tectoniques sont reconnus :

- *Des structures de tectonique souple* responsable de la formation de schistosité et parfois de plis. La schistosité est en général redressée (Trinquard, 1971 ; Naba et al., 2000, 2004 ; Castaing et al., 2003) avec une orientation préférentielle NE-SW (Kagambèga et al., 2003) à NNE-SSW (Fig. IV-1).

Dans les mêmes catégories de déformation, et au sein des couloirs restreints, sont décrites des mylonites structurées suivant une direction NE-SW (Trinquard, 1971 ; Milési et al., 1989 ; Naba et al., 2000, 2004 ; Castaing et al., 2003). Castaing et al. (2003) présentent des structures globalement orientées NE-SW à NNE-SSW (Fig. IV-1). Il s'agit de couloirs mylonitiques au sein desquels la composante cisailante senestre est remarquable.

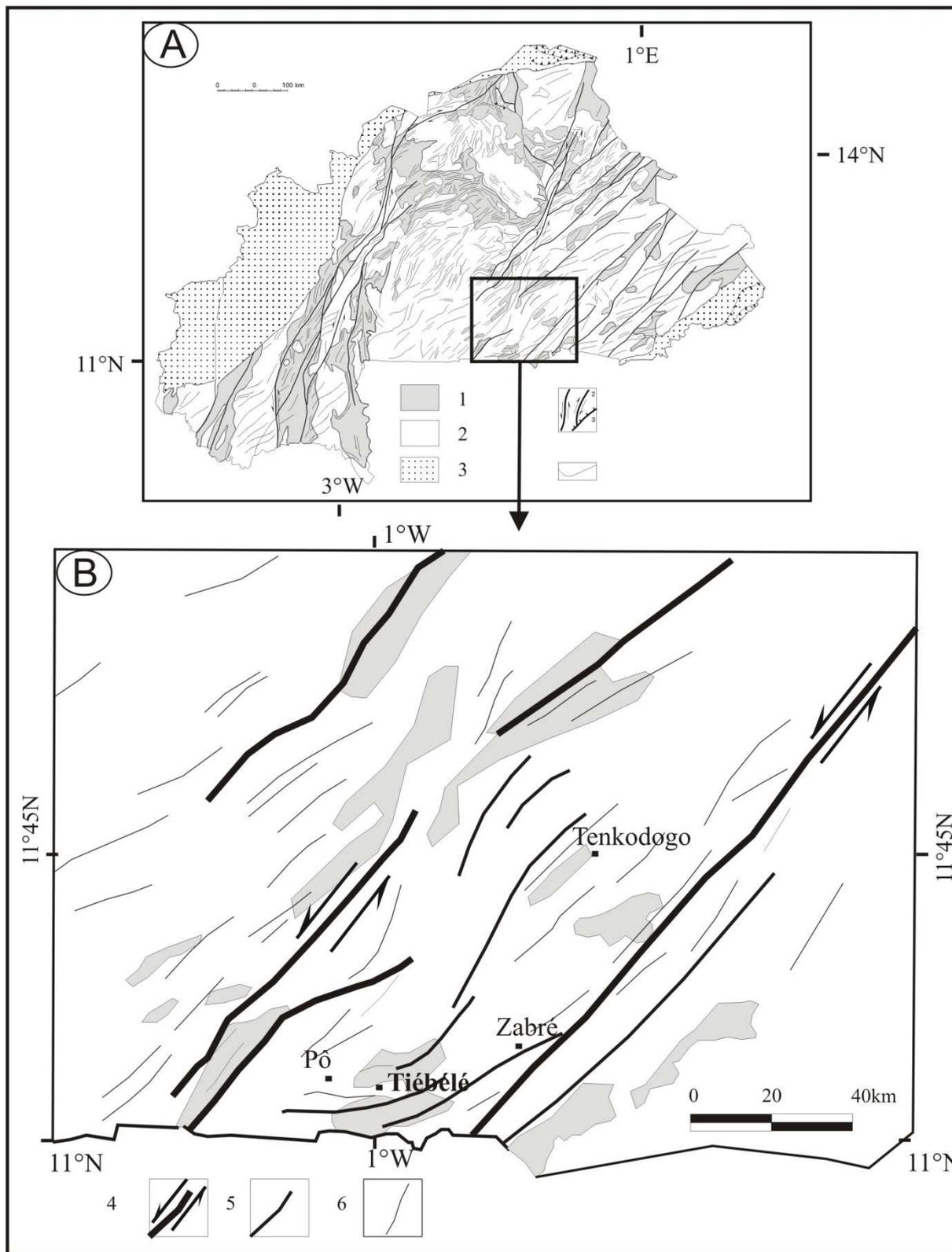


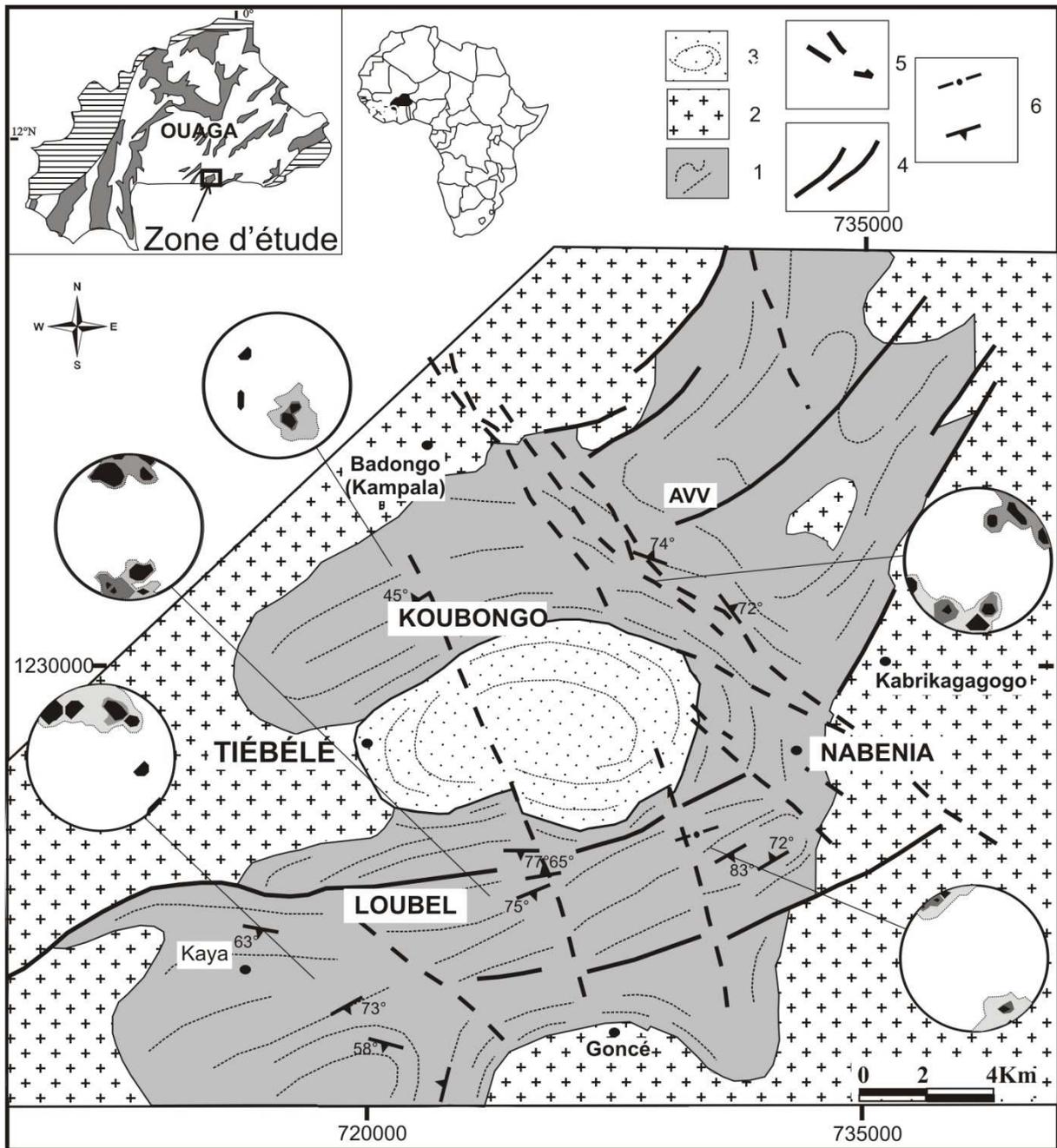
Figure IV-1 : A : Carte structurale du Burkina Faso. B : Carte structurale régionale impliquant la région de Tiébélé, extraites de Castaing et al. (2003) : 1 : Ceintures de roches vertes paléoprotérozoïques. 2 : Granitoïdes paléoprotérozoïques. 3 : Couverture sédimentaire néoprotérozoïque à cambro-ordovicien. 4 : Failles et couloirs mylonitiques en cisaillement senestre. 5 : Failles secondaires. 6 : Trajectoires de schistosité, foliation et rubanement.

- *Des structures de tectonique cassante* : les structures cassantes d'orientation NW-SE sont marquées par la présence de nombreux filons de quartz dans l'ensemble de la zone de Pô-Tenkodogo, notamment dans les formations volcano-sédimentaires et les granitoïdes (Castaing et al., 2003). Une étude portant sur les filons réalisée par Ilboudo (2005) sur un secteur restreint au SSW de Tenkodogo (entre Tenkodogo et Zabré) a permis de déterminer des filons de pegmatite et d'aplite de direction NW-SE et WNW-ESE compatible avec une extension NE, en relation avec la direction des trainées d'inclusions fluides déterminées au microscope. La tectonique cassante post-birimienne est marquée dans la zone d'étude par un accident Est-Ouest jalonné de dolérites. Ce réseau de dykes de dolérites tardifs est fréquent dans l'ensemble de la région (Trinquard, 1967, 1969 ; Castaing, 2003).

II-DONNEES DE TERRAIN

Les données de terrains ont servi à esquisser la carte structurale de la région de Tiébélé (Fig. IV-2). Les différentes mesures ont permis de réaliser les stéréogrammes de la schistosité en fonction des zones : Tiébélé NW, NE, SW, SE.

Les rosaces de direction de faille, des filons de quartz, de filons de pegmatites ou aplo-pegmatitiques qui les soulignent sont établies également par zone, en fonction de la fréquence en % de la déformation D_3 par rapport à la déformation D_4 (Fig. IV-3). On remarque donc que la schistosité régionale de direction variable est largement influencée par les granitoïdes à amphibole mais surtout par le massif de Tiébélé en position centrale. L'emploi de toutes ces données (Fig. IV-2) a permis de définir les axes de plis de direction NE-SW.



Figures IV-2 : Esquisse structurale de la région de Tiébélé. 1 : Roches de ceinture et trajectoires de la foliation régionale S0/S1 de la phase D₁ (en pointillés fins) surimposée par les plis de la déformation D₂. 2 : Batholites de granitoïde à amphibole parfois recoupés par des granitoïdes à biotite. 3 : Massif de Tiébélé aux trajectoires supposées de fluidalité. 4 : Couloirs de déformation D₃ en failles ductiles régionales ENE/WSW à NE/SW. 5 : D₄ : Traces de la fracturation tardive NW-SE. 6 : Direction et sens de pendage.

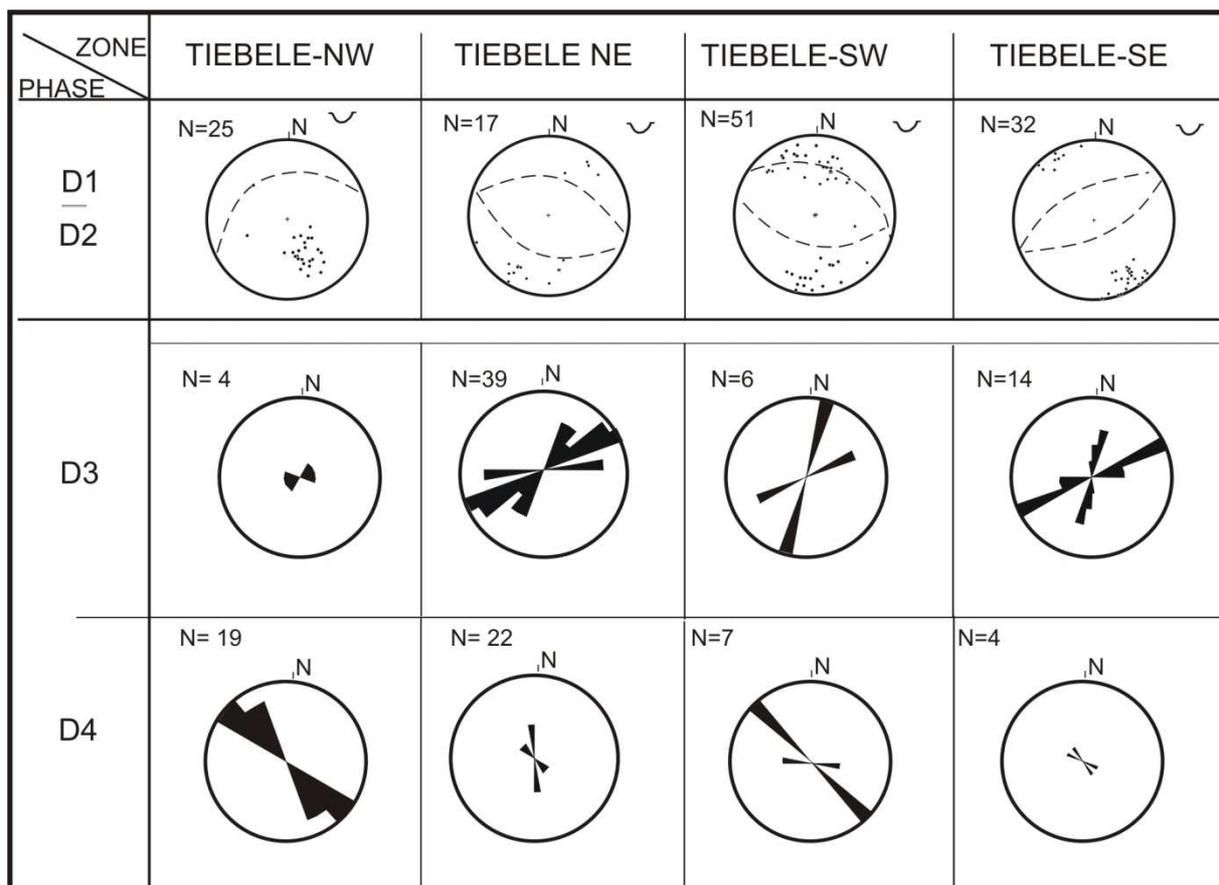


Figure IV-3 : Stéréogrammes des éléments structuraux. D1/D2 : pôles des plans de schistosité dans le canevas de Schmidt (hémisphère inférieure). Rosaces des directions de failles présentées en fonction de la fréquence (% D3/D4) par zone. D3 : Direction des failles ductiles régionales (Failles précoces). D4 : Direction des failles tardives.

III-MICROSTRUCTURES

Nous traiterons des caractéristiques microstructurales des faciès déjà décrits dans le chapitre II. Il s'agit d'apprécier le comportement des minéraux, avant, pendant et au cours de la déformation.

1- Dans les méta-volcanites

1-1- Les méta-basaltes

Au sein des méta-basaltes, l'altération hydrothermale surimprime la schistosité régionale qui est une schistosité de flux S_1 soulignée par la chlorite, l'épidote, les carbonates indiquant des conditions de relativement basse température (cf. Fig. II-2B). La

recristallisation du quartz en sous-grains s'accompagne d'une retromorphose de biotite en chlorite. Dans les basaltes en coussin quand bien même vacuolaires, la microstructure caractéristique est à l'état magmatique.

1-2- Les méta-andésites

Au sein des méta-andésites, en plus de la S_1 régionale, on observe une déformation mylonitique qui se produit dans un contexte cisailant avec développement des structures C/S. La S_1 est soulignée par des minéraux aplatis de basse température (chlorite et actinote) autour des porphyroblastes de plagioclase, associée à des recristallisations importantes du quartz, preuve de sa plasticité. Cette organisation est perturbée par la déformation S_2 en certains endroits où elle est soulignée par ces mêmes minéraux de basse température formant des plis (P_1) (Fig. IV-3A) de la schistosité de crénulation S_2 . Dans ces faciès, l'augmentation de la température se traduit par une polygonisation marginale des gros cristaux de quartz dont les microfissures sont souvent colmatées par la calcite et du quartz de recristallisation.

1-3- Les amphibolites

Au sein de certaines amphibolites localisées à proximité des massifs granitiques, à la schistosité de flux S_1 , s'ajoute une déformation mylonitique dont les structures C/S sub parallèles sont soulignées par la hornblende surtout et l'actinote. Ces minéraux forment des microplis dans la S_2 et sont recoupés par les plus tardifs. L'élévation de la température dans les basaltes vacuolaires et des gabbros-diorites aurait généré des amphibolites (cf. Chapitre II). Dans l'enclave amphibolique, la microstructure sub-magmatique avec le fléchissement du plagioclase montre qu'elle a subi une petite quantité de déformation plastique à une température supérieure à 500°C.

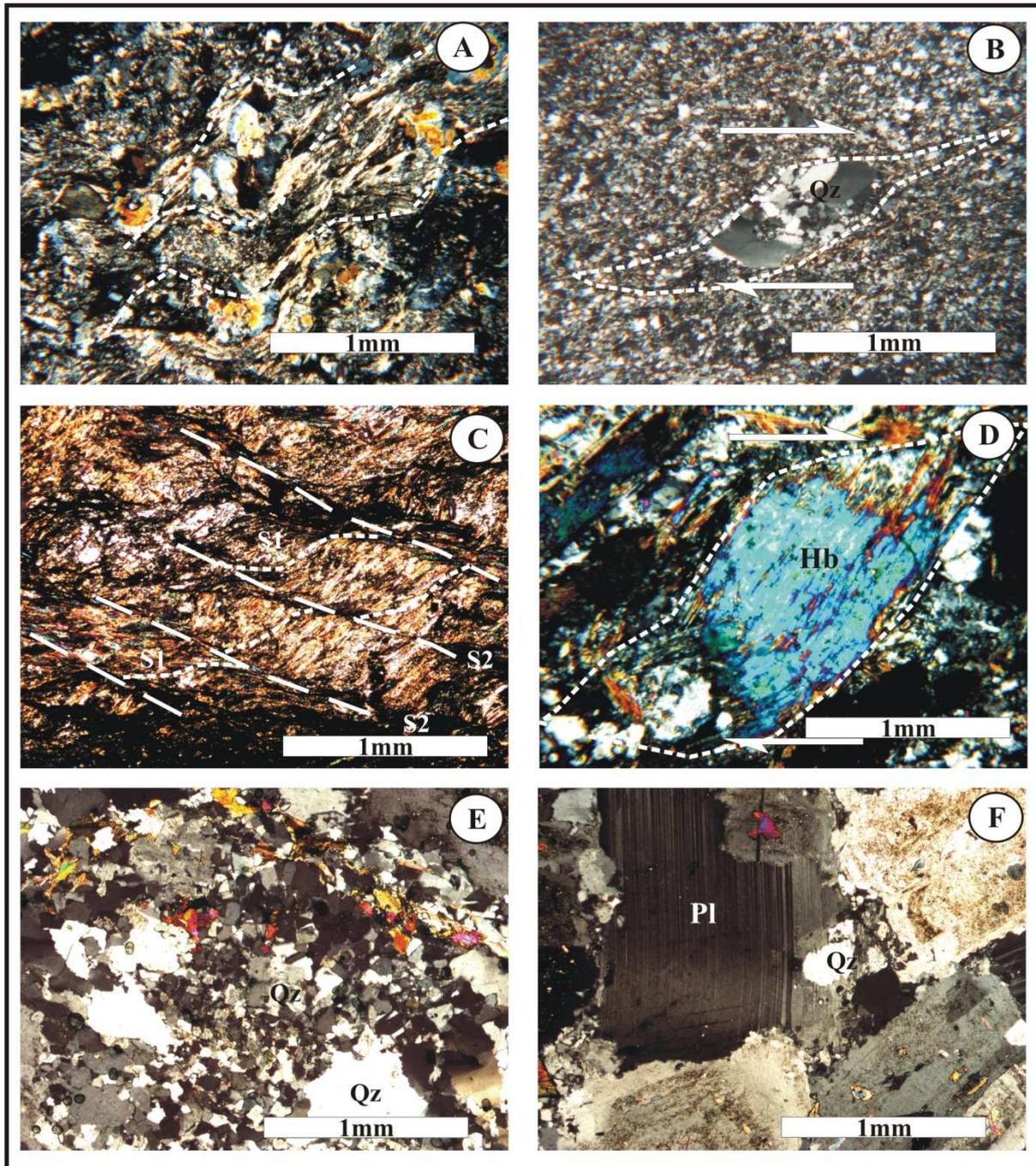


Figure IV-4 : Microphotographie des microstructures des faciès lithologiques de Tiébélé.
 A : Plis d'ordre P_2 formé par des cristaux d'épidote dans les méta-basaltes. B : Dacite à texture ultra- mylonitique. Observer au centre un phénoclaste de quartz à extinction roulante montrant un cisaillement dextre. C : Conjugaison d'une schistosité de flux S_1 soulignée par des micas blanc et d'une schistosité de crénulation S_2 marquant le cisaillement et souligné par des bandes graphiteuses. D : Phénocristal de hornblende en cisaillement dextre dans un méta-gabbro porphyroïde. Des granules de quartz cristallisent en ombre de pression. E : Faciès de bordure du massif de Tiébélé affecté par une orthogneissification naissante avec polygonisation des sous-joints de grain. Observer les extinctions roulantes du quartz. F : Microstructure magmatique caractéristique du cœur du massif. La texture est grenue porphyroïde.

1-4- Les méta-rhyolites et les méta-dacites

Ces faciès sont à des degrés divers mylonitisés parce que jalonnant le plus souvent des zones de cisaillement. Dans certaines dacites, la déformation protomylonitisation est une déformation cisailante montrant des joints de grains (Fig. IV-3B). Le remplissage de fracture de quartz précoce par du quartz tardi-magmatique traduit des conditions de basse température ; les porphyroblastes étant moulés par des micas blancs en contexte cisailant (Fig. IV-4B).

2- Dans les méta-sédiments

2-1- Les méta-cherts

Dans les méta-cherts, l'importante recristallisation du quartz en sous-grain bien restauré de taille millimétrique témoigne d'une déformation à l'état solide dans des conditions de forte température associée à la rareté, voire à la disparition des micas blancs. Les rubans de quartz microcristallin soulignant ainsi la foliation métamorphique. A basse température, les micas blancs présents soulignent la S_1 ou la S_0/S_1 .

2-2- Les faciès grésopélitiques

A l'évidence, il s'exprime dans ces faciès une schistosité de flux S_1 qui se confond parfois à S_0 . Les perturbations importantes traduisent la variation de cette direction. Cette schistosité est soulignée par les minéraux phylliteux et dans une moindre mesure par du quartz microcristallin.

2-3- Les schistes noirs

La S_0/S_1 est soulignée par les paillettes de graphite et des micas blancs (cf. Fig. II-9E). Dans certains cas, la S_1 est soulignée par les micas blancs et formant les plis d'ordre P_1 tandis que la S_2 est soulignée par les lits de graphite (Fig. IV-4C).

3- Dans les intrusions basiques

3-1- Les méta-gabbros

Dans les méta-gabbros porphyroïdes, les sous joints de grains polygonisés bien restaurés présagent d'une déformation à l'état solide de haute température autour des porphyroblastes d'amphibole. En contexte cisailant, l'asymétrie des ombres de pression des porphyroblastes d'amphibole définissent un sens dextre (Fig. IV-4D). A basse température, la chlorite, l'épidote et les carbonates et le quartz néoformé soulignent par endroits la foliation métamorphique.

3-2- Les méta-diorites

Dans les méta-diorites cartographiées par contre, la microstructure prédominante est la microstructure de déformation à l'état magmatique (cf. Fig. II-10A).

4- Dans les granitoïdes

4-1- Les granitoïdes à amphibole

Dans le faciès granophyrique et indépendamment de la texture, la microstructure caractéristique est plutôt magmatique. En revanche, certains faciès à structure rigoureusement gneissique laissent voir une microstructure magmatique caractérisée par une association quartzo-plagioclasique (cf. Fig. II-11A et B).

4-2- Le massif de Tiébélé

En bordure du massif, l'orthogneissification naissante (Fig. IV-4E) se caractérise par une recristallisation du quartz et s'accompagne d'une faible déformation du quartz à l'état plastique. Au cœur du pluton par contre, la microstructure est magmatique et se caractérise pas un assemblage quartzo-feldspathique (Fig. IV-4F).

IV-DISCUSSIONS ET CONCLUSION POUR UNE EVOLUTION STRUCTURALE

1- La Déformation D₁

La phase D₁ (Fig. IV-2) correspond à une déformation précoce ductile. Elle est marquée par la foliation régionale qui affecte l'ensemble des formations volcano-sédimentaires et se caractérise par une schistosité de flux (S₁) soulignée par l'orientation des minéraux syn-métamorphiques du faciès des schistes verts. Elle est très souvent parallèle aux litages stratigraphiques fortement redressé et parfois plan axial des plis syn-schisteux (P₁).

2- La Déformation D₂

La déformation D₂ correspond à des Plissements post-schisteux (P₂) à plis disharmoniques d'amplitude variable et observables dans toute la zone (Fig. IV-2). Autour du pluton de Tiébélé, cet événement semble plus intense avec apparition d'une schistosité S₂ également redressée se confondant parfois à S₁.

3- La Déformation D₃

La déformation D₃ correspond à des Failles semi-ductiles régionales ENE-WSW à NE-SW observables à petites échelles (Fig. IV-2). Sur le terrain, les traces des failles sont marquées par des zones plus ou moins mylonitisées.

4- La Déformation D₄

La phase D₄ correspond à des Fracturations NW-SE présentant parfois des décalages de couches (Fig. IV-2). L'orientation de ces failles se confond parfois à la direction des dykes de dolérite cartographiés à l'échelle régionale.

**ASSOCIATIONS METALLIFERES DU GITE DE
TIEBELE**
Métallogénie-Amas Sulfurés - Altérations

SOMMAIRE

I- Indice de métaux de base de Koubongo	104
1-Associations métallifères	105
1.1-Le niveau supérieur minéralisé	105
1.2-Le niveau inférieur minéralisé	105
2-Métallo-genèse	107
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	108
4-Relation entre Minéralisation et Altération	108
II- Indice de métaux de base de Nabéniá	109
1-Associations métallifères	109
1.1- Le niveau supérieur minéralisé	109
1.2- Le niveau inférieur minéralisé	112
2-Métallo-genèse	113
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	113
4-Relation entre Minéralisation et Altération	114
III- Indice de métaux de base de Loubel.....	114
1- Associations métallifères	114
1.1- Le niveau supérieur minéralisé	115
1.2- Le niveau inférieur minéralisé	116
2-Métallo-genèse	118
3-Relation entre Minéralisation et Encaissant	118
4-Relation entre Minéralisation et Altération	118
IV- Discussions et conclusion sur les associations paragenétiques du Gite.....	119

La définition et la caractérisation des anomalies de métaux de base et or ont fait l'objet de plusieurs années de travaux successifs. Cependant, la diversité des opinions liée à l'origine des minéralisations de Tiébélé révèle la complexité des processus minéralisateurs apparemment en phase avec des encaissements aux modes de gisement variés. Il se dégage systématiquement un certain nombre de préoccupations suivantes :

- Les anomalies de Tiébélé sont-elles liées à des intrusions magmatiques et/ou à des métamorphites ?
- Ces anomalies sont-elles d'origine primaire, donc essentiellement concentrées dans les minéraux silicatés des roches ?
- Ces anomalies sont-elles liées au complexe volcanique (acide ou basique ?), ou volcano-sédimentaire ss?
- L'altération joue-t-elle un rôle dans la concentration, le contrôle et/ou l'accumulation des métaux ?
- Enfin, peut-on conclure à l'existence d'un SMV/VMS "*Sulfure Massif Volcanogène/Volcanogenic Massive Sulfide*" ou d'un type SEDEX "*sédimentaire exhalatif*" dans la série de roches méta-volcano-plutonique et sédimentaire de Tiébélé ?

Notre étude métallogénique a ciblé trois prospects (Koubongo, Nabénia et Loubel) localisés exclusivement dans les formations méta-volcaniques et méta-sédimentaires, le tout recoupé par des intrusions diverses (Fig. V-1). Ce choix est fonction des données disponibles et des conclusions souvent encourageantes des récents travaux (Robb, 1999 ; Napon, 2001a, b, c ; Linton, 2001). Par ailleurs, leur appartenance à cette série de roches vertes d'extension limitée ne met pas en cause l'implication probable des massifs granitiques dans le contrôle de la minéralisation de la région de Tiébélé.

L'étude macroscopique et microscopique (lames minces et sections polies) des passes minéralisées renforcée par l'analyse des traces métalliques nous a permis de venir à bout de cet exercice. Les échantillons proviennent de dix (10) sondages carottés (KBH1, KBH2, NBH11, NBH12, NBH13, T1, T2, T4, T5, T6) dont les profondeurs sont comprises entre 110 m et 250 m. Notons que la minéralisation apparaît en surface sous forme de chapeau de fer ou « gossan » à Koubongo et à Nabénia.

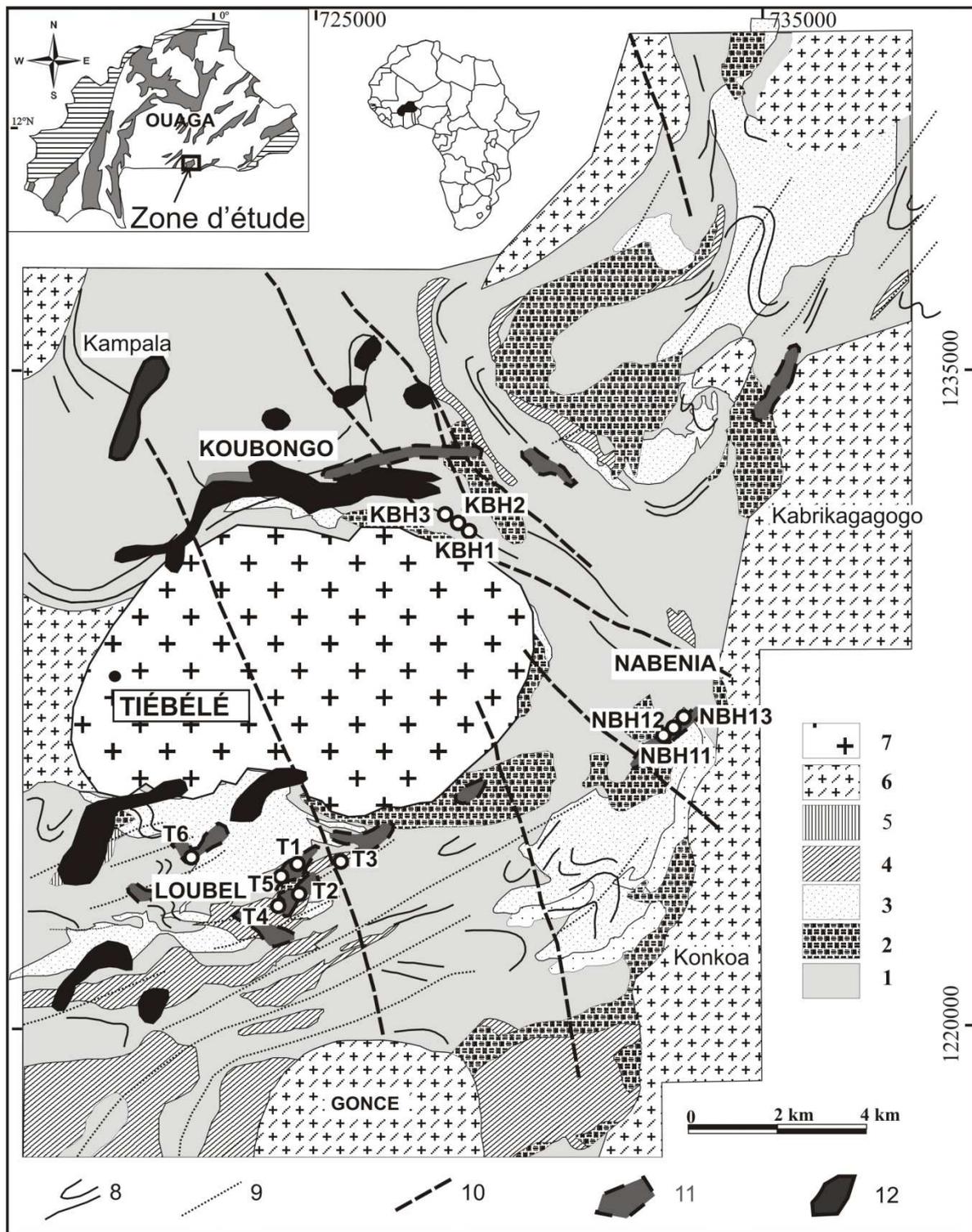


Figure V-1 : Carte de situation des anomalies des indices de métaux de base d'après Ampella, ASX/MEDIA RELEASE, Friday, 11th April 2008 et positions des sondages. 1 : Méta-volcanite basique. 2 : Intrusif basique (Méta-gabbro/Méta-diorite). 3 : Méta-volcanite acide et microgranite associé. 4 : Méta-sédiment (Méta-chert et Faciès méta-gréso-pélitique). 5 : Méta-sédiment chimique. 6 : Granitoïdes à amphibole ± biotite. 7 : Massif granitique de Tiébélé. 8 : Trajectoire S0/S1. 9 : Traces supposées des charnières de plis. 10 : Failles tardives. 11 : Anomalies de géochimie de détail (200mx50m). 12 : Anomalies de géochimie régionale (500mx500m).

I- INDICE DE METAUX DE BASE DE KOUBONGO

Les anomalies de ce prospect sont localisées au Nord et au Nord-Ouest du massif de Tiébélé (Fig. V-1). De formes lenticulaires ou arrondies, ces anomalies sont présentes essentiellement dans les méta-volcanites basiques ou à l'interface méta-volcanites basiques - méta-volcanites acides (cf. Chapitre II) pour la majorité avec une possible continuité dans le massif granitique de Tiébélé. Leurs allures montrent qu'elles sont conformes aux structures des phases de déformation D₁ et D₂ et recoupées par la phase D₄. L'analyse de deux sondages présente deux niveaux minéralisés bien distincts avec parfois des sous-unités (Fig. V-2).

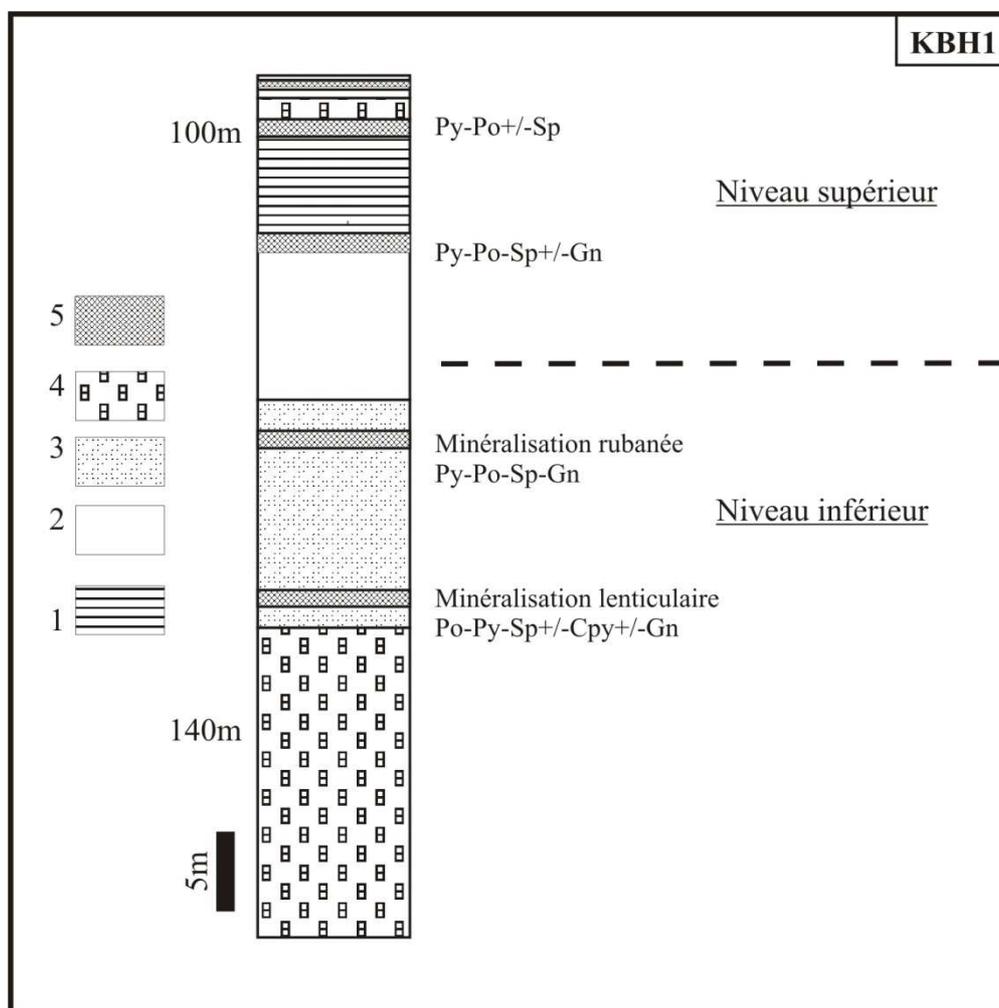


Figure V-2 : Log du sondage KBH1 mettant en évidence les deux niveaux minéralisés.

1 : Méta-sédiment graphiteux. 2 : Méta-volcanite/volcanoclastique acide à yeux de quartz bleu (rhyolitique/dacitique). 3 : Hydrothermalite (talcschiste-trémolite). 4 : Intrusion basique (gabbro). 5 : Zone minéralisée.

1- Associations métallifères

1-1- Le niveau supérieur minéralisé

A l'œil nu, on observe de la pyrite et de la sphalérite. La pyrite est en fins cristaux souvent automorphes, disséminés ou disposés en ruban voire en minces veinules millimétriques continues ou entrecoupées. La sphalérite est brune à brun-noir et disposée tout comme la pyrite suivant le litage.

Au microscope (Fig. V-3A), il s'agit de pyrite automorphe et de tailles variables (0,12mm pour les plus grosses), en ruban (0,91mm), ou sous forme de remplissage pour les plus tardives alors que les plus précoces enregistrent la déformation. La pyrrhotite est sous forme de cristaux infra millimétriques en trainées dans les plans de cisaillement ou parfois en inclusion dans les cristaux arrondis de sphalérite (Fig. V-3A). La chalcopyrite incluse dans la sphalérite et la galène forment des queues de cristallisation autour des cristaux grossiers automorphes de pyrite (Fig. V-3B) dans l'unité inférieure. Localement, on observe de fins cristaux de galène en inclusion dans la pyrite. On a donc une association de type pyrite-pyrrhotite-sphalérite ou sphalérite-galène±chalcopyrite. Les paragenèses possibles d'après cette association sont de type (1) pyrite-pyrrhotite ; (2) chalcopyrite-sphalérite-galène ; (3) galène-pyrite.

1-2- Le niveau inférieur minéralisé

Il se compose de deux unités séparées d'une dizaine de mètres environ : une unité inférieure et une unité supérieure.

- **L'unité supérieure**

L'unité supérieure débute par un niveau à pyrite automorphe et disséminée et progressant en profondeur vers une minéralisation rubanée à sphalérite dominante. La pyrite se distingue par sa grande taille, mais aussi par les minces veinules discontinues dans la schistosité.

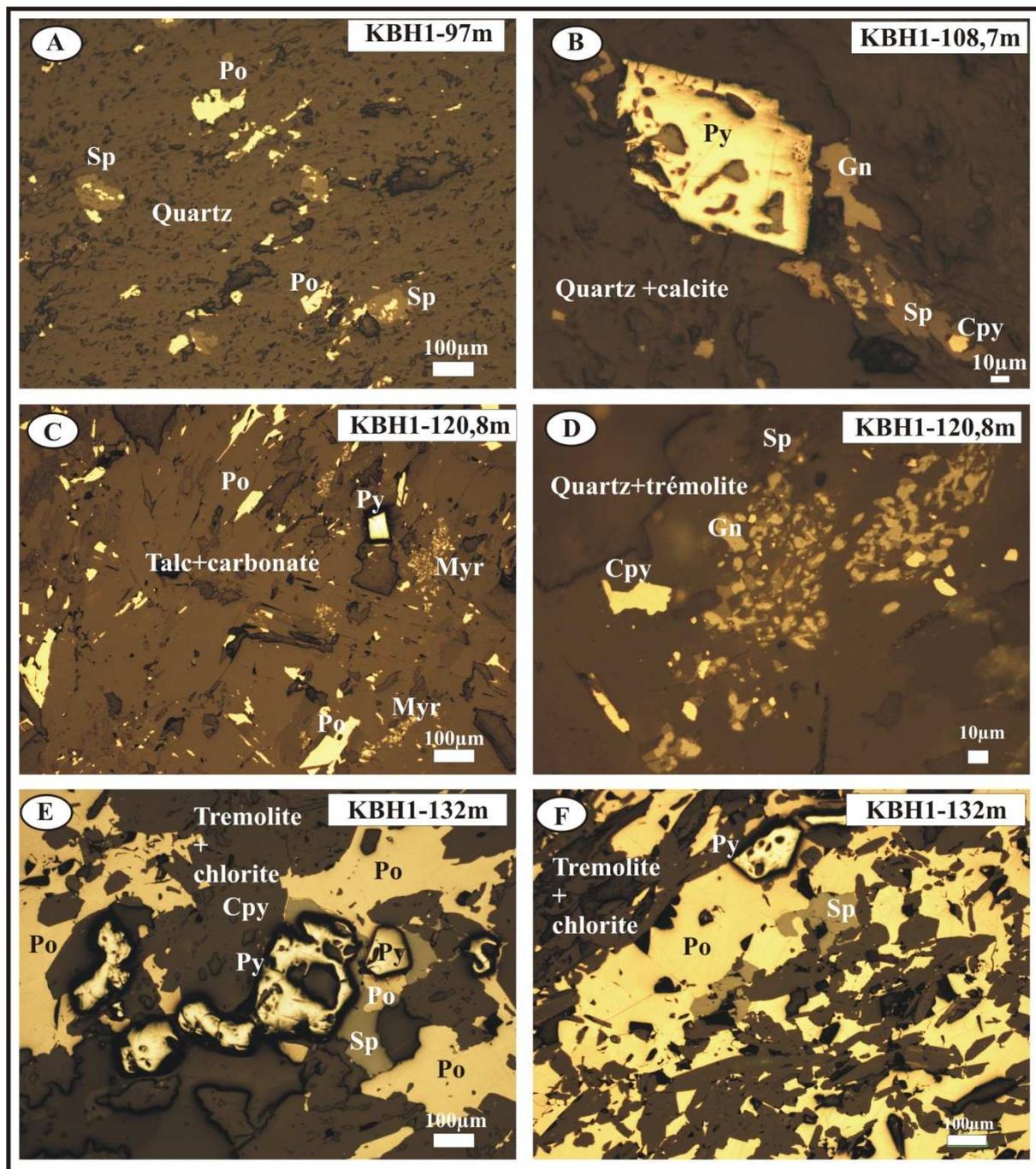


Figure V-3 : Microphotographie des faciès minéralisés du prospect de Koubongo. A : Minéralisation supérieure : Fins cristaux disséminés de pyrrhotite (Po) développés dans un cisaillement, et en partie enveloppée par la sphalérite/magnétite ?. B : Minéralisation supérieure : Minéraux grisâtres de sphalérite/magnétite à inclusion de chalcopyrite (Cpy). Remarquer leur disposition sous forme de queue de cristallisation aux limites d'un gros cristal de pyrite. C : Minéralisation inférieure : Aspect disséminé de la pyrrhotite combinée à la texture myrmékitique des phases grisâtres (sphalérite(Sp)/galène (Gn) ?) à inclusion de chalcopyrite. La pyrite (Py) est automorphe et locale. D : Minéralisation inférieure : Détail de la myrmékite. E et F : Minéralisation inférieure : Minéralisation massive à pyrrhotite - sphalérite - pyrite.

Au microscope (Fig. V-3C, D), cette unité (KBH1-120,8m) montre une *minéralisation disséminée* constituée de pyrite, de sphalérite et de la galène. La pyrite aux habitus variés (20-560µm) est disséminée et ne souligne pas la déformation. Quant aux minéraux grisâtres (0,15mm) intimement liés (la galène fréquemment couronnée par la sphalérite), ils forment des îlots ou en textures myrmékitiques de contact et ne sont pas associés à la pyrite. La pyrrhotite microprismatique à xénomorphe est disséminée. L'association serait probablement de type pyrite-pyrrhotite-sphalérite-galène. Les paragenèses possibles étant (1) pyrite-pyrrhotite ; (2) galène-sphalérite.

- **L'unité inférieure**

Contrairement à la précédente, cette unité plus homogène est lenticulaire (KBH1-132m), brunâtre et dominée par la pyrrhotite. La pyrite associée est à l'état de trace.

Au microscope (Fig. V-3E, 3F), en plus de la pyrite et de la pyrrhotite, il y a de la sphalérite, de la galène et accessoirement de la chalcopryrite. La pyrrhotite qui est massive et mouchetée (Fig. V-3E, 3F) semble se former aux dépens de la pyrite dont certaines encore à l'état de relique demeurent automorphes (76,04-314,67µm). La chalcopryrite (15,25µm) est soit incluse dans la pyrrhotite, soit elle forme des bourgeons aux limites de la pyrite, ou alors reste juxtaposée à la sphalérite et la pyrrhotite. La cristallisation de la galène et de la sphalérite développe une texture myrmékitique assez fréquente, même si la sphalérite est souvent incluse dans la pyrrhotite et dans la pyrite. L'association minérale qui découle de cette unité est donc pyrrhotite – chalcopryrite – pyrite – sphalérite – galène. L'intrusion gabbroïque proximale montre macroscopiquement une quantité notable de pyrrhotite. Les paragenèses possibles sont : (1) pyrrhotite-pyrite ; (2) chalcopryrite-sphalérite ; (3) galène-sphalérite.

2- Métallogénèse

Nous n'avons pas établi une relation entre la pyrite et la chalcopryrite en dehors des bourgeons de la chalcopryrite aux limites de la pyrite. Cependant, on retient au vu des observations des surfaces polies, que la pyrite et la chalcopryrite sont précoces. Ces sulfures cristallisent dans des conditions encore de faible degré. La pyrrhotite et la sphalérite ont cristallisé en deux phases. Viennent ensuite la cristallisation de la galène et de la sphalérite

qui la contient, suivie d'une première génération de pyrrhotite dans des conditions thermiques plus élevées (en témoigne la texture myrmékitique). L'élévation progressive de la température probablement due aux intrusions ou à la combinaison arrivée de fluides et intrusions diverses aurait favorisé le développement massif de la pyrrhotite dans l'unité inférieure du niveau inférieur minéralisé. Cette minéralisation est surimposée par les venues tardives et veines remplies de pyrite de deuxième génération.

3- Relation entre Minéralisation et Encaissant

Le niveau supérieur est localisé d'une part dans les méta-cherts noirs (KBH1-97m) et d'autre part dans les schistes noirs graphiteux silicifiés (KBH1-108m) surmontant des méta-volcanites acides porphyriques silicifiés et carbonatés (KBH1-108,7m).

Dans le niveau inférieur, l'unité supérieure est encaissée dans les talc-schistes (KBH1-120,8m) et l'unité inférieure dans les méta-ultrabasites de type trémolite (KBH1-132m). Ce dernier faciès présente une texture feutrée caractéristique soulignée par les prismes de trémolites (cf. Chapitre II).

4- Relation entre Minéralisation et Altération

Dans le niveau supérieur, les associations dans les méta-cherts et les schistes graphiteux sont respectivement pyrite – pyrrhotite – galène - sphalérite - quartz et pyrite - pyrrhotite - graphite - quartz de silicification. Dans les méta-volcanites acides sous-jacentes, la microscopie révèle une association à pyrite – pyrrhotite – sphalérite – muscovite – quartz - carbonate. La muscovite, la silice sous forme de quartz et les carbonates sont les principaux marqueurs de manifestations hydrothermales de ce niveau supérieur minéralisé.

Dans le niveau inférieur, on a une association minérale à pyrite - galène - sphalérite - talc - chlorite - carbonate dans des talc-schistes de l'unité supérieure tandis que l'unité inférieure associée aux trémolites (KBH1-132m) montre une association à pyrite - pyrrhotite - chalcopirite - sphalérite - galène - trémolite - carbonate. Ces associations et phases minérales sont la preuve qu'en plus des sulfures, tous les silicates associés relèvent de l'hydrothermalisme. Ce niveau inférieur est donc associé à un encaissant quasi hydrothermalisé marqué par une talcification prépondérante, une chloritisation et une altération carbonatée (carbonatation).

En plus, les deux niveaux porteurs sont séparés par un stockwork bien localisé de quartz surimposé par une carbonatation généralisée. Le toit du niveau supérieur métasédimentaire est affecté par une fracturation multiple qui canalise le dépôt de dumortièreite hydrothermale pelliculaire ou amorphe qui proviendrait de la muscovite.

II- INDICE DE METAUX DE BASE DE NABENIA

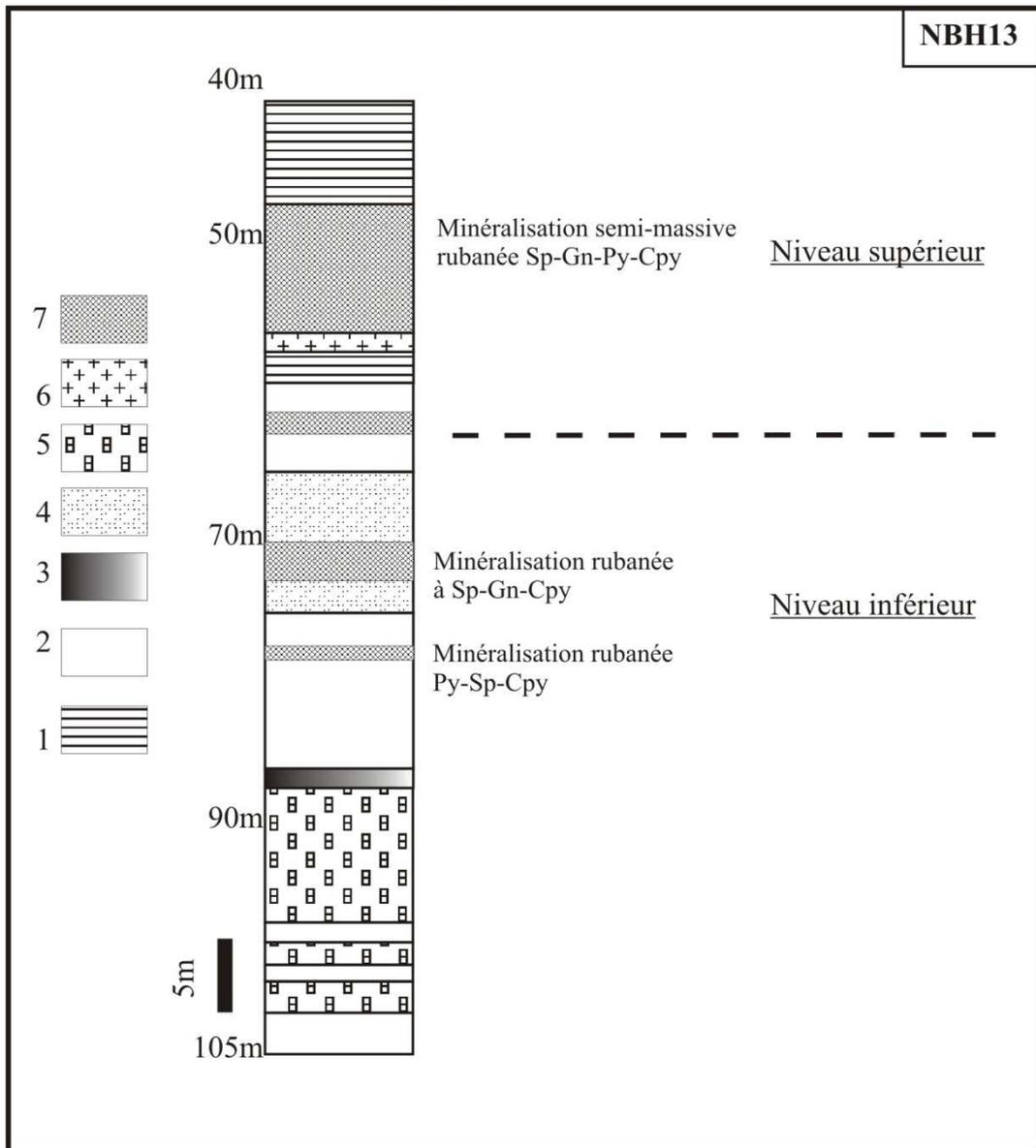


Figure V-4 : Log du sondage NBH13 mettant en évidence les deux niveaux minéralisés.

1 : Méta-sédiment clastique. 2 : Méta-volcanite/volcanoclastique acide à yeux de quartz bleu (rhyolitique-dacitique). 3 : Méta-volcanite basique (basalte-andésite). 4 : Hydrothermalite (talcschiste-trémolite). 5 : Intrusion basique (gabbro). 6 : Granitoïde. 7 : Zone minéralisée.

Il s'agit d'un indice qui correspond à un corps orienté NE-SW suivant la déformation D_3 (cf. Fig. IV-3) ou à l'intersection des phases D_3 et D_4 (cf. Fig. IV-3). La cartographie de surface de cet indice montre des niveaux à chert, des chapeaux de fer, des méta-sédiments à clastes variés, des niveaux à graphite, des roches felsiques recoupées par une intrusion basique. Sur les trois sondages disponibles pour cette étude (NBH11, NBH12, NBH13), seul le sondage NBH13 (Fig. V-4) présente un intérêt métallogénique pour son contenu métallifère, sa lithologie et ses altérations.

1- Associations métallifères

1-1- Le niveau supérieur minéralisé

Ce niveau d'environ dix mètres d'épaisseur apparente a été recoupé dans la zone d'oxydation et débute par une minéralisation oxydée à box de pyrite comprenant de la limonite, des phases argileuses, de la goethite et de l'hématite en placage ou en micronodules dans les plans de fractures avec de la malachite en agrégat grenu associée. Il transite vers une minéralisation sulfurée beaucoup plus saine comprenant de la sphalérite brune en plages grossières et des cristaux gris argentés de galène au sein de laquelle, s'individualisent des cubes de pyrite parfois en dissémination. Dans le sondage NBH11-92,7m, c'est une minéralisation rubanée constituée de sphalérite brune d'aspect moucheté, en filets anastomosés dans lesquels se discriminent les rares cristaux millimétriques de pyrite disséminée et remarquablement plus grossiers vers la base.

L'observation microscopique révèle une association de type sphalérite – galène-chalcopryrite - pyrite \pm pyrrhotite dont les relations se présentent comme suit : la sphalérite (30-702 μ m) (30-40%) est en larges plages poecilites à inclusions de galène, de fins cristaux souvent prismatiques de chalcopryrite, pyrite et rarement pyrrhotite aux limites souvent diffuses (Fig. 5A). La pyrite (1,5mm à 14 μ m) est automorphe (Fig. V-5B) mais disséminée (2-20%). La pyrrhotite isométrique peut s'associer à la chalcopryrite (39-65 μ m) sous forme de bourgeons aux limites de la sphalérite. La chalcopryrite (115,41-234,74 μ m) développe aussi des cristaux isolés et discrètement disséminés dans la gangue. Très localement on observe un minéral gris bleuté (Fig. V-5C) qui correspond à la galène et qui est lié aux minéraux rougeâtres cuprifères (10-15%) (29,2-784,57 μ m) qu'elle couronne. Certains minéraux paraissent alors zonés et sont caractéristiques de la bornite (Fig. V-5D).

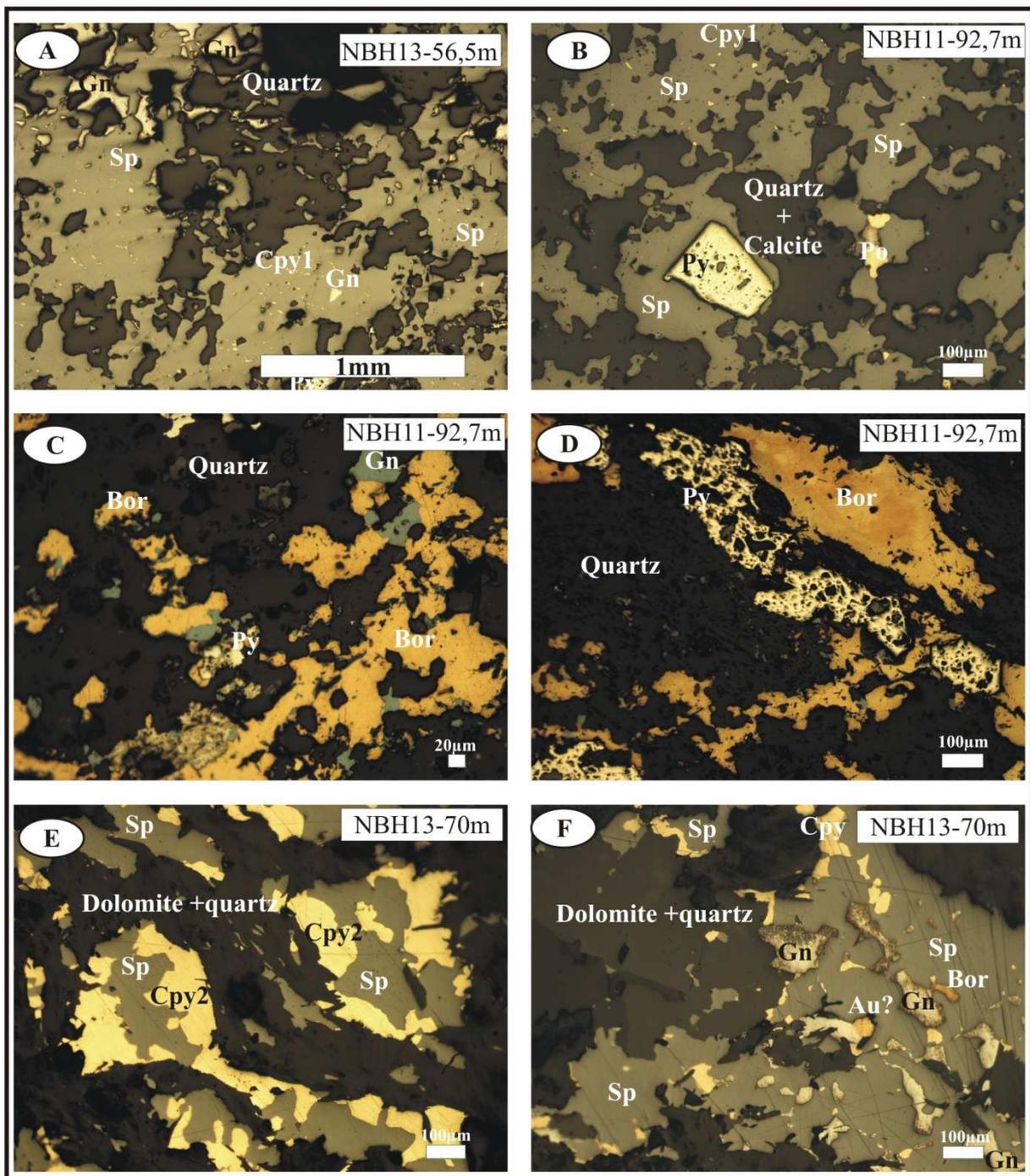


Figure V-5 : Microphotographie des faciès minéralisés du prospect de Nabéni. A : Niveau supérieur : Minéralisation massive à sphalérite (Sp) - galène (Gn) – pyrite (Py) – chalcopyrite (Cpy) dans une gangue à quartz. B : Niveau supérieur : Inclusion de chalcopyrite, pyrite et pyrrhotite (Po) dans une plage de sphalérite. C : Niveau supérieur (Bornite massive associée à la galène (Gn). Remarquer la pyrite en partie englobée par la bornite. D : Niveau supérieur : Gros cristal zoné de bornite soulignant discrètement avec la pyrite, la déformation. E : Niveau inférieur : Association de type sphalérite - chalcopyrite. F : Niveau inférieur : Un poecilocrystal de sphalérite à inclusion de galène aux limites oxydées, de bornite et de probable Or (Au) dans une gangue dolomitique.

Cet horizon présente les caractéristiques d'une *minéralisation semi-massive rubanée* à sphalérite - pyrite - chalcoppyrite \pm pyrrhotite \pm galène dans la lithologie. Les paragenèses possibles étant : (1) pyrite-chalcoppyrite-sphalérite ; (2) : pyrite-bornite-galène ; (3) : sphalérite-galène-pyrrhotite.

1-1- Le niveau inférieur minéralisé

Il comprend deux unités d'à peine trois mètres d'épaisseur réparties en une unité supérieure et une unité inférieure.

- **L'unité supérieure**

Cette unité se présente sous forme d'une *minéralisation rubanée* (NBH13-70m) d'environ deux centimètres d'épaisseur. Elle est constituée de sphalérite brune semi-massive et de chalcoppyrite en filets ou en minces veinules parfois effilochées ou formant des lits parallèlement auxquels cristallise la pyrrhotite en plus fins cristaux bruns rougeâtres (NBH11-97 m). Par endroits, la pyrrhotite est pseudomorphosée par la magnétite.

Au microscope, ces rubans sont dominés par la sphalérite en cristaux hétérogranulaires, ou en larges plages souvent allongées ou étirées dans la déformation. Localement, la sphalérite est frangée par la chalcoppyrite en plages lorsqu'elle est sub-contemporaine ou précoce par rapport à cette dernière (Fig. V-5E). Le poecilocrystal de sphalérite inclus de fins cristaux souvent prismatiques de chalcoppyrite, de la galène (46-480 μ m) aux limites oxydées et diffuses (Fig. 5F), de minéraux rougeâtres cuprifères qui rappellent la bornite, d'autres l'or (Au) ? (Fig. V-5F). On a donc une association à sphalérite-chalcoppyrite-galène-pyrite-bornite et les paragenèses possibles étant (1) sphalérite-chalcoppyrite ; (2) sphalérite-bornite-galène.

- **L'unité inférieure**

Cette unité se présente sous forme d'une *minéralisation pyriteuse rubanée* (NBH13-77m) associée à un développement local et concentrique de pyrrhotite dont le détail microscopique révèle en dehors de la pyrite aux habitus euhédraux, des traces de sphalérite à inclusions de chalcoppyrite.

En dehors de cette unité minéralisée, la minéralisation disséminée en générale pyriteuse est fréquemment observée, parfois sous forme de minces veinules dans les contacts lithologiques. L'association minérale et de type pyrite-sphalérite-chalcopryrite et les paragenèses possibles correspondantes sont (1) pyrite-chalcopryrite ; (2) chalcopryrite-sphalérite.

2- Métallogenèse

Tout comme à Koubongo, les relations génétiques entre la chalcopryrite et la pyrite ne sont pas toujours évidentes. Par contre, celles liant sphalérite et galène sont également observées ici. De toute évidence, la chalcopryrite cristallise en deux phases ; les plus précoces (Cpy 1) forment des microprismes en inclusion dans la sphalérite tandis que les plus tardives (Cpy 2) forment des larges plages bordant la sphalérite dans les niveaux inférieurs. Dans les niveaux supérieurs, la chalcopryrite syncristallise avec d'autres minéraux cuprifères rougeâtres (bornite). La galène y associée serait génétiquement liée mais tardive par rapport aux minéraux rougeâtres (bornite). Au moins deux générations de pyrite s'observent : la première souligne la déformation tandis que la seconde est automorphe. Enfin la sphalérite qui représente la phase minérale sulfureuse importante de ces sulfures serait la dernière phase minérale à cristalliser après la galène, pour un liquide de plus en plus enrichi en Zn dans les niveaux supérieurs et moyens. Ceci corrobore avec sa texture pœcilitique caractéristique.

3- Relation entre Minéralisation et Encaissant

La minéralisation supérieure massive ± rubanée est encaissée et surmontée d'une part par des méta-sédiments clastiques oxydés et d'autre part dans des méta-volcanites acides à yeux de quartz bleu (méta-rhyolites et/ou méta-dacites) (NBH11-92,7m). Dans la minéralisation inférieure, l'unité supérieure est encaissée dans des talc-schistes dont les veines quartzieuses du mur silicifient et brèchifient la roche. L'unité inférieure pyriteuse et rubanée est encaissée dans des faciès quasi-silicifiés et carbonatés (NBH13-77m) et dans des talc-schistes (NBH11-97m). Ces deux unités minéralisées reposent sur des micro-brèches (cf. Chapitre VI) à fragments de quartz dans une matrice aphanitique.

4- Relation entre Minéralisation et Altération

La minéralisation supérieure oxydée associe de la goethite, limonite et des phases argileuses. Les carbonates associés sont sous forme de veinules millimétriques tandis que les fibrolites de quartz et de carbonates sont cavitaires ou en géode et sont tardifs par rapport à la minéralisation principale. Dans les méta-rhyolites porphyriques à quartz bleu (NBH11-92,7m), l'association est de type sphalérite–galène-chalcopryrite–pyrrhotite-bornite-séricite.

Les talc-schistes de l'unité supérieure du niveau inférieur minéralisé (sphalérite-galène-Au ?-pyrite-chalcopryrite-dolomite-quartz) sont silicifiés, carbonatés et chloritisés sous forme d'une altération hydrothermale composite. La bréchification sous-jacente associe des amas de micro-prismes hexagonaux de quartz hydrothermal. L'unité inférieure pyriteuse (NBH13-77m) est essentiellement silicifiée et carbonatée (pyrite – sphalérite – chalcopryrite – quartz - carbonate), dans des talc-schistes (NBH11-97m) (pyrite – pyrrhotite – talc (\pm trémolite) – carbonate). L'hydrothermalisme se traduit aussi par la cristallisation de fibrolites de quartz et de calcite dans les ombres de pression des cristaux de pyrite. L'alternance chlorite-talc apparaît à proximité mais en dessous du stockwork de quartz micro-brèchiques avant d'être relayée à la base par une altération potassique et/ou sodique conjuguée à une faible albitisation. Enfin, la tourmalinisation couplée à la silicification sous forme de grosses veines de quartz surimpose les manifestations hydrothermales et s'observent à la base dans les intrusions de microgabbro dont certaines sont minéralisées en sulfure (pyrrhotite – pyrite).

III-INDICE DE METAUX DE BASE DE LOUBEL

Il est situé au Sud du massif (Fig. V-1). C'est un ensemble de petits corps arrondis ou oblongues contrôlés par la déformation D_3 (cf. Chapitre III). Les carottes de sondages disponibles pour cette étude révèlent tout comme les précédents, des zones d'intérêt métallogénique. Sur les cinq sondages étudiés (T1, T2, T4, T5, T6), le sondage T6 (Fig. V-6) est représentatif dans ce prospect.

1- Associations métallifères

A l'instar des précédents, ce sondage montre deux zones minéralisées.

1-1- Le niveau supérieur minéralisé

Il comprend deux unités : une unité supérieure et une unité inférieure

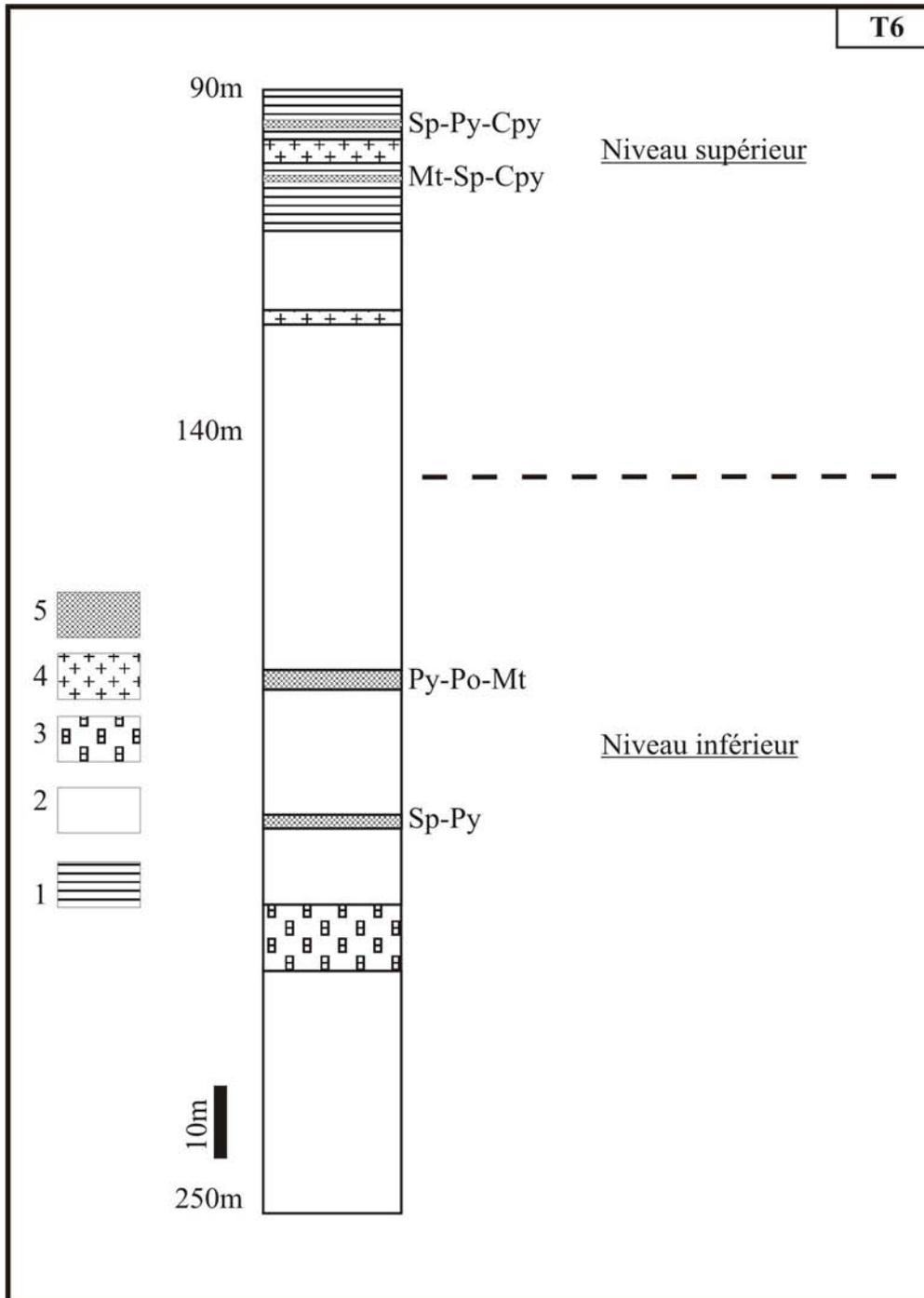


Figure V-6 : Log du sondage T6 mettant en évidence les niveaux minéralisés.

1 : Méta-sédiment (cornéenne à grenat). 2 : Méta-volcanite/volcanoclastique acide à yeux de quartz bleu (rhyolitique/dacitique). 3 : Intrusion basique (gabbro). 4 : Granitoïde. 5 : Zones minéralisées.

- **L'unité supérieure**

Elle comprend dans le sondage T5-96m et dans le sondage T6-94,8m, de la magnétite, la sphalérite et des traces de chalcopryrite. La sphalérite souvent associée au grenat et au quartz est en fins cristaux aux contours irréguliers, elliptiques ou lenticulaires (0,75mm) à inclusions de chalcopryrite ou de magnétite. Dans le sondage T6-96m, la magnétite est soit automorphe, soit en agrégat grenue ou disposée en ruban. Les gros cristaux de sphalérite y associés sont à inclusion de chalcopryrite et parfois de pyrite (Fig. V-7A). L'association est de type sphalérite-pyrite-chalcopryrite et magnétite-chalcopryrite et les paragenèses possibles sont (1) chalcopryrite-sphalérite ; (2) magnétite-chalcopryrite.

- **L'unité inférieure**

Cette unité est fortement magnétique et serait en continuité avec l'unité précédente recoupée par un dyke de granitoïde. Au microscope (T6-109,5m), la magnétite présente des gros cristaux opaques en lame mince (Fig. V-7B) tandis que la pyrite sub-arrondie est à l'état de relique (Fig. V-7B). Ces minéraux sont bordés par des amas de chlorite en lamelles flexueuses. Localement, la magnétite présente des habitus automorphes (Fig. V-7C) ou alors forme avec la chalcopryrite des amas des plages (Fig. V-7D). En certains endroits, la chalcopryrite forme de fines inclusions dans les minéraux silicatés (épidote-grenat) (Fig. V-7E) ou alors elle se déstabilise en des produits minéraux secondaires de type malachite (Fig. V-7F). La malachite proviendrait également de l'oxydation complète de la bornite. On a donc une association de type magnétite-chalcopryrite-pyrite ± sphalérite. Les paragenèses possibles sont de type (1) magnétite-chalcopryrite-sphalérite ; (2) pyrite-sphalérite-chalcopryrite.

1-2- Le niveau inférieur minéralisé

Il se présente soit sous forme d'une *minéralisation en minces lits* (T4-168m) de pyrite associant la pyrrhotite dans un encaissant silicifié et carbonaté, soit sous forme d'une *minéralisation en veine* (T4-174,7m) de type pyrite - pyrrhotite - magnétite, ou de type pyrite - quartz. Dans ces veines, la magnétite se développe aux dépens de la pyrrhotite.

L'examen microscopique (T6-178,2m) révèle de la sphalérite à l'état de trace, de la pyrite également en trace mais associée au grenat. L'association est de type pyrite-sphalérite-pyrrhotite-magnétite et la paragenèse possible étant (1) pyrite-sphalérite.

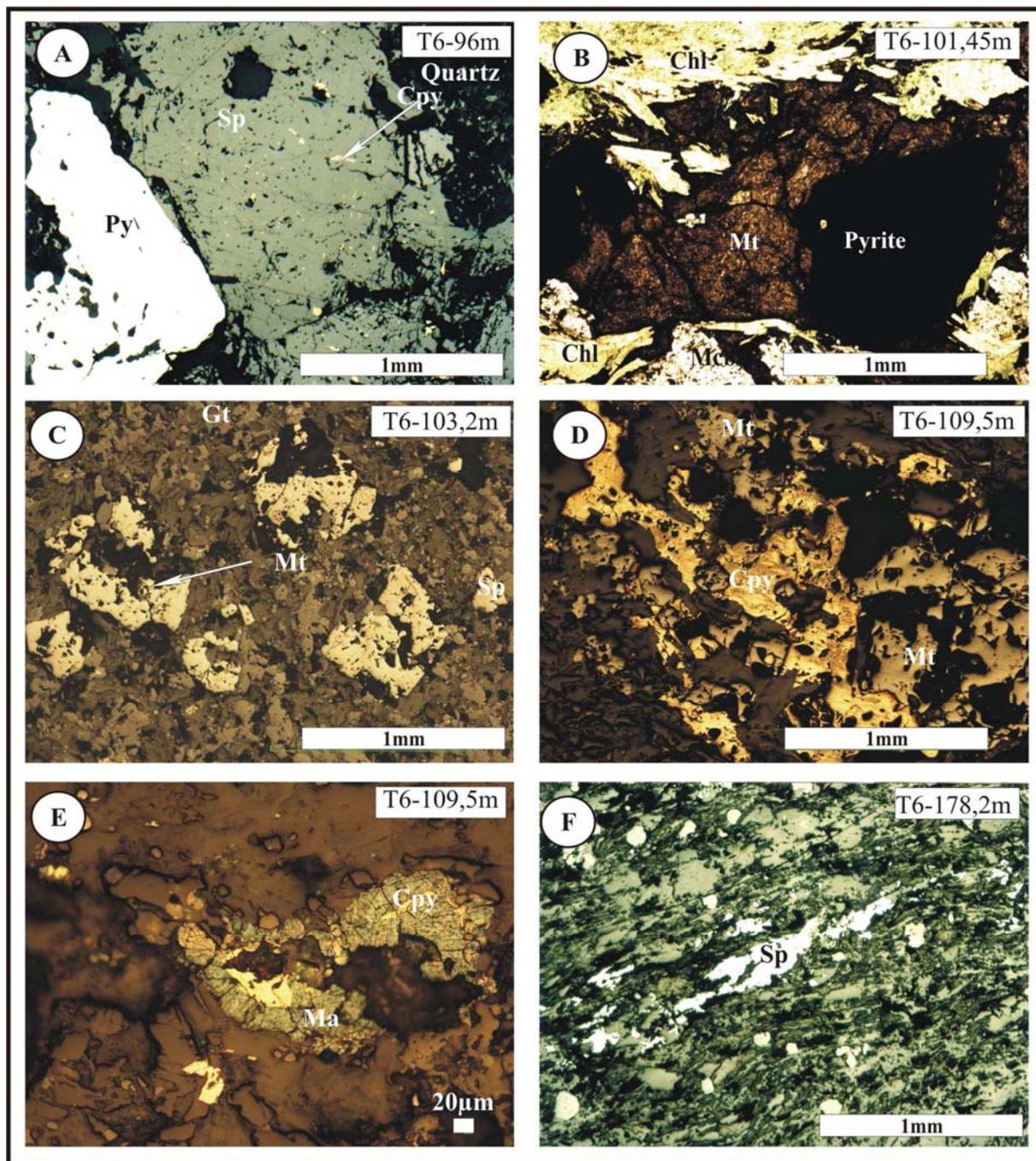


Figure V-7 : Microphotographie des facies minéralisés du prospect de Loubel. A : Minéralisation supérieure : Inclusion de chalcopyrite dans un gros cristal de sphalérite. Remarquer la pyrite automorphe qui la juxtapose. B : Minéralisation supérieure : Fantôme d'un cristal de pyrite piégée dans un ruban de magnétite néoformée. Observer en bordure les lamelles flexueuses de chlorite. C : Minéralisation supérieure : Agrégat de magnétite automorphe dans un méta-sédiment à grenat (Gt). D : Minéralisation supérieure : Amas de magnétite et de chalcopyrite en association. E : Minéral subautomorphe (bleuté) rappelant la malachite à inclusion de chalcopyrite à l'état de relique. F : Minéralisation inférieure : Sphalérite syn-schisteux (in Robb, 1999) soulignant ainsi la déformation.

2- Métallogénèse

La chalcopryrite de première génération se trouve en inclusion dans la sphalérite, dans les niveaux supérieurs. La seconde génération est plus expressive dans les niveaux inférieurs en association avec la magnétite. La sphalérite également cristallise ici en deux phases, la première, syn-schisteuse est lenticulaire. La seconde génération qui est plus abondante est poecilitique. L'automorphie de la magnétite montre qu'elle a cristallisé sans influence tectonique en relation avec la seconde génération de chalcopryrite. En revanche, des microprismes de chalcopryrite cristallisent dans les fractures de certains silicates comme le grenat almandin manganésifère. Les minéraux cuprifères dont certains rappellent la malachite forment une paragenèse minérale secondaire aux dépens de la chalcopryrite.

3- Relation entre Minéralisation et Encaissant

La minéralisation supérieure à sphalérite - pyrite - chalcopryrite est encaissée d'une part dans les méta-volcanites acides à yeux de quartz bleu (T5-96m) et d'autre part (le plus fréquemment) dans des méta-sédiments (magnétite-chalcopryrite-sphalérite) (T6-96m-109,5m) dont certains correspondent aux cornéennes à almandin manganésifère (cf. Chapitre II).

La minéralisation inférieure est encaissée dans les méta-volcanites porphyriques à quartz bleu (T6-178,2m). Dans les tonalites (voir dans la suite) ce sont des veines de quartz-carbonates d'épaisseur millimétrique qui contiennent de la pyrrhotite pseudomorphosée en magnétite (T4-174,7m).

4- Relation entre Minéralisation et Altération

Dans la minéralisation supérieure, la sphalérite à inclusion de pyrite et de chalcopryrite sont en inter croissance avec la chlorite. La minéralisation à magnétite - sphalérite - pyrite - chalcopryrite est associée à une altération potassique et calcique type séricite (sericitisation) et épidote (épidotisation), puis surimposée par une biotitisation et une grenatisation dans des conditions de métamorphisme élevé. La chlorite en lamelles et la muscovite apparaissent aux limites des sulfures. La muscovite en lamelles apparaît vers la base (T6-109,5m) dans des méta-sédiments et s'associe à la magnétite et à la sphalérite à inclusion de pyrite et chalcopryrite.

La minéralisation inférieure (T6-178,2m) est de type sphalérite - pyrite - grenat. Les veinules du mur de cette minéralisation se présentent sous forme de silicification doublée à une carbonatation et une tourmalinisation localisée parfois entre les différentes unités. La talcification n'a pas été observée dans les sondages de cet indice.

IV- DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS SUR LES ASSOCIATIONS PARAGENETIQUES

Deux niveaux minéralisés se distinguent clairement dans l'indice de Koubongo :

- Une minéralisation supérieure (0,7m) disséminée à pyrite - pyrrhotite - sphalérite - quartz ± muscovite ± carbonate lithologiquement encaissée dans des méta-sédiments (méta-chert et méta-sédiments graphiteux) et méta-volcanites acides (méta-rhyolites, méta-dacites). Les analyses des traces métalliques confirment la présence de sphalérite, précisent de la galène±malachite par des teneurs peu significantes en Pb, Cu et Zn avec toute fois des traces d'Au, d'Ag et de Ba (0,02-0,19%Zn ; 0,01-0,03%Pb ; 0,01-0,03%Cu ; 0,8-2g/t Ag ; 0,01-0,1%Ba, trace d'Au).
- Une minéralisation inférieure (3m) rubanée à pyrite - galène - sphalérite - quartz - carbonate ou lenticulaire à pyrrhotite - pyrite - sphalérite - galène - talc - trémolite - chlorite - carbonate dans des hydrothermalites de type talc-schistes et trémolites. La relative pauvreté en métaux de cet horizon est confirmée par les résultats des analyses (Tr-1,36%Zn ; Tr-0,14%Pb ; 0,01-0,13%Cu ; Tr-0,01%Ba ; Tr-4,9g/t Ag ; Trace d'Au). Dans tous les cas, la paragenèse minérale secondaire silicatée associée est d'origine hydrothermale et se manifeste d'une part par une muscovitisation et une silification dans les unités acides et d'autre part par une talcification et une chloritisation dans les unités basiques à neutres talcifiées du niveau inférieur.

Dans l'indice de Nabénia, la minéralisation massive ± rubanée à dominance sphalérite avec galène - pyrite - chalcopryrite dans le niveau supérieur corrobore avec les résultats d'analyses multi-éléments où il est mentionné des traces d'or (3,27%Zn ; 0,4%Pb ; 0,38%Cu ; 29,4g/t Ag et trace d'Au). La complexité des paragenèses métallifères dans ce niveau s'explique par l'apparition de la bornite et de la malachite à la faveur d'un enrichissement en minéraux cuprifères à la base avec une paragenèse à pyrite – chalcopryrite - bornite -sphalérite. L'unité supérieure du niveau inférieur minéralisé est à dominance sphalérite ± galène, ce qui confirme les résultats d'analyse pour métaux dans cette passe minéralisée (4,51%Zn ;

0,77%Pb ; 0,12%Cu, 13,08g/t Ag ; 0,1g/t Au). Ces niveaux minéralisés, tout comme à Koubongo, sont accompagnés de manifestations hydrothermales. Ici on a une bréchification qui montre l'implication d'une tectonique cassante favorisant la perméabilité de la roche à la circulation de fluides. La minéralisation de Nabénia est venue en deux phases d'importance inégale, chacune étant consécutive de manifestations tectoniques et hydrothermales.

Zones	Associations métallifères	Génération		
		1	2	3
Koubongo	Niveau supérieur			
	Pyrite	-	-	
	Pyrrhotite	-	-	
	Sphalérite	-	-	
	Chalcopyrite	-	-	
	Niveau inférieur			
	Pyrite	-	-	
	Pyrrhotite	-		
	Galène	-		
	Chalcopyrite		-	
Nabénia	Niveau supérieur			
	Pyrite	-		
	Pyrrhotite	-		
	Galène	-		
	Sphalérite	-		
	Chalcopyrite	-		
	Bornite	-		
	Niveau inférieur			
	Galène	-	-	
	Pyrite	-	-	
	Chalcopyrite	-	-	
	Sphalérite	-	-	
Bornite ?				
Loubel	Niveau supérieur			
	Pyrite			
	Chalcopyrite	-		
	Sphalérite	-		
	Magnétite	-		
	Niveau inférieur			
	Pyrite	-		
	Sphalérite	-		
	Pyrrhotite	-	-	-
Magnétite	-	-	-	

Tableau V-1 : Tableau récapitulatif des associations métallifères des trois prospects

Une similitude réside entre les paragenèses métallifères de Loubel et celles des deux précédents prospects. En revanche, contrairement à Koubongo et à Nabénia, le prospect de Loubel présente des horizons méta-sédimentaires à une forte réponse magnétique, comprenant de la sphalérite, de la pyrite et de la chalcopryrite. En plus, de visu, l'altération hydrothermale est moins exprimée ici. Elle se traduit par une silicification, une carbonatation et dans une moindre mesure la tourmalinisation très localisée dans des veines et veinules de quartz. Par ailleurs, tenant compte des données très récentes de la Société Ampella, il s'avère que le prospect de Loubel présente des zones à forte concentration d'amas sulfuré à sphalérite dominante ; toute chose qui suscite un espoir pour la recherche de métaux de base dans ce prospect.

En résumé, les trois prospects étudiés dépeignent dans la série de roches méta-volcano-plutoniques et sédimentaires de la région de Tiébélé, l'existence d'une minéralisation en métaux de base inédite dont la typologie peut se résumer ainsi qu'il suit :

- Une minéralisation massive plus ou moins rubanée à sphalérite dominante sur la galène, la pyrite et la chalcopryrite (NBH13-56,5m) dans les méta-sédiments clastiques à clastes hétérogènes et dans les hydrothermalites (talc-schiste, trémolites) (NBH13-70m) (Fig. V-8A, B, D).
- Une minéralisation rubanée à pyrite dominante (NBH13-77m) sur la sphalérite et la chalcopryrite (Fig. V-8C), ou à pyrrhotite dominante (KBH1-132m) sur la sphalérite ; la chalcopryrite et la galène (Fig. V-8D).
- Une minéralisation disséminée ou en veines (T4-168m et T4-174,7m) de type pyrite – pyrrhotite – magnétite ± sphalérite (Fig. V-8E, H) dans les faciès à yeux de quartz (méta-rhyolites/dacites et méta-volcanoclastites acides).
- Une minéralisation en remplissage de veines de pyrrhotite - magnétite - sphalérite ? dans les encaissants tonalitiques (Fig. V-8G).

En outre, contrairement à certaines pyrrhotites d'origine primaire décrites par Marcoux et al. (2008) dans les amas sulfurés associés aux terrains Hercyniens (331Ma) à dominance sédimentaires, la pyrrhotite décrite dans le cas de Tiébélé résulterait d'un effet métamorphique. Les inclusions fréquentes de chalcopryrite et dans une moindre mesure de pyrrhotite dans la sphalérite notable dans les trois prospects de Tiébélé révèlent des conditions thermiques de haut degré (Picot et Johan, 1982). A Perkoa, les exsolutions de pyrrhotite observées dans la sphalérite selon Napon (1988) résulteraient vraisemblablement des variations de température. Il s'avère qu'à haute température, le réseau cristallin de la

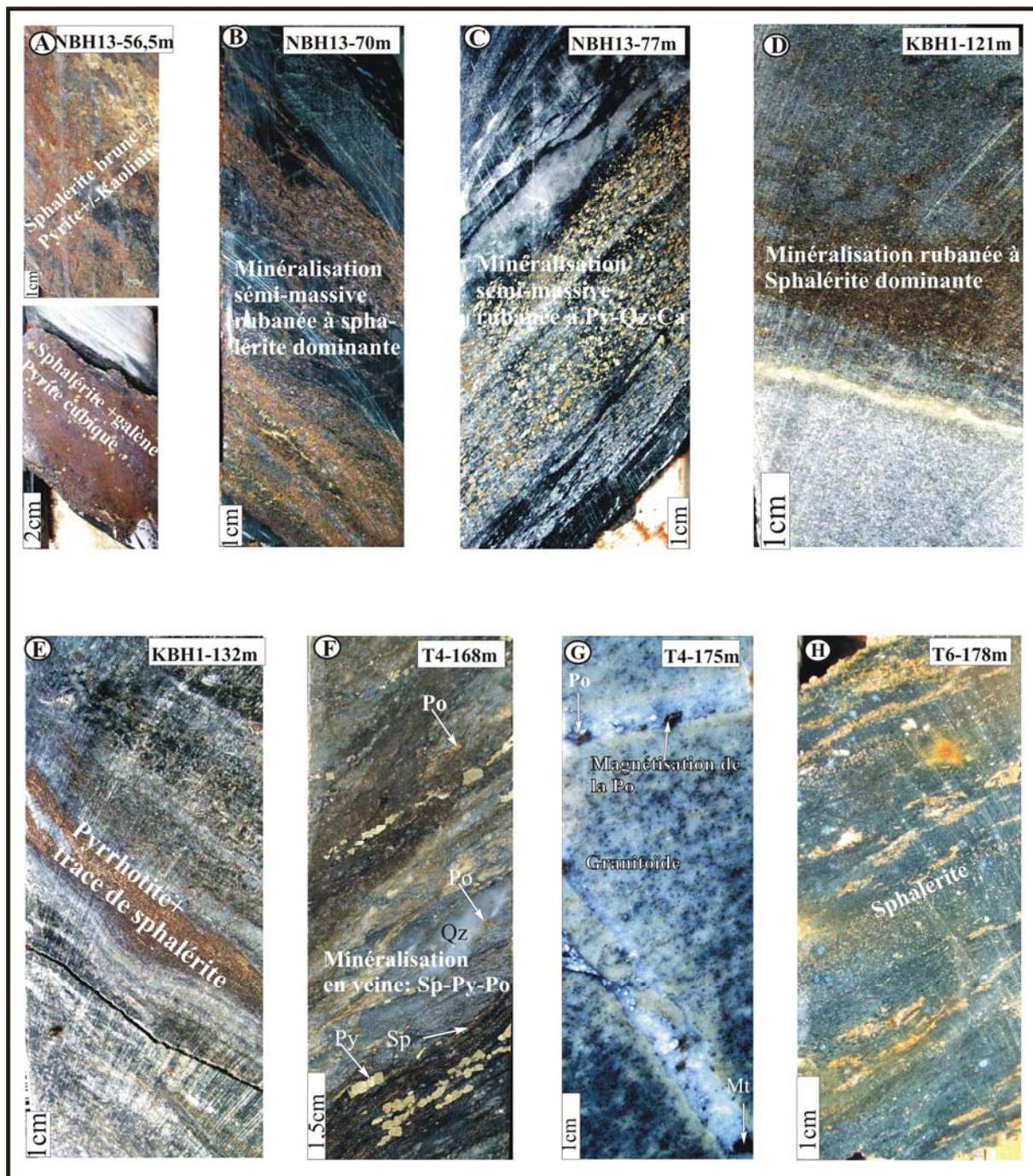


Figure V-8 : Synthèse sur les types de minéralisations rencontrées en sondage dans les trois indices (ou prospects). A : Minéralisation massive plus ou moins oxydée dans la photographie supérieure et massive à cristaux automorphes, disséminés et individualisés de pyrite. B : Minéralisation rubanée à sphalérite brune. C : Minéralisation rubanée pyriteuse dans un faciès silicifié et carbonaté. D : Minéralisation rubanée à sphalérite dominante. E : Minéralisation lenticulaire à pyrrhotite dans une trémolite. F : Minéralisation disséminée à pyrite et pyrrhotite surimposant une minéralisation discrètement rubanée à sphalérite dans un encaissant silicifié. G : Minéralisation disséminée canalisée par un réseau de veines de quartz. Remarquer la transformation de la pyrrhotite en magnétite. L'encaissant est une tonalite. H : Minéralisation disséminée mais localement concentrée à sphalérite dominante et pyrite automorphe dans une des variantes des faciès à yeux de quartz.

sphalérite se dilate, accueillant de nombreux métaux. A basse température, ce réseau se rétracte et expulse les minéraux sous forme d'exsolution.

Enfin, dans la région de Tiébélé, l'approche métallogénique met en évidence l'existence d'une minéralisation sulfurée stratiforme, litho-stratigraphiquement scindée en deux niveaux principalement. C'est une minéralisation d'origine hydrothermale avec une nette ressemblance entre Koubongo et Nabénia. Cependant les associations paragénétiques globales à pyrite - sphalérite - chalcopryrite \pm pyrrhotite \pm galène permettent de rattacher ces trois prospects.

**DISCUSSIONS ET CONCLUSION SUR LA
GEOMETRIE DU GITE DE TIEBELE**
Géologie-Structure-Minéralisation stratiforme-VMS

SOMMAIRE

I-Caractéristiques fondamentales des indices de Tiébélé	126
1-L'Environnement géologique.....	126
2-La Tectonique.....	126
3-Les Altérations.....	126
II-Facteurs de contrôle des minéralisations sulfurées	130
1-Contrôle lithologique.....	130
2-Contrôle structural	130
3-Les Minéralisations de Tiébélé : un exemple de Sulfures Massifs Volcanogènes	130
III-Géométrie du gîte de Tiébélé	132
1-Mise en place des Minéralisations	132
2-Déformation actuelle des Minéralisations	133
IV-Corrélation avec le gisement de Perkoa.....	134
1-Traits de ressemblance	134
2-Différences	134
V-Apports, Insuffisances et perspectives de recherche	136
VI-Possible existence d'autres VMS et de métaux de base au Burkina Faso	137
VII-Possible similitude avec d'autres types connus dans le monde	140

I-CARACTERISTIQUES FONDAMENTALES DES INDICES DE TIEBELE

1- L'Environnement géologique

L'environnement géologique spécifique des indices d'amas sulfurés de Tiébélé est constitué de laves de nature variée (basique, intermédiaire à acide) parfois sous forme de coulée massive ou de projections acides à neutres. A ces unités volcaniques sont associés des sédiments chimiques, pélitiques ou graphiteux avec ou sans Mn. Ces formations volcano-sédimentaires sont recoupées par des intrusions (gabbro - diorite - granite) sous forme de massifs isolés ou de dykes. L'altération supergène laisse entrevoir par endroits des chapeaux de fer ou "gossan". Ce contexte marqué par l'expression du volcanisme bimodal (basique-intermédiaire-acide) associant des exhalites et, à la base des intrusions sub-volcaniques (microgabbro en l'occurrence) est de prime abord favorable aux minéralisations de type amas sulfuré.

2- La Tectonique

La tectonique dans cette région est marquée par plusieurs phases de déformations (D₁, D₂, D₃ et D₄) impliquées dans le contrôle des anomalies et dans la concentration en métaux. L'intersection des phases D₃ et D₄ dans la zone de Nabénia pourrait expliquer l'intérêt métallogénique de ce prospect en rapport avec l'importante manifestation hydrothermale (Fig. VI-1). Ces structures tectoniques ont servi à conduire et canaliser les fluides minéralisateurs.

3- Les Altérations

Six principales phases minérales d'altération hydrothermale sont reconnues en relation avec les zones minéralisées des différents prospects :

La séricite qui est la phase prépondérante associée aux niveaux minéralisés encaissée par les méta-volcanites acides (rhyolite-dacite). Elle est parfois accompagnée d'une légère chloritisation. Selon Barrett et MacLean (1994), la séricite est originaire de l'addition de potassium présent dans l'eau de mer à celui déjà présent dans les roches. Cette altération se fait sous un ratio minimum eau-roche.

La chlorite est la phase prédominante dans les unités basiques à neutres minéralisées de Kouabongo et de Nabénia mais aussi présente dans les méta-volcanites acides. A cet effet,

Légaré (2002) et Linton (2001) montrent que la chloritisation est généralement localisée près de la minéralisation et que la séricitisation et la carbonatation s'interdigitent avec la chloritisation. Dans notre contexte, elle est généralement accompagnée de carbonate et se caractérise par la variabilité de sa composition chimique (Mg et Al) et généralement plus Mg à l'approche de la minéralisation, d'après des données de la PIMA. Les chlorites à Al sont aussi liées à l'altération et aussi à la minéralisation car dans les zones non minéralisées et dans les intrusifs basiques, la teneur en Al des chlorites est faible (ratio $\leq 0,7$) alors que dans les zones minéralisées ce rapport est en général $\geq 0,8$ et fréquemment supérieur à 1 ; cela indique une forte teneur en Al (Linton, 2001).

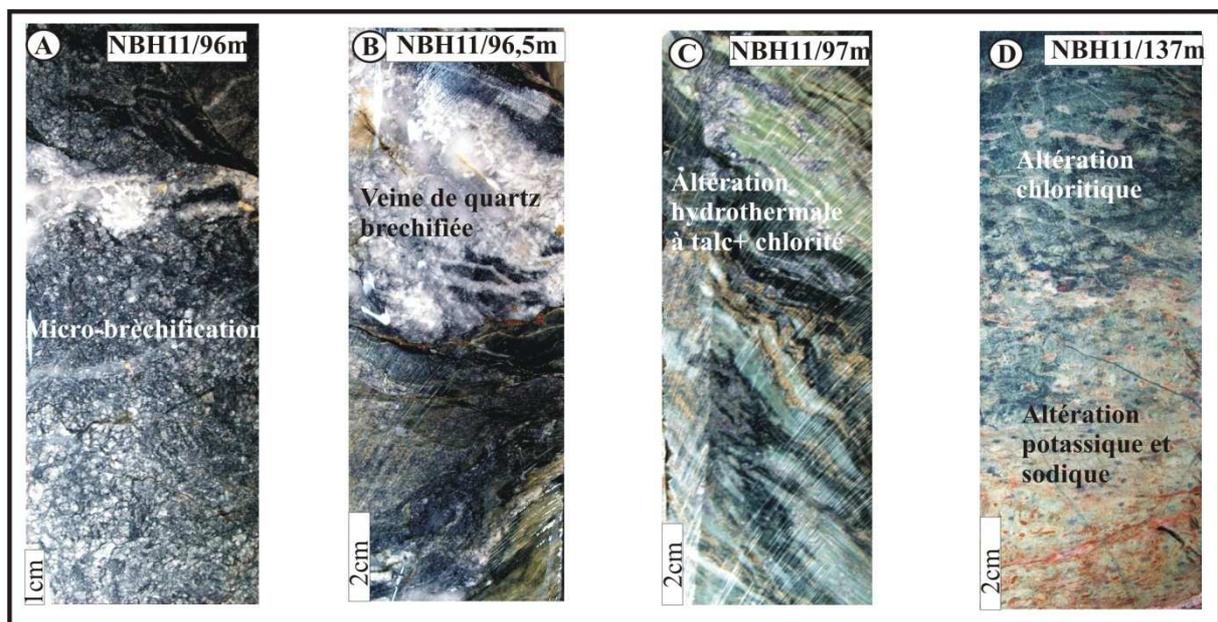


Figure VI-1 : Mise en évidence de manifestations tectono-hydrothermales au mur de la minéralisation inférieure de Nabéna, dans le sondage NBH11. A : Micro-brèchification formée de prismes de quartz dans une matrice talcifée et chloritisée. B : Veine de quartz renfermant des microprismes de quartz. Les épontes sont à carbonate (calcite). C : Alternance de talc de couleur verdâtre et de minces veinules discontinues de quartz dans une matrice noire verdâtre à chlorite+talc. D : Microgabro à yeux de quartz affecté par une altération potassique et une légère albitisation

Les carbonates. Leur cristallisation est liée à la présence de fluide CO_2 . Les données de la PIMA qui mesurent les longueurs d'onde de chaque minéral d'altération en fonction de l'intensité (in Linton, 2001) (Fig, VI-2) montrent que les carbonates varient entre la calcite et la dolomite. La dolomite étant rencontrée à Nabéna où elle est associée au talc, et exprime une altération avec concentration de Mg proche de la minéralisation alors que la calcite apparaît dans les méta-volcanites et intrusions basiques.

La silicification se développe bien au mur des minéralisations et s'accompagne à Loubel et à Nabénia de tourmaline.

Le talc. Le talc est spatialement lié à la minéralisation à Koubongo et à Nabénia, et aussi au chapeau de fer de Nabénia selon Linton (2001). Le talc apparaît souvent en mixture avec les chlorites Mg et les chlorites Fe-Mg. Ce qui confirme une fois de plus le caractère magnésien de la chlorite à l'approche de la minéralisation.

La kaolinisation. La kaolinisation impliquant l'illite, la montmorillonite est révélée par les données de la PIMA (Fig. VI-2). Elle est observée à Loubel et à Nabénia où elle est associée au dépôt de Zn d'après les observations de Linton (2001). Elle représenterait alors un produit d'altération hydrothermale. Pour Barrett et MacLean (1994), la formation de ce minéral nécessite des fluides acides tel que reconnu dans la minéralisation de type sedex à Kuroko dans la zone d'altération (Date et al., 1983 in Barrett et MacLean, 1994).

Dans les trois prospects, l'altération est plus ou moins concordante à la minéralisation.

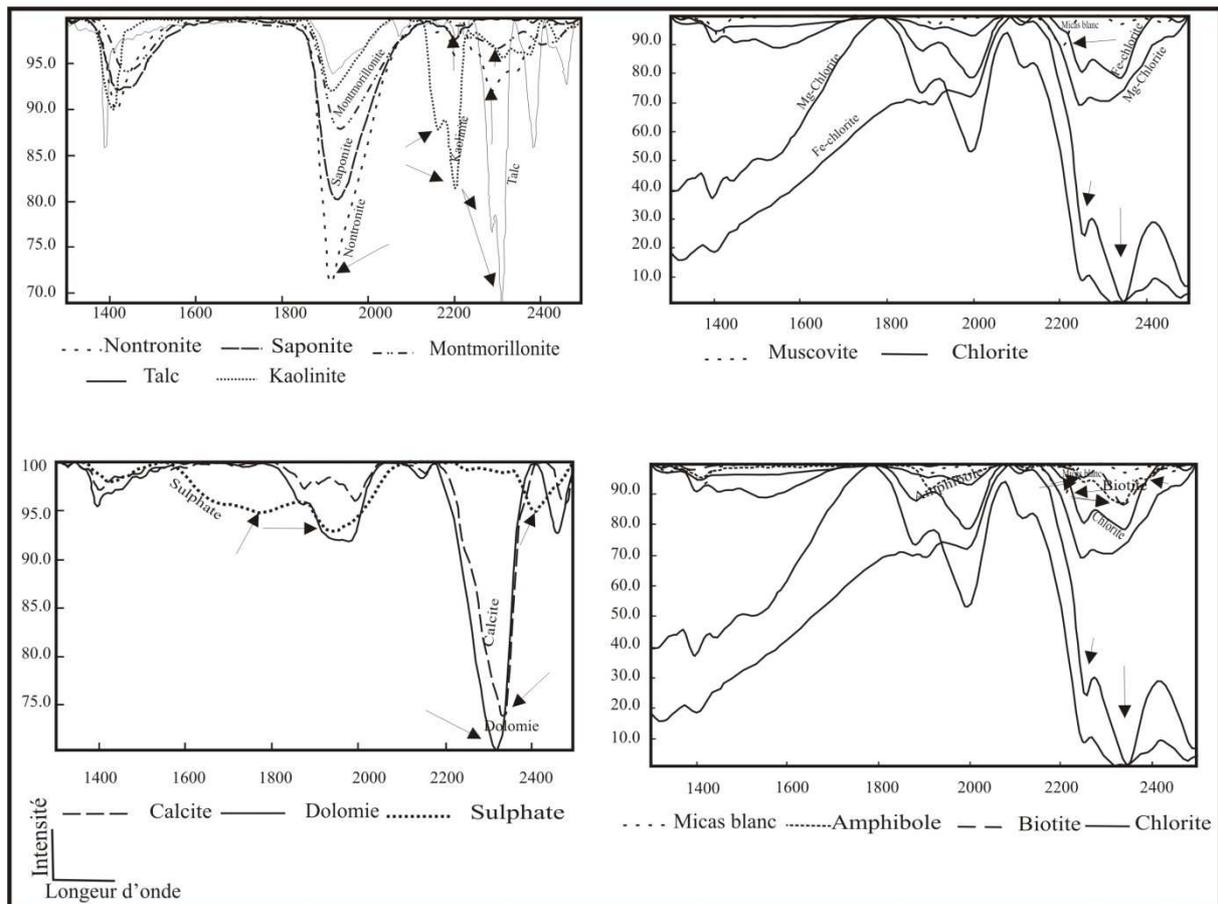


Figure VI-2 : Relation entre les minéraux d'altération hydrothermale en relation avec les minéralisations de Tiébélé d'après les données de la PIMA (Linton, 2001, modifié).

L'indice d'altération CCP (chlorite-carbonate-pyrite) [$CCPI=100*(MgO + FeO)/(MgO + K_2O + Na_2O + FeO)$ (Large et al. (2001) in *Beaudoin (2006)*)] des méta-volcanites acides (méta-rhyolites) de Nabénia calculé oscille entre 54-63. Cet indice s'avère plus faible que celui de la méta-rhyodacite contenant la minéralisation sulfureuse de Draa Sfaa au Maroc, et traversée par une zone de cisaillement où il est de 84 et la Perte au Feu =3,47% (Ben Assi et al., 2005). Ces valeurs confirment bien la présence de couloir de déformation dans la zone minéralisée de Nabénia en relation avec les valeurs relativement élevées de la perte au feu (PF= 2 à 4%). En revanche, dans les méta-rhyolites fortement magnésiennes N15 et N16, l'indice d'altération CCP varie entre 99,38 et 99,44 avec PF pouvant atteindre 16,7%.

En outre, trois assemblages métamorphiques sont surimposés à ceux d'origine hydrothermale ; c'est la biotite, l'épidote et le grenat bien marqués dans le prospect de Loubel. La présence du grenat almandin manganésifère dans le sondage T6-103,2m (Ilboudo, rapport en cours) montre une fois de plus le haut degré de métamorphisme qui a prévalu dans cette unité à forte réponse magnétique, mais, en plus, nous rappelle le gisement Zn-Pb-Ag de Broken Hill en Australie qui a sa particularité d'être contenue dans des roches très métamorphiques à grenat almandin (Plimer, 2006).

L'albitisation n'est pas discutée ici. Cependant, elle semble de moindre importance dans la région de Tiébélé.

Toutes ces données montrent clairement dans la région de Tiébélé, la complexité et la prépondérance de l'altération hydrothermale dans le contrôle de la minéralisation. On peut donc constater de façon pratique que l'altération au mur est plus intense qu'au toit des amas minéralisés. De façon singulière dans la zone de Nabénia, elle consiste au développement de chlorite ferrifère et de micas blancs alors que le toit de la minéralisation est caractérisé par le développement de micas blancs et peu de chlorite ferrifère en accord avec les observations de Moyes (2000). A proximité de la minéralisation, on note une intense altération en magnésium liée au développement du talc et de la chlorite ferrifère. La composition des phases d'altération sont en conformité avec l'enrichissement de Fe et de Mg et une diminution de Na ; ce qui corrobore avec les données géochimiques.

II-FACTEURS DE CONTROLE DES MINERALISATIONS SULFUREES

1- Contrôle lithologique

Ce sont essentiellement des méta-sédiments clastiques parfois cherteux et des schistes graphiteux ou épicastites qui contrôlent en général la minéralisation supérieure. A Loubel certaines correspondraient à des cornéennes à grenat avec une forte réponse magnétique. La minéralisation inférieure est contrôlée d'une part par des hydrothermalites avec une signature calco-alcaline et fréquemment par des méta-volcanites ou méta-volcanoclastites acides porphyriques à yeux de quartz, de composition rhyolitique à dacitique avec une signature calco-alcaline, conjuguées à des systèmes filoniens de nature silico-carbonatée. Pour Robb (1999), les encaissants varient tout simplement.

2- Contrôle structural

La tectonique cassante a servi de canal à la circulation des fluides minéralisateurs dans les trois prospects. La présence de brèche et de micro-brèches tectonique (Fig. VI-1) associant des microprismes de quartz entre des sous-unités minéralisées à Koubongo et à Nabénia témoigne de la perméabilité du matériel rocheux. Cette perméabilité a favorisé l'ascension des fluides minéralisateurs. La reconcentration des métaux par les phases D₃ et D₄ à Nabénia, explique l'intérêt métallogénique de ce prospect.

3- Les minéralisations de Tiébélé : un exemple de Sulfures Massifs Volcanogènes

L'étude minéralogique et métallogénique des sondages carottés de la région de Tiébélé nous permet d'émettre un certain nombre d'hypothèse. Ainsi, sur la base de :

- l'environnement géologique (unités affleurantes couplées à la succession des unités lithologiques reconnues en sondage) ;
- la prépondérance de l'activité volcanique à caractère bimodal, associant des méta-sédiments noirs graphiteux ;
- la participation probable des intrusions sub-volcaniques notamment les microgabbros dans le processus de concentration et de reconcentration des sulfures ;
- la présence de stockwork sous-jacente aux minéralisations, ou entre les deux niveaux minéralisés du prospect de Koubongo et de Nabénia ;

- l'abondance des minéraux marqueurs de l'altération hydrothermale en relation étroite avec les zones minéralisées, lesquelles phases minérales sont également observées en relation avec les zones minéralisées de nombreux gisements de type VMS (Barry et Hannington, 1999 ; Franklin, 1993, 1996 ; Légaré, 2002), et enfin tenant compte de :

- la disposition spatiale des niveaux (ou corps) minéralisés, nous argumentons que le gîte de Tiébélé est un Sulfure Massif Volcanogène (SMV) ou en anglais Volcanogenic Massive Sulphide (VMS), stratiforme et non stratabound, à caractère polymétallique (Zn-Pb-Cu ±Au). La forte teneur en Zinc (1- 10%Zn) et relativement en Ag (jusqu'à environ 30g/t Ag) dans les méta-volcanites acides (méta-rhyolite/dacite) permet de rattacher mais difficilement le gîte de Tiébélé au type bimodal felsique ou siliciclastique selon la classification de Barry et Hannington (1999). En plus, les indices de Tiébélé datent du Paléoprotérozoïque. Pour notre part, le gîte de Tiébélé serait rattaché à un type bimodal mafique-felsique. Selon Barrett et MacLean (1994), la majorité des gisements de type VMS dans les ceintures de roches vertes apparaissent associés aux rhyolites dans une suite bimodale mafique-felsique

Au-delà de ce rattachement, la continuité des travaux de recherche permettra de le classer ou non dans les Au-VMS, cela du fait des teneurs parfois encourageantes et très ponctuelles en Au. En appui à cette hypothèse, la présence de tellurure d'argent (hessite) et de plomb (altaïte) associé à ces sulfures vient d'être mise en évidence par une analyse au MEB (Ilboudo, rapport en cours).

D'autre part,

- La proximité des microgabbros des environnements minéralisés, qui ont servi de source de chaleur dans le contrôle des minéralisations sulfurées de Tiébélé ;

- La concentration des minéralisations dans les méta-volcanites formant des séquences parfois rythmiques avec des méta-sédiments graphiteux et enfin ;

- La relative stabilité des phases minérales métallifères sont des arguments qui montrent le caractère proximal de la minéralisation du moins pour le prospect de Nabénia.

Par contre, si l'on s'en tient au fait que les intrusions sub-volcaniques peuvent développer des dykes lors d'une mise en place « permissive » dans un encaissant fragile, relativement plus froid qui se déforme par fracturation (Paterson et al., 1991 *in Kornprobst, 1994*), nous pensons, tout comme David KERR, expert canadien des VMS (*in Rapport*

Annuel des travaux réalisés sur le permis de Tiébélé, Octobre 2001), que les sondages de Koubongo ont dû recouper la partie distale d'un gisement d'amas sulfuré enfoui. Cela pourrait aussi expliquer la monotonie des concentrations minérales qui certainement annonce des passes minéralisées enfouies. Il serait donc nécessaire, comme guide de prospection, d'investiguer à travers une campagne de sondages beaucoup plus profonds pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Pour le cas de Loubel, il serait hasardeux d'hypothéquer sur le type de minéralisation. Des travaux sont encore nécessaires pour une meilleure définition de la minéralisation.

Pour résumer, les indices d'amas sulfuré de Tiébélé correspondent à des Sulfures Massifs Volcanogènes d'origine hydrothermale, associés d'une part à des encaissants magmatiques conjugués à des systèmes filoniens et d'autre part à des formations sédimentaires. Les investigations, à ce jour, présentent les indices de Nabénia comme ayant le plus d'intérêt métallogénique.

III- GÉOMÉTRIE DU GÎTE

S'il y a un volet qui attire l'attention des prospecteurs, c'est bien de connaître l'architecture du gîte. Les modèles, qu'ils soient descriptifs ou génétiques, et dont le but est d'améliorer les chances de succès lors de l'exploration, constituent l'étape subséquente à la classification. En effet, si les modèles descriptifs contiennent la somme des observations communes ou les plus fréquentes à une classe de gîtes, donc empiriques et ne faisant appel à des concepts ou à des interprétations, les modèles génétiques au contraire sont basés sur l'interprétation que l'on se fait du mode de formation d'un type de gisement pour citer Beaudoin (2006).

1- Mise en place des minéralisations

La mise en place de la minéralisation sulfurée de la région de Tiébélé se fait de façon continue dans le temps et dans l'espace en plusieurs phases de génération dont les premières sont liées à la lithologie et la dernière à la tectonique.

Première phase (lithologique) : La première par voie hydrothermale avec pour corolaire une accumulation de métaux enrichis en zinc (Zn) qu'en plomb (Pb) accompagnée ou non de minéraux cuprifères. Cet enrichissement en milieu réducteur est lié à l'activité volcanique (acide-basique). Cette accumulation a également été favorisée par les intrusions de microgabbros fréquemment observés à la base des sondages. En effet, ces intrusions serviraient de source ponctuelle de chaleur et de mobilisation de fluides, provoquant ainsi une intense altération hydrothermale des phases minérales primaires silicatées associées aux encaissants. Cette hypothèse est en accord avec celle de Franklin (1993) selon laquelle dans la partie inférieure des complexes générateurs de SMV (Sulfures Massifs Volcanogènes), des intrusions sub-volcaniques servent de sources ponctuelles de chaleur fournissant l'énergie nécessaire à la circulation hydrothermale et aux réactions de lixiviation. En plus, ces unités sont recoupées par des dykes de granitoïdes de composition tonalitique à granitique).

Deuxième phase (lithologique) : Toujours en contexte réducteur mais agité cette fois-ci, les schistes graphiteux à clastes hétérogènes à caractère intercalaire sédimentent avec une seconde phase de minéralisation sulfurée enrichie en zinc (Zn) et accompagné de plomb (Pb). La présence de chert parfois associé à ce niveau supérieur plaide pour un dépôt exhalatif. Cette seconde phase serait en certains endroits recoupée par les intrusions.

Dans tous les deux cas, la genèse des sulfures se produit dans un environnement marin (en témoigne la présence de pillow lava, de sédiments pélitiques) contexte privilégié de concentration de sulfures massifs.

Troisième phase (structurale) : La déformation D₄ en couloirs de cassures NW-SE, lorsqu'elle recoupe les couloirs D₃ NE-SW, elle semble produire des zones d'intersection favorables aux circulations de fluides. Ceci pourrait expliquer les concentrations plus élevées en sulfures (Zn) dans les zones telles à Nabénia par lessivage reconcentration.

2- Déformation actuelle des minéralisations

La mise en place du pluton granitique de Tiébélé entre les granitoïdes à amphibole ou TTG d'une part et les formations volcano-sédimentaires d'autre part, tout en restructurant la ceinture, aurait provoqué la fragmentation des zones minéralisées (indices) qui se retrouvent de part et d'autre des bordures du massif. En plus de la fragmentation, cette mise en place aurait occasionné du point de vue thermique la recristallisation de certaines phases minérales

sulfurées, fines ou très fines à l'origine, en des phases plus grossières (larges plages de sphalérite notables dans les sections polies).

IV-CORRELATION AVEC LE GISEMENT DE PERKOA

1- Traits de ressemblance

Les minéralisations sulfurées de Tiébélé sont encaissées par des unités méta-sédimentaires et méta-volcaniques, dans un contexte à dominance volcanique. De plus, tout comme à Perkoa, les indices d'amas sulfuré de Tiébélé apparaissent comme une minéralisation stratiforme d'origine hydrothermale.

Si l'encaissant méta-volcanite de l'indice de Nabénia paraît plus jeune (âge (Pb/Pb) de 2156 ± 9 Ma) que celle de la minéralisation de Perkoa (âge (Pb/Pb) de $2120 \text{Ma} \pm 41 \text{Ma}$), en revanche, tous ces âges sont dans la fourchette 2200-2000 Ma et confirment bien leur appartenance à l'orogénèse éburnéenne.

Bien que l'amphibolite faciès soit très localisée, tout comme à Perkoa, la région de Tiébélé a subi un métamorphisme rétrograde allant du faciès amphibolite au faciès des schistes verts. Aussi, à Tiébélé, en plus des manifestations hydrothermales affectant les silicates primaires, les associations métallifères auraient subi des recristallisations de moindre ou de fort degré. Cependant, en l'absence de données de microsonde, cette hypothèse est à émettre avec prudence. Néanmoins, la pyrrhotite serait d'origine secondaire et proviendrait de la pyrite par pseudomorphose en relation avec l'accroissement de la température (amphibolite faciès). On assiste successivement à la pyrrhotisation de la pyrite et à la magnétisation de la pyrrhotite respectivement dans la zone minéralisée de Koubongo et de Loubel.

2- Différences

Du point de vue métallogénique, les indices d'amas sulfuré de Tiébélé présentent une paragenèse variée de sulfures à dominance sphalérite (plus de 15% des sulfures), pyrite (20%), pyrrhotite (5-10%), galène (5%-10%), chalcopryrite (5-10%), accessoirement l'ataite (PbTe) et la hessite (AgTe), séricite, chlorite, talc, magnétite, kaolinite, trémolite, calcite, dolomite. On note une absence d'arsénopyrite à la limite des sections étudiées. Cette

paragenèse minérale appuyée par les analyses des métaux dépeint le caractère polymétallique du gîte de Tiébélé. La présence d' Au également signalé vient renforcer cette observation.

A Perkoa, toutes les phases minérales ont été quantifiées : Sphalérite (30%), pyrite (25%), barytine (10%), pyrrhotite (5%), magnétite (5%), muscovite (5%) et accessoirement galène, chalcopryrite, arsénopyrite, fréibergite, molybdénite, tétraédrite, dycrasite, gudmoundite, l'ullimanite.

Si les premiers travaux de recherche ciblaient l' or et le fer, aujourd' hui, bien qu' une relation directe ne soit pas établie entre la teneur en or et les métaux de base, nous pensons à l' existence probable dans cette bande de roches vertes, d' une minéralisation type Au-VMS. Ce type de gîte pas très bien connu est défini dans de nombreux gisements canadiens (Poulsen et Hannington, 1996 ; Hannington et al., 1999 ; Huston, 2000 ; Poulsen et al., 2000 *in Dubé et al., 2004*).

Contrairement à Perkoa qui est monominéral économiquement parlant (réserve estimée à 6,9Mt@17,6%Zn et ~0,6%Pb, 190g/tAg, 7%barytine *in Castaing et al., 2003*), et ce, bien que l' argent et la barytine soient associés à des proportions non négligeables (Napon, 1988 ; Schwartz et Melcher, 2001), le gîte de Tiébélé (réserve et ressource non évaluée) est une potentialité polyminéral (Zn-Pb-Cu ±Au) avec Ag, Mo, Co, Cd, Sb et As comme sous produits. A Tiébélé, la barytine n' est révélée qu' à l' état de trace. Pourtant, selon Praven et al. (2007), ce sulfate de barium semble constituer le minéral gangue de plusieurs gîtes et gisements connus dans le monde. Nous pensons que la présence de la barytine étant fonction spatiale de la mise en place des gisements, probablement qu' à Tiébélé le niveau à barytine ou autre sulfate existe quelque part.

Le gisement de Perkoa est en position inverse d' un synclinal (Napon, 1988), ce qui n' est pas le cas à Tiébélé. En plus, Perkoa est de type distal selon cet auteur alors que les caractéristiques des différents indices de Tiébélé peuvent varier du proximal au distal dépendamment des prospectes.

Le gisement de Perkoa a subi une intense activité tectono-métamorphique marquée par des recristallisations importantes aussi bien sur les paragenèses métallifères que silicatées. On assiste alors lors du métamorphisme prograde à la transformation de pyrite en pyrrhotite puis en magnétite suivant la réaction pyrite→pyrrhotite→magnétite ; lors de la retromorphose on

a la resulfuration de la pyrrhotite en pyrite à laquelle s'ajoutent des exsolutions de pyrrhotite, chalcopryrite dans la sphalérite et ilménite-pyrophanite dans la magnétite.

Les encaissants de la minéralisation de Perkoa sont surtout des formations méta-sédimentaires (grauwackes, siltites et schiste graphiteux), des unités volcano-sédimentaires et tuffites dacitiques. A Tiébélé, ce sont d'une part des méta-sédiments graphiteux parfois clastiques et d'autre part des méta-volcanites acides et des hydrothermalites de type talc-schiste, trémolite dont la texture feutrée rappelle celle des komatiites décrites par Cameron et Nisbet (1982).

Tableau comparatif entre les indices de Tiébélé et le Gisement de Perkoa		
Localité	Tiébélé	Perkoa
Contexte géologique	UB aux plus faciès les plus différenciés, les rhyolites. Des méta-sédiments chert à Mn, faciès greso-pelitiques, graphiteux.	Gabbros aux rhyolites et projection basique à acide. Des méta-sédiments graphiteux, chert à Mn, grauwacke, siltite.
Metamorphisme	De l'amphibolite faciès au schiste vert	De l'amphibolite faciès au schiste vert
Encaissant	Roches méta-sédimentaires, volcaniques acides et des UB hydrothermalisées.	Roches volcano-sédimentaires : grauwacke, siltite et schiste graphiteux et des tufs acides
Association métallifère	Sphalérite, galène, pyrite, chalcopryrite, pyrrhotite accessoirement bornite, malachite, hessite, altaïte; Ag, Co, Mo, Cd, Sb, As comme sous produits.	Sphalérite (30%), pyrite (25%), barytine (10%), pyrrhotite (5%), magnétite (5%), muscovite (5%) et accessoirement galène, chalcopryrite, arsenopyrite, fréibergite, molybdénite, tetraédrite, dycrasite, gudmoundite, l'ullimanite.
Type de Mineralisation	Stratiforme d'origine hydrothermale. Mais peut varier du distal au proximal en fonction des indices	Stratiforme d'origine hydrothermale. Distal selon Napon (1988)
Etat actuel	Gite polyminéral: Zn-Cu-Pb±Au	Gisement monominéral économiquement parlant: Zn
Age	Pb/Pb=2156±9Ma (in Kaboré, 2004)	U-Pb/Zircon=2175Ma (Diorite Q) (Schwartz et Melcher, 2001). U-Pb/Galène=2113±34Ma (Sulfure massif, Marcoux et al., 1988)
	Tous ces âges confirment l'appartenance des minéralisations de Tiébélé et de Perkoa à l'orogénèse éburnéenne	

Tableau VI-1 : Tableau comparatif des indices de Tiébélé et du gisement Zn-Ag de Perkoa

V- APPORTS, INSUFFISANCES ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Cette étude a apporté une relative précision sur les associations métallifères des indices d'amas sulfuré de Tiébélé et les facteurs ou processus tectono-hydrothermaux susceptibles de contrôler la concentration en métaux. Elle a également montré l'intérêt métallogénique à caractère polymétallique de la région de Tiébélé comme seconde cible pour la recherche d'amas sulfuré et de métaux de base au Burkina Faso. Les arguments avancés dans cette thèse ont permis de montrer que les indices de Tiébélé correspondent à des concentrations minérales de type *Sulfures Massifs Volcanogènes* et par conséquent susciteront

un intérêt économique. De plus, la présence d'or révélé par les analyses et associée aux sulfures, en plus de l'or contrôlé par les veines de quartz, pourrait à l'avenir inscrire ce gîte dans les types Au-VMS. *Ainsi donc, une nouvelle piste d'investigation entre en jeu pour la recherche des Sulfures Massifs Volcanogènes dans les séries de roches vertes birimiennes d'âge paléoprotérozoïque du Burkina Faso et partant de l'Afrique de l'Ouest.*

A l'opposé, le manque de données de microsonde sur les paragenèses métallifères nous a certainement limités. Il est donc important pour les travaux futurs d'approfondir les investigations à travers des données de microsonde, de diffraction au RX et la microscopie électronique à balayage (MEB) (ilboudo, *travaux en cours*). Ces données permettront d'une part de mieux caractériser et de préciser toutes les phases minérales rencontrées dans ce gîte, d'autre part de nous situer sur la composition exacte de certains minéraux et mieux, d'appréhender les phénomènes d'exsolutions. Les études au MEB permettront de savoir en fonction de la morphologie des minéraux s'il y a différents types de pyrite, de sphalérite, de chalcopyrite....Aussi, ces données permettront de discuter clairement sur les phénomènes de retromorphose et de pseudomorphose. Des études de géothermométrie et de géobarométrie sont également nécessaires pour préciser la température et la pression de cristallisation des différents minéraux. Enfin des études isotopiques permettront de mettre en évidence l'origine de la minéralisation.

L'implication du massif granitique de Tiébéle dans la structuration interne de la ceinture a été démontrée. Exceptionnellement pour ce massif, une étude de pétrophysique basée sur les mesures de la susceptibilité magnétique et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM-SM) permettra de mieux comprendre son fonctionnement et sa dynamique de mise en place.

VI- POSSIBLE EXISTENCE D'AUTRES VMS ET DE METAUX DE BASE AU BURKINA FASO

A l'échelle de la carte géologique du Burkina Faso (Fig. VI-3), Castaing et al. (2003) montrent que certains marqueurs ou métalotectes pour la recherche d'amas sulfurés ont été sous-estimés dans certaines cartes géologiques du pays levées avant les années 70, période où les modèles VMS se sont généralisés internationalement. Ainsi, des formations susceptibles de constituer des guides majeurs ont bien été cartographiées, mais ont été caractérisées d'une façon qui peut aujourd'hui les faire sous-estimer. Selon ces auteurs, c'est le cas par exemple

des quartzites à muscovite (et sillimanite) notés qm (visités à Béliata et associés à des schistes carbonés et à manganèse), qui correspondent à des roches volcaniques rhyolitiques (laves sous-aquatiques, hyaloclastites et épicastites associées) fortement affectées par un hydrothermalisme syngénétique (altération pré-schisteuse à muscovite, silicate d'alumine, carbonates disséminés ou fissuraux et sulfures). La suite des travaux du projet Sysmin révèle, à l'échelle du pays 31 zones favorables aux amas sulfurés. Le contexte géologique de Tiébélé pourrait servir de repère pour la recherche et la valorisation des gites de type amas sulfuré dans ces localités.

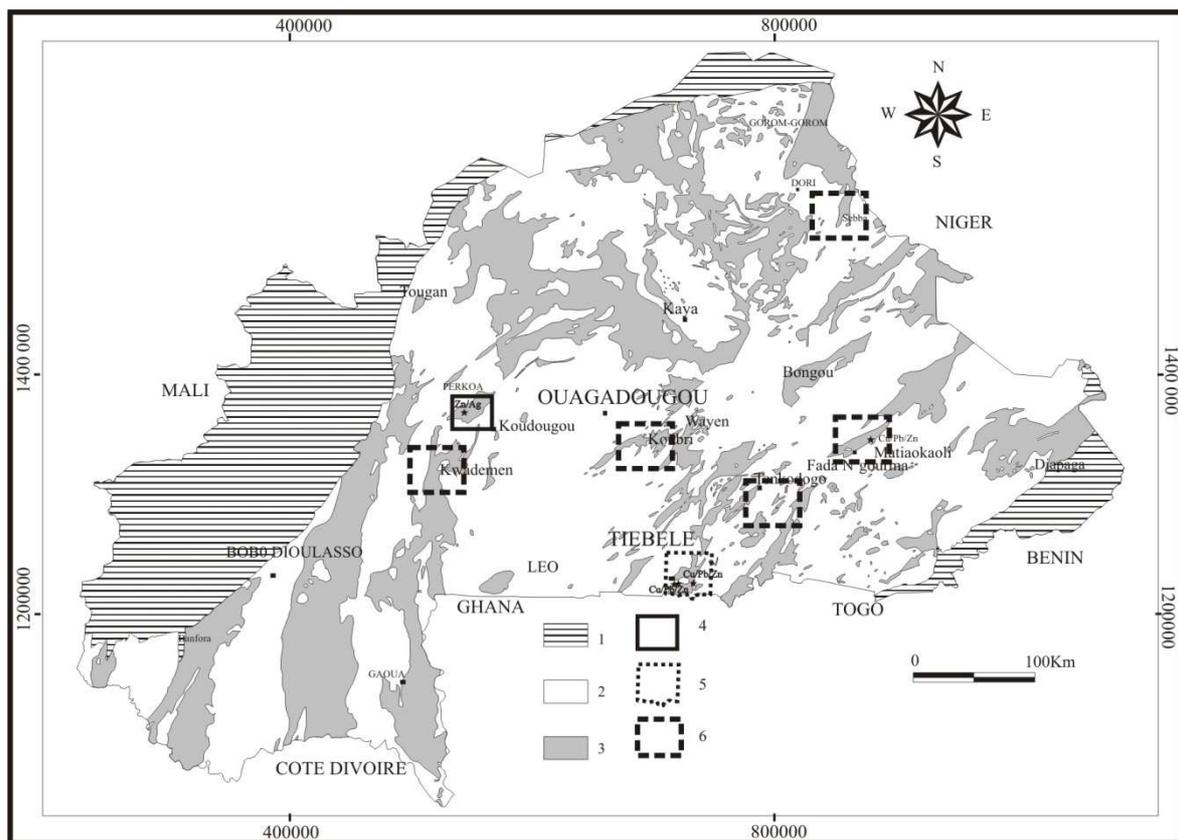


Figure VI-3 : Zones susceptibles de présenter un intérêt pour la recherche d'amas sulfurés et de métaux de base. 1 : Couverture sédimentaire. 2 : Granitoïdes paléoprotérozoïques. 3 : Ceinture de roches vertes paléoprotérozoïques/birimiennes. 4 : Gisement d'amas sulfuré (Zn-Ag). 5 : Gite d'amas sulfuré (Zn-Cu-Pb±Au) de Tiébélé. 6 : Zones susceptibles de présenter un intérêt pour la recherche d'amas sulfurés et de métaux de base.

Aussi, les données de synthèse révèlent dans l'extension NE de la bande de roches vertes de Tiébélé à Tenkodogo, Garango, Ouenzéogo et Matiakoali (Fig. VI-3), des indices valorisables pour la recherche d'amas sulfuré et de métaux de base. Le contexte est plus ou moins comparable à celui de Tiébélé (talcschiste minéralisé en Pb-Zn de Garango et de

Ouenzéogo (Langerien, 1975 ; Autran, 1975) ; roches métamorphiques, granitoïdes divers, laves basaltique et andésitique, intrusifs dioritiques, schistes tufacés, graphiteux et pélitiques avec une anomalie en Cu-Pb-Zn (Zoungrana, 1981). Il pourrait s'agir du prolongement de la ceinture de Tiébélé en bandes discontinues liaisonnées par des granitoïdes. De plus, la carte structurale régionale établie par Castaing et al. (2003) montre une continuité des structures NE-SW de la déformation D₃ dans ces régions.

Aussi, à l'extrême NE à Sebba (Fig. VI-3), on a des métamorphites et des méta-volcanites acides minéralisées, des méta-sédiments chimiques, des intrusifs basiques avec des anomalies en Cu-Zn. Ce contexte est également comparable à celui de Tiébélé.

Les plus récents travaux (Ilboudo et Wenmenga, 2009) montrent dans la carrière de Tintin (Fig. VI-3), un indice de minéralisation sulfurée associé à un complexe constitué de lithofaciès variés de composition évoluant des tonalites/trondhjémites aux granodiorites, adaméllites et granites et recoupé par des filons de micro-monzodiorite. Cet indice de minéralisation est associé d'une part à une altération supergène marquée par des dépôts superficiels de minéraux sulfatés type halotrichite et d'autre part à une altération hydrothermale dont on distingue par ordre d'importance cinq types : l'altération potassique, l'altération phylliteuse, l'altération siliceuse, l'altération propylitique et l'altération argileuse. Les relations microtexturales sur le plan métallographique mettent en évidence deux générations de pyrite et de chalcopryrite, à l'état disséminé ou sous forme de remplissage de fissures ou rubané dans les lithofaciès gneissiques. Pour nous, ce contexte géologique, ces lithofaciès, ces modes d'altération et d'assemblages sulfurés rappellent ceux décrits dans certains gîtes de type "porphyre cuprifère" à travers le monde mais sont inédits au Burkina Faso.

Pour résumer, le contexte géologique global de certaines ceintures Birimiennes du Burkina est favorable pour la recherche et la valorisation des amas sulfurés type VMS. Pour preuve :

- Beaucoup d'indices répertoriés sur la base d'anomalies géochimiques et géophysiques et d'examen macroscopique (cf. Chapitre I). Leur enracinement en profondeur demeure une inconnue temporaire.

- L'expression d'un volcanisme sous-marin, bimodal et souvent explosif pouvant être accompagné de shales.

- Le contexte géodynamique globalement favorable : plateau océanique (Zonou, 1987 ; Napon, 1988 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Pouclet et al., 1996, Lompo, 2009) ou bassin d'arc (Sylvester et Attoh, 1992 ; Ama Salah et al., 1996) ou dans les deux contextes à la fois (Beziat et al., 2000).

- Présence d'interfaces entre volcanisme basique et acide, de « breaks » sédimentaires jalonnés de sédiments noirs, de cherts et de niveaux à manganèse (Castaing et al., 2003).

- Présence d'intrusions sub-volcaniques, de schistes graphiteux (donc de matière organique), de sédiments clastiques et de niveaux carbonatés. En effet, dans la région du Snow Lake au Canada (Bailes et Galley, 1996), ces intrusions sub-volcaniques ont constitué des métallotectes potentiels d'amas sulfurés.

- Manifestation hydrothermale très notable avec par moments des phénomènes de skarnification (phénomène souvent rencontré dans les gîtes de type amas sulfuré) (Langerien, 1975 ; Autran, 1975 ; Napon, 1988 ; Galley et Ames, 1998).

VII- POSSIBLE SIMILITUDE AVEC D'AUTRES TYPES CONNUS DANS LE MONDE

Si le contexte géologique des formations supracrustales de la ceinture protérozoïque de Betul en Inde est à dominance rhyolitique (Golani et al., 2006), il est du reste comparable à celui de Tiébélé : présence de quartzite, de méta-pélite, de volcanisme bimodal (basalte-rhyolite) à dominance felsique, de méta-exhalite (méta-chert), des roches calco-silicatées et de BIF, de pyroxénite (Praveen et al., 2007). Ces formations sont traversées par des zones de cisaillement ductiles ENE-WSW verticalisées développées au cours de la déformation (Roy et Prasad, 2001 *in Parven et al., 2007*). La minéralisation à zinc dominante sur Pb et Cu ; Ag et Cd sont accessoires ; traces d' Au dans des tufs rhyolitiques (Mahakud, 1993 *in Praveen et al., 2007*) est encaissée dans des méta-rhyolites. Absence de barytine mais des traces de Ba (0,33wt %) sont notables dans les zones sulfureuses (Ramchandra et Pal, 1992 *in Praveen et al., 2007*).

En plus, l'altération hydrothermale en liaison avec la minéralisation (pyrite-sphalérite-galène-chalcopyrite) (Golani et al., 2006) se traduit par : séricite-muscovite dans la rhyolite, phlogopite±spessartine-biotite dans les schistes, trémolite (±actinolite)-serpentine, talc, épidote et carbonate dolomitique.

Aussi la géologie de Tiébélé s'apparente à celle de Kidd Creek (cf. Chapitre I) qui est un type de VMS marqué par la présence de formations basiques, de coulées de rhyolite massive et des épicastites, recoupées par des intrusions gabbroïques en sills à des niveaux stratigraphiques variables. La minéralisation se présente sous forme de minerai hétérolithic fragmenté, de brèche à sphalérite, d'argillite à pyrite, de concentration de sphalérite, de pyrite massive, de minerai massif à pyrite et sphalérite, de minerai massif à sphalérite et pyrrhotite, de minerai massif à chalcopyrite, de zone à concentration de Cu, et enfin de bornite (Hannington et al., 1999). Toutes ces associations et types de minéralisation sont également observés à Tiébélé, mais l'altération n'est pas discutée ici. En plus, à Tiébélé des travaux sont encore nécessaires pour une meilleure quantification des ressources.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. & Albarède, F.,** 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17 605–17 629.
- Allen, R. L., Weihed, P. & Svenson, S.-A.,** 1996. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden. *Economic Geology* 91, 1022-1053.
- 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, 235–254.
- Ames, D. E. & Taylor, C.,** 1996. Geology of West Anomaly orebody, Ruttan volcanic-hosted massive sulphide deposit, Proterozoic Rusty Lake belt. *Geol. survey of Canada bulletin* 426.
- Ampella,** 2008. Ampella announces result of first pass Drill program at Doulnia Zinc project. ASX/MEDIA RELEASE FRIDAY, 9p.
- Autran, A.,** 1975. Résultat obtenu en 1975 sur le permis de Tenkodogo (secteur de Ouenzeogo). 125, *Rapp. B.R.G.M.*, 3p.

B

- Bailes, A. H. & Galley, A. G.,** 1996. Setting of paleoproterozoic volcanic-hosted massive base metal sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba; in *EXTECH I: A Multidisciplinary Approach to Massive Sulphide Research in the Rusty Lake and Snow Lake Greenstone Belts, Manitoba*, (ed.) G.F. Bonham-Carter, A.G. Galley and G.E.M. Hall; Geological Survey of Canada, *Bulletin* 426, 105–138.
- Bamba, O.,** 1996. L'or disséminé dans les albitites birimiennes de Larafella (Burkina Faso) et son évolution dans les altérites et les cuirasses ferrugineuses. *Métallogénie, Pétrologie Géomorphologie*. Thèse Univ. Aix-Marseille, III, France, 286p.
- Barrett, T. J., & MacLean, W. H.,** 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems* (DR Lentz (ed.)). Geological Association of Canada, *Short Course Notes*, 11, 433-467.

- Barrett, T. J., MacLean, W. H. & Tennant, S. C.**, 2001. Volcanic sequence and alteration at the Parys Mountain volcanic-hosted massive sulfide deposit Wales, United Kingdom: applications of immobile element lithogeochemistry. *Econ Geol.*, 96, 1279-1305.
- Barrie, C. T. & Hannington, M. D.**, 1997. Introduction: Classification of VMS deposits based on Host rock composition: In *Volcanic-Associated massive sulphide deposits processes and examples in modern and ancient settings*. GAC-MAC short course, May 17-18, Ottawa, 1-12.
- Barrie, C. T. & Hannington, M. D.**, 1999. Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition, in Barrie, C.T. and Hannington, M. D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Setting: Reviews in Economic Geology*, V. 8, 2-10.
- Beaudoin, G.**, 2006. *Gîtologie et métallogénie : Manuel de cours*. Univ. Laval, GLG-10351, Quebec, 116p.
- Ben Aissi, L.**, 2001. *Gisement de Draa Sfar Sud : Etude géologique et métallogénique des minéralisations et des altérations hydrothermales associées (Jebilet Centrales, Maroc)*. Mémoire de DESA. Université. Cadi Ayyad. Marrakech, 82 p.
- Ben Aissi, L., El Boukhari, A., Hibti, M., Elharfi, M., Maacha, L. & Zinbi, Y.**, 2005. Altération hydrothermale et déformation ductile des roches volcaniques acides associées au gisement sulfuré de Draa Sfar (Jebilet Centrales, Maroc). *Estudios Geol.*, 61, 147-160.
- Bernard, A. J., Maier, O. W. & Mellal, A.**, 1988. Aperçu sur les amas sulfurés massifs des hercynides marocaines, *Min. Deposita*, 23, 104-144.
- Bessoles, B.**, 1977. *Géologie de l'Afrique : Le craton Ouest Africain*, Mém. BRGM., Orléans, 88, 403p.
- Beziat, D., Bourges, F., Debat, P., Fuchs, Y., Lompo, M., Nikiéma, S. & Tollon, F.**, 1999. The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz-veins in the Birimian greestone belts of Burkina Faso. *Can. Min.*, 37, 575-591.
- Beziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F. & Tollon, F.**, 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belts; fractionates originating from island-arc volcanic rocks activity in the West-Africa Craton. *Precambrian Res.*, 101, 25-47.
- Blot, A.**, 2002. Signification des ferruginisations des formations néoprotérozoïques du Nord du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 334, 909-916.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F. & Arndt, N.** 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97, 345–369.

Bonnard, L. F., Kagambèga, N. & Castaing, C., 2003. Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000 ; Feuille Pô.

Bonnard, F., 1964. Étude géologique et prospective en relation avec les anomalies géophysiques de la région de Kampala-Tiébébé (cercle de Pô). Rapp. DGM, Ouagadougou

Bos, P., 1967. Note explicative de la carte géologique au 1/200 000. Feuille Fada N’Gourma. DGM, Haute Volta, BRGM, 40 p.

Bouladon, J., 1969. Mineral exploration in zones 1, 11 + 111; J. Sayid, Nuqrah» As Safar, Umm Ash Shalahib. B.R.G.M. 64-JED-41.

BRGM, inédit. La porte-aux-Moines : Amas sulfuré polymétallique à Zn-Cu-Pb-Ag

C

Cameron, W. E. & Nisbet, E. G., 1982. Phanerozoic analogues of komatiitic basalts, in komatiites, edited by N.T. Arndt and E.G. Nisbet, 29-50.

Candela, P. A. & Holland, H. D., 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of the porphyry type ore deposits: Economic Geology. V. 81, 1-19.

Castaing, C. Bila, M., Milési, J. P., Thiéblemont, D., Le Metour, J., Egal, E., Donzeau, M., Guerrot, C., Cocherie, A., Chevremont, P., Teygey, I., Itard, Y., Zida, B., Ouédraogo, I., Koté, S., Kabore, B. E., Ouédraogo, C., Ki, J. C. & Zunino, C., 2003. Notice Explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1000 000, 3^{ème} Edition, 148p.

D

Date, J., Watanabe, Y. & Saeki, Y., 1983. Zonal alteration around the Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, northern Japan, in Ohmoto, H. and Skinner, B. J., eds., Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Economic Geology, Monograph 5, 507-522.

Doyle, M. G., 2001. Volcanic influences on hydrothermal and diagenetic alteration: evidence from Highway-Reward, Mount Windsor subprovince, Australia. Econ. Geol., 96, 1133-1148.

Dubé, B., Gosselin, P., Hannington, M. D. & Galley, A., 2004. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits. Geological survey of Canada, 12p.

E

- Essaifi, A.**, 1995. Relation entre magmatisme, déformation et altération hydrothermale, l'exemple des Jebilet centrales (hercynien, Maroc). Thèse Doct. d'Etat Es-Sciences, Univ. Caddi Ayyad. Marrakech, 308p.
- Essaifi, A., Capdevila, R. & Lagarde, J., L.** 1995. Transformation des leucogabbros en chlorito-schiste sous l'effet de l'altération hydrothermale et de la déformation dans l'intrusion de Kettara Jebilet (Maroc). C. R. Acad. Sc. Paris, 320, série II a, 189-196.

F

- 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 Res.* 69, 199–227.
- Franceschi, G. & Naré, A.**, 2006. Le cuivre porphyrique (Cu-Au) de la région de Gaoua, Burkina Faso. Comm. PROMIN' 2006.
- Franklin, J. M.**, 1986. Volcanic-associated massive sulphide deposits. An update in Andrew, C. J., Crwe, R.W.A., Finlay, S., Pennel, W.M. and Pyne, J.F., eds., *Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland: Irish Association for Economic Geology*, 49-69.
- Franklin, J. M.**, 1996. Volcanic-associated massive sulphide base metal. In: Ekstrand, O. R., Sinclair W. D and Thorpe, R. I (eds.), *Canadian mineral deposit types, Special Publication Geological Survey of Canada*, 8, 158-183.
- Franklin, J. M.**, 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits, in Kirkhan, R.V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J.M., eds., *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, 315-334.
- Franklin, J. M., Sangster, D. M. & Lydon, J. W.**, 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits: In *Economic Geology. 75th Anniversary volume*, Economic Geology Publishing company, Lanscate, Pa., 485-627.

G

- Galley, A. G.**, 1993. Characteristics of semi-conformable alteration zone associated with volcanogenic massive sulphide districts. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 175-200.

- Galley, A. G. & Ames, D. A.,** 1998. Skarns associated with Precambrian VMS deposits. Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada, Quebec, abstracts with program A-61.
- Galley, A., Hannington, M. & Jonasson, I.,** 1996. Volcanogenic Massive Sulphide deposits. Geol. Survey of Canada, 16p.
- Gamsonre, P. E.,** 1970. Etude pétrographique et métallogénique de la région de Gongondy, Diénéba et Malba. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Besançon, France, 249p.
- Gemmell, L. B. & Hermann, W.,** 2001. The spectrum of ore deposit type, volcanic environment, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia. *Econ. Geol.*, 96, 909-912.
- Gibson, H. L. & Watkinson, D. H.,** 1990. Volcanogenic massive sulphide deposit of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec: In the Northwestern Quebec polymetallic Belt: A summary of 60 Years of Mining Exploration, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, 119-132.
- Golani, P. R., Dora, M. L. & Bandyopadhyay, B. K.,** 2006. Base metal Mineralization Associated with Hydrothermal Alteration in Felsic Rocks in Proterozoic Betul Belt at Bhuyari, Chhindwara District, Madhya Pradesh. *Jour. Geol. Soc. India*, V.68, 797-808.
- Green, G. R., Solomon, M. & Wolshe, J. L.,** 1983. The formation of the volcanic-hosted massive sulphide ore deposit at Roserbery, Tasmania: *Economic Geology*, V.76, 304-338.

H

- Hagan, A. S.,** 1983. Sullivan-North Star Corridor, Unpublished report: Cominco Ltd., 11p.
- Haimeur, J.,** 1988. Contribution à l'étude de l'environnement volcano-sédimentaire et de la minéralisation de l'amas sulfuré de Douar Lahjar (Guemassa- Maroc). Lithostratigraphie, paléovolcanisme, géochimie et métallogénie. Thèse, de l'INPL, Nancy, 154 p.
- Haimeur, J.,** 1997. Lithostratigraphie, géochimie et métallogénie de l'environnement volcano-sédimentaire de l'amas sulfuré de Douar Lahjar (Guemassa, Maroc). *Bulletin de l'Institut des Sciences, Maroc*, N°21, 15-20.
- Hannington, M. D., Bleeker, W. & Kjarsgaard, I.,** 1997. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the giant Kidd Creek Deposit. Society of economic geologists Neves Corvo Field Conference, Lisbon, Portugal, Abstracts and Program, 55p.
- Harpum J- R.** 1963. Petrographic classification of granitic rocks by partial chemical analysis. *Tanganyika Geol. surv.*, 10, 80-88.

- Hedenquest, J. W. & Lowestern, J. B.**, 1994. The role of magma in the formation of hydrothermal ores deposits: *Nature*, V.370, 519-527.
- Hibti, M., Bouabdelli, M., Dupuy, J. J., Chouhaidi, M. Y. & Mouttaqi, A.**, 1995. Zonalité et évolution des phases d'altération hydrothermale dans l'amas sulfuré de Hajjar (Guemassa Orientale, Maroc). *Géologie de France*, abstract, p. 60.
- Hirdes, W., Davis, D. W., Lüdkte, G. & 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.
- Hottin, G. & Ouédraogo, O. F.**, 1975. Notice explicative de la carte géologique du Burkina au 1/1000000. Edit B.R.G.M, Arch. D.G.M., 58p.
- Huston, D. L.**, 2000, Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration, in Hagemann, S.G. ed., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, V. 13, 401-426.
- Hutchinson, R. W.**, 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: *Economic Geologic*, V.68, 1223-1246.
- Hutchinson, R. W.**, 1980. Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution: In *Geological Association of Canada, Special paper 20*, Strangway, D.W., ed., 659-684.
- Hutchinson, R. W.**, 1987. Metallogeny of Precambrian gold deposits: space ant time relationships. *Econ. Geol.*, 82, 1993-2007.

I

- Ilboudo, G.**, 2005. Phases filoniennes tardi-magmatiques dans les granitoïdes de la zone de Bagré (Sud du Burkina Faso) : chronologie de mise en place. *Mém. DEA de Géosciences*, Univ. Cheick Anta Diop de Dakar, Sénégal, 73p.
- Ilboudo, H.**, 2006. Analyse pétrographique et métallographique des sondages carottés du prospect de Kwademen (Centre Ouest du Burkina Faso). *Mém. DEA*, Univ. Ouagadougou, Burkina Faso, 76p.
- Ilboudo, H.**, 2008. Synthèse des descriptions de dix sondages carottés des minéralisations sulfurées de Tiébélé (Sud du Burkina Faso), Ampella, 8p.
- Ilboudo, H., Lompo, M., Wenmenga, U., Naba, S., Kagambèga, N. & Traoré, S. A.**, 2008. Caractères pétrographiques et structuraux des formations paléoprotérozoïques du gîte à sulfures de Tiébélé, Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *J. Sci. Vol. 8, N°3*, 37-50.

Ilboudo, H. & Wenmenga, U., 2009. Note préliminaire sur un indice de minéralisation sulfurée dans les formations leptynitiques de la région de Koubri. *Bulletin de l'Institut des Sciences, Maroc*. V.31, 9-19.

Ilboudo, H. Etude par diffraction des RX et par MEB des associations et phases minérales des VMS de Tiébélé. *Rapport pour l'ULB-Belgique, en cours*.

Incanore 1991-1998. Rapport de synthèse des travaux réalisés à Tiébélé.

Incanore-Anmercosa Ltd., 2000. Rapport Annuel des travaux sur le Permis de Tiébélé (Décembre 1999-Décembre 2000), 12p.

Incanore-Anmercosa Ltd., 2001. Rapport annuel des travaux réalisés sur le permis Tiébélé-Arrêté 98-095/MEM/SG/DGMG/DG du 06/08/98, 13p.

J

Jensen, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines, Miscelanes Paper 66, 21p.

Jochum, K. P., Arndt, N. T. & Hofmann, A. W., 1990. Nb–Th–La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth Planetary Science Letters*, 107, 272–289.

K

Kaboré, B. E., 2004. Datation d'une rhyolite porphyrique dans le secteur de Tiébélé (Nabénia). Rapp. BUMIGEB, 6p.

Kagambèga, N., 2005. Typologie des granitoïdes paléoprotérozoïques du Burkina Faso : cas des granitoïdes de Pô. Approche pétrologique dans la région de Pô. Thèse 3^{ème} cycle, UCAD, Dakar, Sénégal, 200p.

Kagambèga, N. & Castaing, C., 2003. Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200000^{ème}. Feuille NC-30-XXIII de Pô. Bur. Mines et Géol., Edit. B.R.G.M, 52p.

Kagambèga, N., Lompo, M., Diallo, P. D., Debat, P., Castaing, C. & Beziat, D., 2004. Mise en évidence de deux générations de granitoïdes paléoprotérozoïques dans la région de Pô au Sud du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest) : données pétrographiques, géochimiques et radiométriques. 20^e colloque de Géologie africaine, Volume des résumés, Orléan-France.

- Kagambèga, N., Lompo, M., Naba, S., Diallo, P. D. & Debat, P.,** 2006. Caractère magmatique des granitoïdes rubanés de Pô (Burkina Faso-Afrique de l'Ouest) : problème des migmatites Paléprotérozoïques, annales de l'université de Ouagadougou, série C, 004, 1-24.
- Klau, W. & Large, D. E.,** 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposit, a discussion of their classification and metallogenesis: Geologisches Jahrbuch. Reihe D: Mineralogie, Petrographie. Géochimie. Lagerstättenkundé. N° 40, 13-58.
- Kornprobst, J.,** 1994. Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique. Précis de pétrologie, Masson, Paris, 224p.
- Kosakevitch, A.,** 1979. Chapeaux de fer : problème de définition et de nomenclature pratique. Bull. B.R.G.M, Sect II, 141-149.

L

- Langerien, C.,** 1975. Recherche du Pb-Zn dans les séries différenciées calco-magnésiennes du socle libérien. Rapp. B.R.G.M, 23p.
- Large, R. R.,** 1980. Geological parameters Associated with sediment Hosted Submarine exhalative Pb-Zn deposit. An Empiral Model for Mineral Exploration. Jahrb, 40, 59-129.
- Large, R. R.,** 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features styles and genetic models: Econ. Geol., V. 87, 471-510..
- Large, R. R., Allen, R. L., Blacke, M. D. & Herrmann, W.,** 2001a. Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Roserbery K lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, westen Tasmania. Econ. Geol., 96, 1055-1072.
- Large, R. R., Gemmel, J. B., Paulick, H. & Huston, D. L.,** 2001b. The alteration Box Plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposit. Econ. Geol., 957-971.
- Lazhar, J. & Perthuisotv, V.,** 1995. Diapirisme, orogénèse et minéralisation Pb-Zn en Afrique du Nord : exemple du gisement de J. Ajred et du J. Hamra en Tunisie Centrale, C. R. Acad. Sci., V.320, Série 2, N°8, 721-728.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B.,** 1986. A chemical classification of the volcanic rocks base on the total alkali-silica diagram. J. Petrology, 27, 745-750.
- Leblanc, M.,** 1993. Amas sulfuré formé par injection de sills dans des sédiments : Exemples d'Hajjar (Marakech, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 316 (II), 499-504.

- Légaré, N.**, 2002. Les minéralisations du Zinc-Cuivre du secteur Frotet-Troilus, Chibougamau, Québec. Mém. Univ. Chicoutimi, Québec, 228p.
- Leistel, J. M., Bonijoly, D. & Marcoux, E.**, 1993. Paleostuctural markers in the South Iberian. Pyrite Belt: Stockworks and feeders zones of volcanogenic-massive sulphide deposits: 2nd Biennial S.G.A. Meeting, Granada, Spain, Sept: 9-11.
- Leistel, J. M., Marcoux, E., Thieblemont D., Quesada C., Sanchez A., Almodavar, G. R., Pascual, E. & Saez, R.**, 1998. The volcanic-hosted massive sulphide deposit of the Iberian Pyrite Belt. *Min. Deposita*, 33, 2-30.
- Levin, P. & Eisenburger, D.**, 1985. Les roches vertes du birimien dans le Nord-Est de la Haute-Volta. Projet NO.71.2018.1, Rapp. BUVOGMI, 94p.
- Linton, P. L.**, 2001. Results of PIMA study of samples from the Tiébélé prospect, Burkina Faso, 15/100/510/2001/020, V.1, 67p.
- Lompo, M.**, 1991. Etude géologique et structurale des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de L'Ouest (évolution et contrôle structural des minéralisations sulfurées et aurifères pendant l'éburnéen).Thèse Univ. Clermond-Ferrand II, France, 200p.
- Lompo, M.**, 2001. Le Paléoprotérozoïque (Birimien du Burkina Faso, Afrique de l'Ouest) : Evolution crustale et concentration aurifère. Mém. H. D. R., Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, France, UMR 5563, 135p.
- Lompo, M.**, 2009. Geodynamic evolution of the 2.25-2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. *Geological Society, London, Special Publications*, V. 323, 231-254.
- Lompo, M., Bourges, F., Debat, P., Lespinasse, P. & Bouchez, J. L.**, 1995. Mise en place d'un pluton granitique dans la croûte birimienne fragile : fabrique magnétique du massif de Tenkodogo (Burkina Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, série Ia, 1211-1218.
- Lydon, J. W.**, 1984. Volcanogenic massive sulphide deposit, Part1 : A description model. *Geoscience Canada. Geology of Canada*, V.11, N°4, 145-153.
- Lydon, J. W.**, 1995. Sedimentary Exhalative Sulphides (Sedex), in Eckstrand, W.D. Sinclair, W. D. and Thorpe, R. I., eds., *Geology of Canadian Mineral Deposits: Geological Survey of Canada*, N°8, 130-152.

M

- Mahakud, S. P.**, 1993. Final report on detailed exploration of base metal mineralisation in Banskhapa-Pipariya block, Betul district, M.P. Geol. Surv. Ind., unpublished progress report.
- Marcoux, E., Belkabir, A., Gibson, H. & Lentz, D.**, 2008. The Draa Sfar ore deposit (Jebilet, Morocco): an example of pyrrhotite dominant-polymetallic VHMS in Hercynian terranes-Ore geology 658.33, 3-4, 304-328.
- Marcoux, E. & Milési, J. P.**, 1993. Lead Isotope signature of Early Proterozoic ore deposit in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. *Econ. Geol.*, V. 88, 1862-1879.
- Marcoux, E., Ouédraogo, M. F., Feybesse, J. L., Milési, J. P. & Prost, A.**, 1988. Géochimie et géochronologie isotopique : âge Pb/Pb à 2120 ± 41 Ma des corps sulfurés massifs à Zn-Ag de Perkoa (Burkina Faso). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, 589-595.
- Melcher, F.**, 1995. Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese-bearing rocks from northern Ghana. *Mag.* 59, 229-251.
- MIGA**, 2000. Excursions techniques post-conférence (7-8 Décembre), Burkina Faso.
- Milési, J. P., Feybesse, J. L., Ledru, P., Dommaget, A., Ouédraogo, M. F., Marcoux, E., Prost, A. Vinchon, C., Sylvain, J. P., Johan, V., Teygey, M., Calvez, J. Y. & Lagny, P.**, 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au protérozoïque supérieur. Notice et carte à 1/2000000. *Chron. Rech. Min., Fr.*, N°497, 3-98.
- Milési, J. P., Ledru, P., Feybesse, J. L., Dommaget, A. & Marcoux, E.**, 1992. Early Proterozoic ore deposit and tectonics of the Birimian orogenic belt. *Precambrian research.*, Gaal. G. (Ed), V.58, 305-344.
- Miningou, M.**, 2006. Genèse des indices poly métallifères des formations néoprotérozoïques (1000-543) dans la région de Béli (Burkina Faso) : contrôle structural, nature des fluides, rôle de la silice. Thèse Doct., Univ. Paul Cézanne d'Aix-Marseille III, 194p.
- Morton, R. L. & Franklin, J. M.**, 1987. Two fold classification of archean volcanic-associated massive sulfide deposits: *Economic Geology*, V.82, 1057-1063.
- Moyes, A. B.**, 2000. Multi-element geochemistry of borehole data from Tiébélé (Burkina Faso) & implication for alteration and mineralization. *Expl. And Acqu. Division*, V.1, 64p.
- Mücke, A. & Dzigbodi-Adjimah, K.**, 1994. Ore petrographic and geochemical investigations of the birimian manganese orebody of Nsuta/Ghana. *Beih. Eur.J.minerl.*6/1, 338p.

Mücke, A., Dzigbodi-Adjimah, K. & Annor, A., 1999. Mineralogy, petrography, geochemistry and genesis of the paleoproterozoic Birimian manganese-formation of Nsuta/Ghana. *Mineralium Deposita*, 34, 297-311.

N

Naba, S., 1999. Structure et mode de mise en place de pluton granitique emboîté : Exemple de l'Alignement Plutonique Tenkodogo-Yamba dans l'Est du Burkina Faso (Afrique de L'Ouest). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Dakar, Sénégal, 209p.

Naba, S., 2007. Propriété magnétiques et caractères structuraux des granites du Burkina Faso oriental (Craton Ouest Africain, 2,2-2,0 Ga) : implications géodynamique. Thèse Doct., Univ. Paul-Sabatier, Toulouse III, 144p.

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). *J. Afr. Earth Sci.*, 38, 41-57.

Naba, S., Lompo, M., Diallo, P. D., Bouchez, J. L. & Béziat, D., 2000. Schéma structural du socle birimien dans la région du Liptako-Gourma (Est Burkina Faso-Sud-Ouest Niger), Afrique de l'Ouest. (Une revue de la carte géologique du Burkina Faso). *Annales de l'Université de Ouagadougou, Série B, Vol. VIII*, 99-114.

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 Doc. Univ. Franche-Comté, France, 309p.

Napon, S., 2001a. Tiébélé project, Exploration and acquisition Division, Anglo American, 12p.

Napon, S., 2001b. Rapport de synthèse réalisé sur le permis de Tiébélé (1998-2001), Anmercosa Ltd, 15p.

Napon, S., 2001c. Rapport annuel des travaux réalisés sur le permis de Tiébélé (Année 2001). Arrêté 98-095/MEM/SG/DGMG/DG du 06/08/98, 13p.

Neyberg, H., Laduron, D., Martin, H. & Vaerkaeren, J., 1980. The vanadiferous magnetite deposit of Oursi region, Upper-Volta. *Econ. Geol.*, 75, 7, 1042-1052.

Nikiéma, S. J., 1992. Evolution tectonique et magmatique du protérozoïque inférieur du sillon de Djibo (Burkina Faso) au sein du craton Ouest africain. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Dakar, 172p.

O

- Oftedal, C.**, 1958. A theory of exhalative-sedimentary ores: Geologiska föreningens I Stockholm förhandlingar. V.80, 1-19.
- Ohmoto, H. & Skinner, B. J.**, 1983. The Kuroko and related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Economic Geology Monograph, Economic Geology Publishing Company, Lancaster, Pa., 604p.
- Orgeval, J. J., Giot, D., Karoui, J., Monthel, J. & Sahli, R.**, 1986. Le gisement de Pb-Zn de Brou Grine (Atlas Tunisien). Description et historique de la découverte. Chron. Rech. Min., N°4482, 5-32.
- Ouédraogo, J.**, 1975. Étude par méthode géophysique (polarisation provoquée, magnétisme au sol et électromagnétisme) d'une anomalie géochimique en Cu-Pb-Zn dans la région de Garango en république de Haute Volta. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Sci. Tech. Languedoc (Montpellier), 135 p.
- Ouédraogo, M. F.**, 1987. Cartographie minérale et implications métallogéniques au Burkina Faso. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Orléans, 192p.
- Ouédraogo, M. F.**, 1989. Élément de synthèse sur l'évolution géo structurale et la métallogénie de la ceinture birimienne de Boromo (Protérozoïque inférieur, Burkina Faso). Thèse Doct non publiée. Sci., Univ. Orléans, 115p.

P

- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Fowler, T. K. Jr.**, 1991. Aureole Tectonic. In: "Contact metamorphism", Kerrick, D., éd., Reviews in Mineralogy, 26, 673-712.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G.**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor S-R.** 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Peter, J. M. & Scott, S. D.**, 1999, Windy Craggy, northwestern British Columbia: The world's largest Besshi-type deposit, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology, V. 8, 261-295.
- Picot, P. & Johan, Z.**, 1982. Atlas of ore minerals, BRGM, elsevier, 458p.

- Plimer, I. R.**, 2006. Manganoan garnet rocks associated with the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebody, Australia. *Mineralogy and Petrology*, ISSN, V.88, 443-478.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D. & Leger, J. M.**, 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1Ga juvenile continental crust: the Birimian of south-western Niger. *Precambrian research*, 70, 281-301.
- Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y. & 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. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 167, 4, 529-541.
- Pouit, G.**, 1984. Les gisements à sulfure massif exhalative-sédimentaire : une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. *Chron. Rech. Min.*, N°478, 31-34.
- Poulsen, K. H., & Hannington, M. D.**, 1996. Volcanic-associated massive sulphide gold, in Eckstrand, O. R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., eds., *Geology of Canadian mineral deposit types: Geology of Canada*, V.8, 183-196.
- Poulsen, K. H., Robert, F. & Dubé, B.**, 2000. Geological classification of Canadian Gold Deposit: Geological survey of Canadian bulletin 540, 106p.
- Praveen, M. N., Ghosh, B., Shrivastava, H. S., Dora, M.L. & Gaikwad, L. D.**, 2007. Sulphide Mineralisation in Betul Belt: Classification and General Characteristics. *Jour. Geol. Society of India*, V.69, 85-91.

R

- Ramchandra, H. M. & Pal, R. N.**, 1992. Progress Report on the study of geochemistry and Cu-Pb-Zn mineralisation in Kherli Bazar area, Betul, M.P. *Geol. Surv. India*. (unpublished).
- Ratomaharo, S., Demange, M., Fonteilles, M., Joron, J. L. & Treuil, M.**, 1988. La série birimienne de Perkoa (Burkina Faso): géochimie et minéralogie; interprétation lithostratigraphique; conséquence sur la géodynamique du Birimien. *C.R. Acad. Sci., Fr., Sér.II*, 307, 2033-2040.
- Richard, D.**, 1987. Proterozoic volcanogenic mineralization style. In: T.C. Pharaoh, R. D. Beckinsale and D. Richard (Editors), *Geochemistry and Mineralisation of Proterozoic Volcanogenic Suites*. *Geol. Soc. Spec. Publ. Blackwell, Oxford*, 3323-3335.
- Robb, V. M.**, 1999. Petrographic examination of fourteen drill core samples from Burkina Faso, Anmercosa Exploration, PETU, M99X5001, 14p.
- Robb, V. M. & Bashoff, F.**, 2000. Petrographic examinations of six samples from the Tiébélé project, Burkina Faso. EAD Petrology Unit Report BF/TIEB/SN/PET01.

Robb, V. M. & Theron, S. J., 1999. Petrographic and mineralogical examination of samples from the Tiébébé zinx prospect, Burkina Faso. EAD Petrology unit report0869BF/PETU2, BF 000156.

Roy, A. & Prasad, M. H., 2001. Precambrian of central Indian: a possible tectonic model. Geol. Surv. India. Spl. Publ., V.64, 177-197.

S

S.A.P.A., 1961. Étude géophysique aérienne en Haute-Volta. Zone de Gaoua, et de Pô.

Sagatzky, J., 1954. La géologie et les ressources minières de la Haute –Volta méridionale. Bull. Dir. Fed. Mines Geol. A.O.F., N°13, Dakar, 230p.

Sangster, D. & Scott, S. D., 1976. Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulphide ores of North America: In Wolf, K.H. handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, 129-222.

Sanogo, A. D., 1993. Conditions structurales et minéralogiques du filon aurifère de Poura (Province du Mouhoun, Burkina Faso). Thèse Orléans Géosciences, Mémoire N°10, Fr., 266p.

Sanou, T., 1987. Rapport technique de détail n° 34 TIGANA-DOURE, éléments Cu-Pb-Zn. 4f + cartes.

Satran, V., 1984. Carte métallogénique des zones birimiennes de Boromo et de Houndé. Echelle 1/400000. Edit. BUVOGMI.

Satran, V. & Wenmenga, U., 2002. Géologie du Burkina Faso. Czech Geol. Survey, 136p.

Sawkins, F., 1976. Massive Sulphide deposit in relation to Geotectonics geological association of Canada, Special Publication, 14, 221-240.

Schwartz, M. O. & Melcher, F., 2001. The geology of the Perkoa Zinc deposit, Burkina Faso, workshop VMS potential in the birimian.BGR/BUMIGEB.Ouagadougou, Dec., 2001.

Séguin, E., 1983. Interprétation des résultats de sondages réalisés à Kwademen en Haute-Volta, Rapp. BUMIGEB, 19p.

Sondo, D., 1986. Les minéralisations en or de Bouroum (NE du Burkina Faso) dans leur contexte géologique et structural : approche métallogénique. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, France,.

Solomon, M., 1976. Volcanic massive sulphide deposit and their host rocks-a review and an explanation: In Wolf K.H., editor, Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore deposits: II: regional studies and specific deposits. Elsevier, Amsterdam, 1307-1328.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345.

Sylvester, P. J. & 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. *J. Geol.* 100, 377–393.

T

Tagini, B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. SODEMI, Abidjan, 302p.

Taylor, B. E., 1990. Carbon dioxide and methane in hydrothermal Vent fluid from middle valley, a sediment-covered ridge segment (abstract): *E.O.S.*, V.71, p.1569

Traoré, A. S., Thèse en cours.

Trinquard, R., 1967. Rapport de fin de campagne sur le degré carré de Tenkodogo. Rapp. DGM, Ouagadougou.

Trinquard, R., 1969. Rapport de synthèse des travaux géologiques et de prospections effectuées sur le degré carré de Tenkodogo. Rapp. Inéd. B.R.G.M., Ouagadougou, 236p.

Trinquard, R., 1971. Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 de Tenkodogo. Edit. B.R.G.M. Arch. D.G.M., Ouagadougou, 37p.

Trinquard, R., Kagambèga, N., Naba, S., Castaing, C., 2003. Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000, Feuille Tenkodogo.

Turner, R. J. W., Leitch, C. H. B., Ross, K., Höy, T. & Delaney, G. D., 1995. District-scale rift-hosted hydrothermal field associated with the Sullivan stratiform lead-zinc deposit, British Columbia, Canada: Mineral deposits Research Unit, Short Course.

U

Urbale, T., 1987. The effect of pressure on the partitioning ratios of lead and Zinc between vapour and rhyolite melts: *Economic Geology*. v. 82, 1049-1052.

V

Vachette, M. & Ouédraogo, O. F., 1978. Ages birimiens déterminés par la méthode du strontium sur des granitoïdes de Boulsa (Centre-Est de la Haute-Volta), 5p. Inédit.

Van, A., 1938. Rapport sur la mission de recherche minière effectuée dans le permis de la Société des Recherches Minières de Pô-Tenkodogo. Rapp. S.R.M., 41p.

W

Walker, R. R. & Mannard, G. W., 1974. Geology of the Kidd Creek Mine A Progress Report Canadian Mining Metallurgy Bulletin, V. 67, 41-57.

Ward, S. H., 1966. Introduction to Chapter III, The search for massive sulphides, Mining Geophysics, v. 1: Society of exploration Geophysics, 117-129.

Wenmenga, U., 1986. Pétrologie des ensembles lithologiques du Protérozoïque inférieur au NE de Ouagadougou (Burkina Faso- Craton Ouest Africain). Etude pétrographique, géochimique et géochronologique. Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 275p.

Wenmenga, U. & Affaton, P., 2003. Les anomalies géochimiques (Pb-Zn-Cu) du district métallogénique de la région de Gaoua, ceinture birimienne de Poura, Burkina Faso. Jour. of Mining and Geol. V39 (1), 29-38.

Y

Yao, Y. & Robb, L. J., 2000. Gold mineralization in Palaeoproterozoic granitoids at Obuasi, Ashanti region, Ghana: Ore geology, geochemistry and fluid characteristics. South African J. Geol., 103, 255-278.

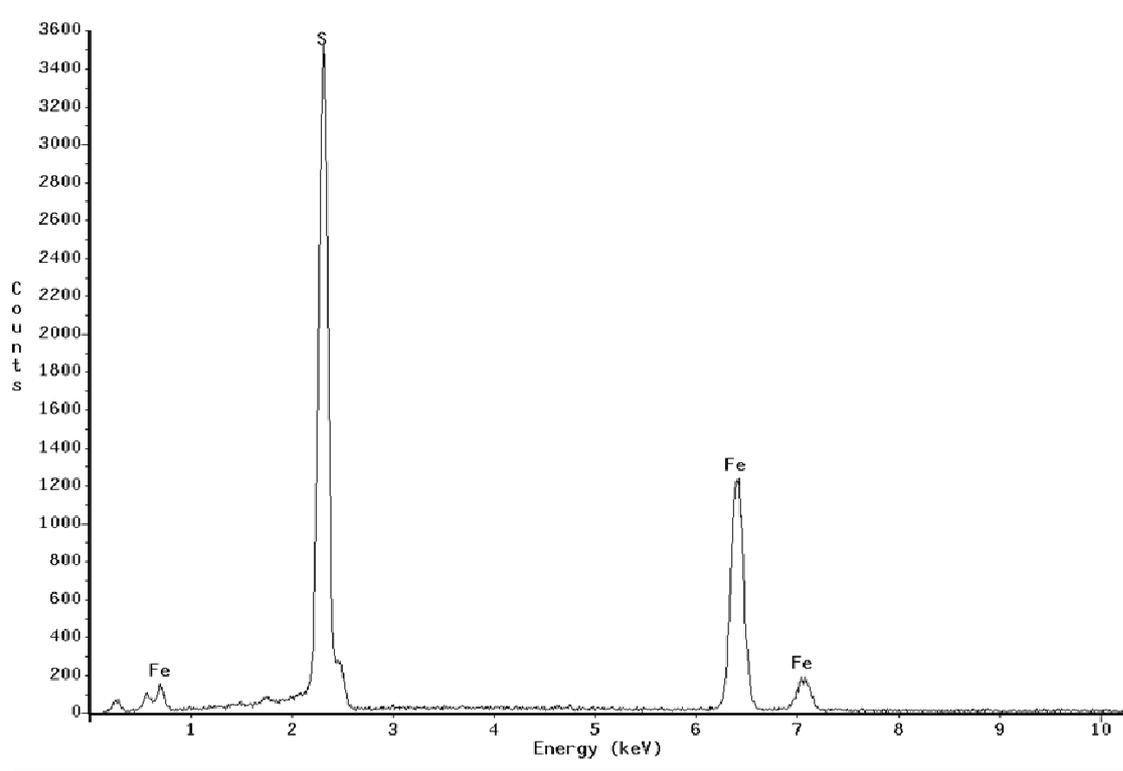
Z

Zonou, S. 1987. Les formations leptyno-amphibolitiques et le complexe volcanique et volcano-sédimentaire du Protérozoïque inférieur de Bouroum-nord (Burkina Faso – Afrique de l’Ouest). Etude pétrographique, géochimique, approche pétrogénétique et évolution géodynamique. Thèse de l’Université de Nancy, 294p.

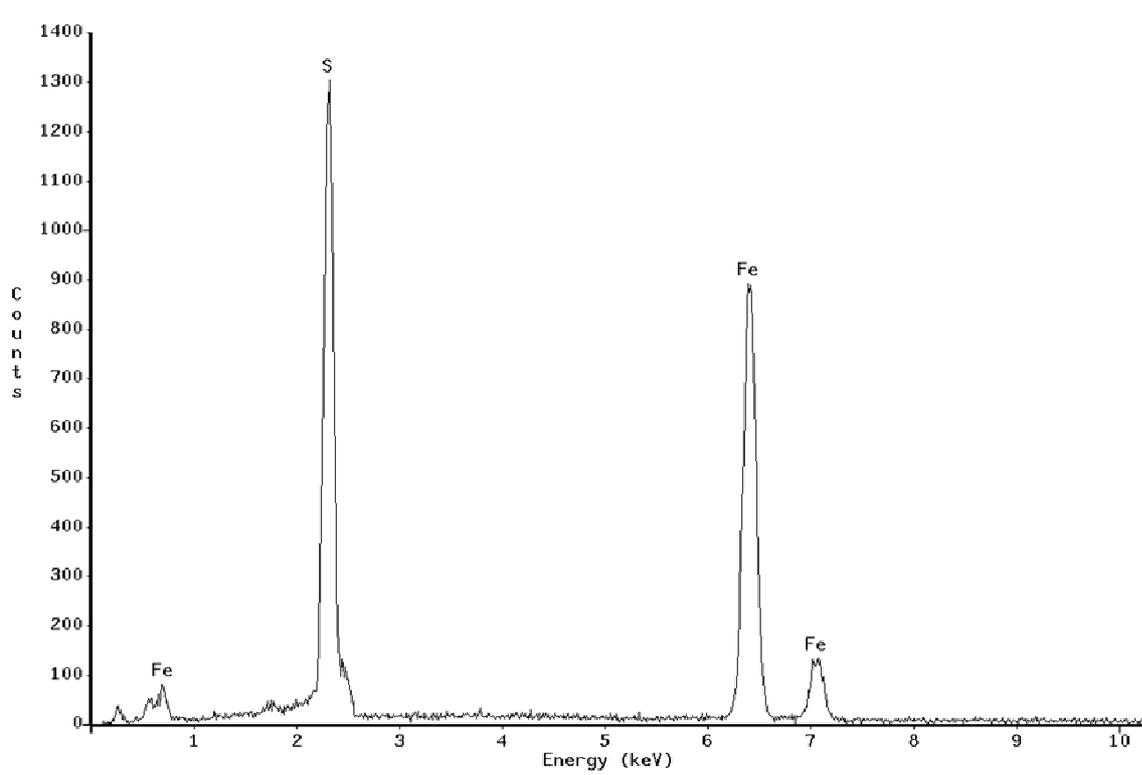
Zoungrana, G. E., 1981. Les bandes birimiennes de Matiakoalie, Matiabdiaga et de Boulgou-bohongo: géologie géochimie. Haute-Volta, BUVOGMI, 42p.

ANNEXE I

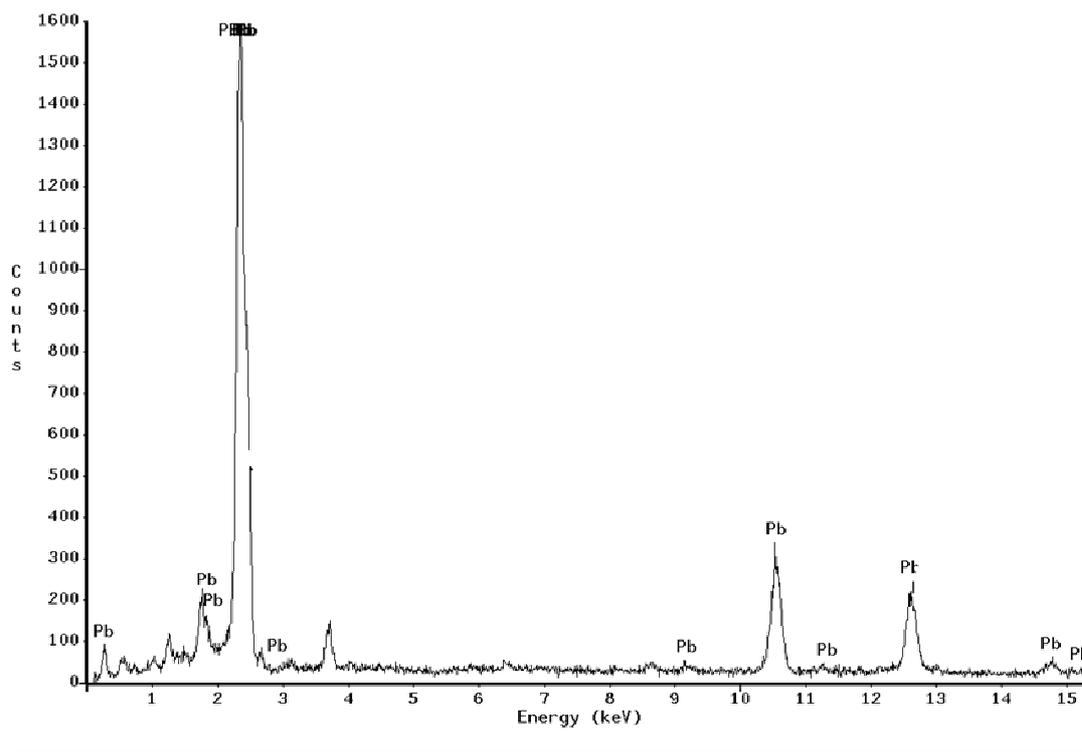
Données analytiques-Tableaux comparatifs-Comparaison des résultats



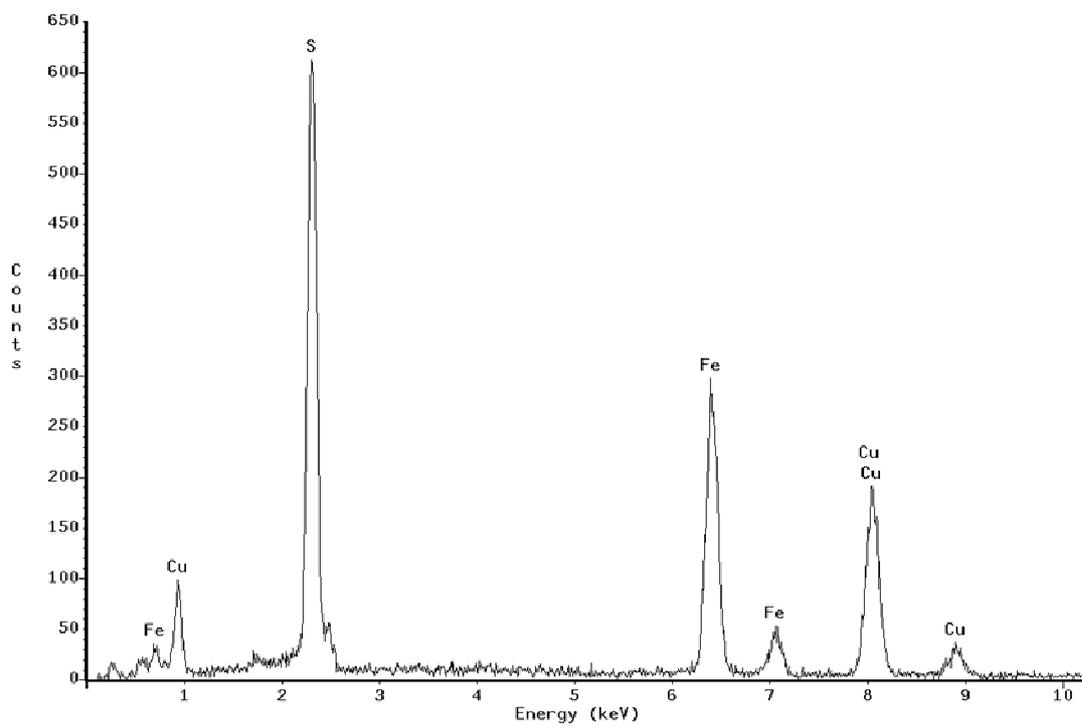
RX caractéristique de la pyrite observée dans l'échantillon KBH1-97m (travaux en cours)



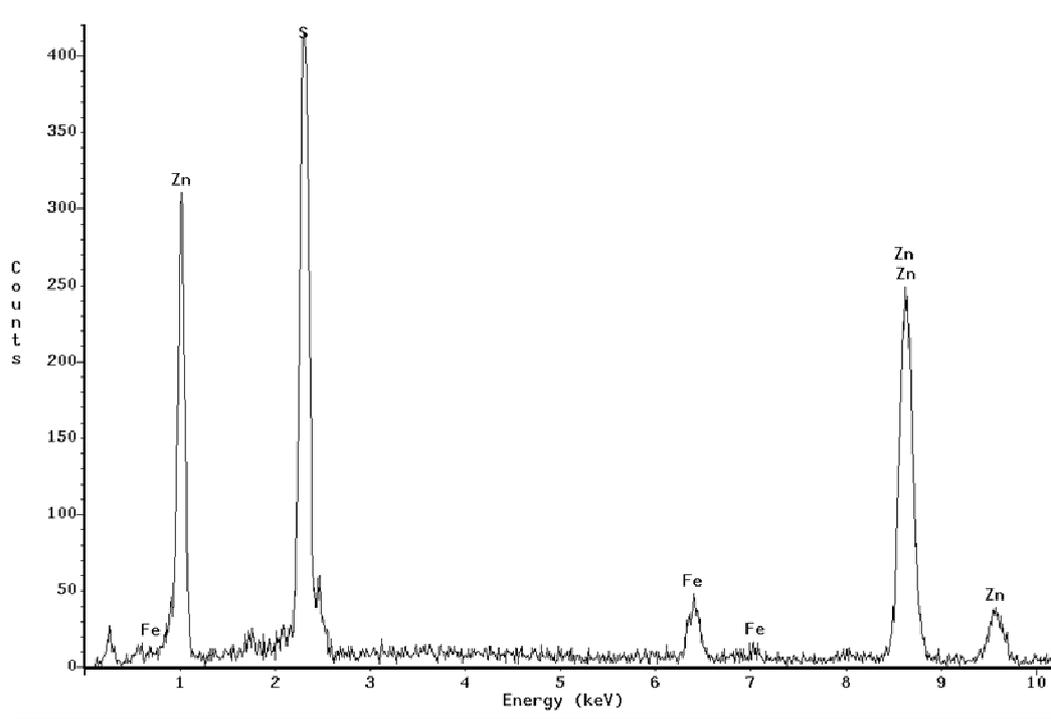
RX caractéristique de la pyrrhotite observée dans l'échantillon KBH1-132m (travaux en cours).



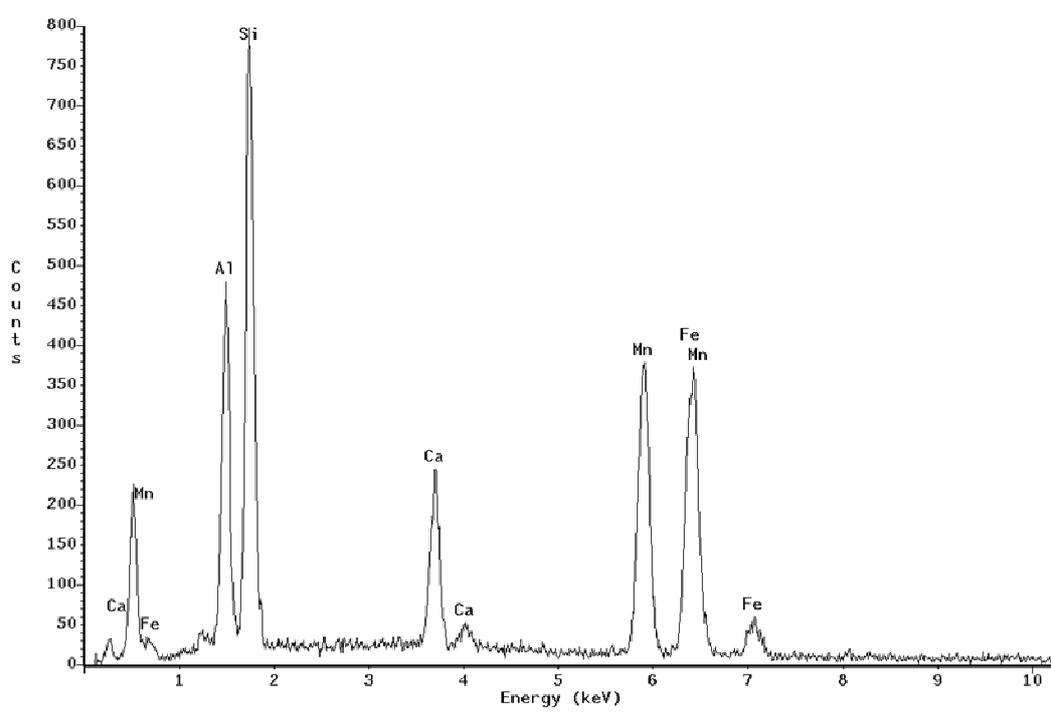
RX caractéristique de la galène observée dans l'échantillon NBH11-92,7m (travaux en cours)



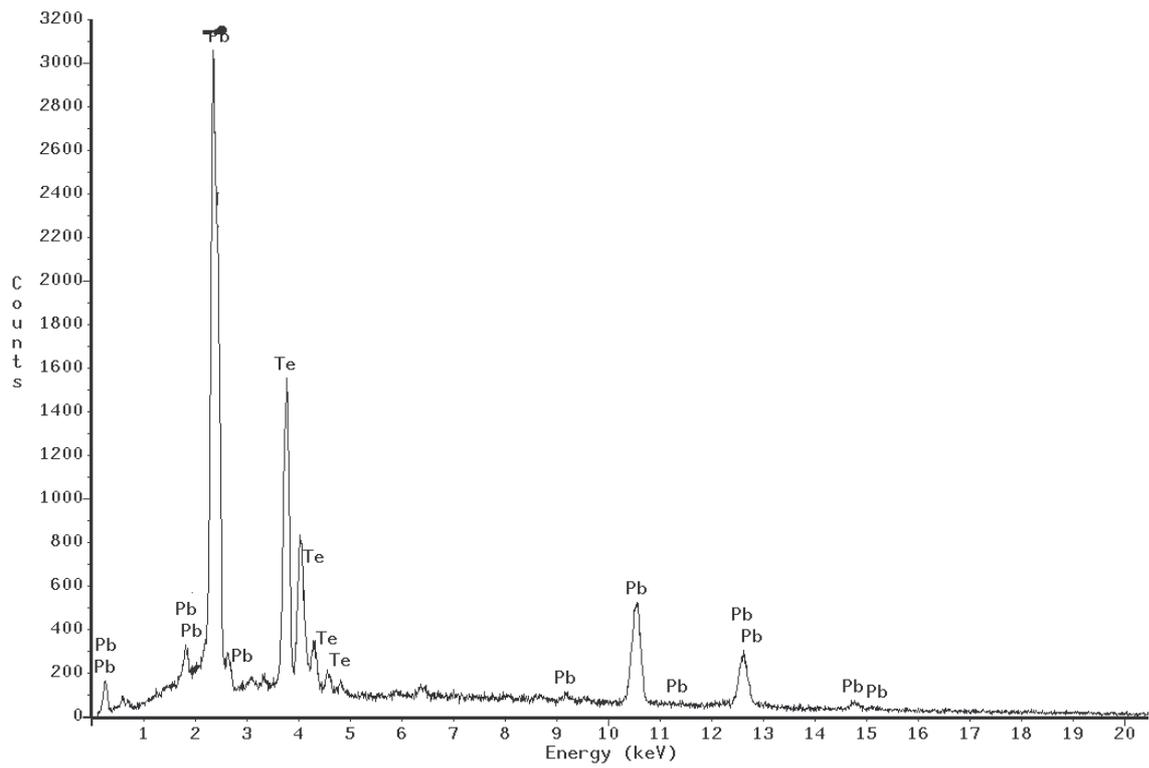
RX caractéristique de la chalcopyrite observée dans l'échantillon NBH11-92,7 (travaux en cours)



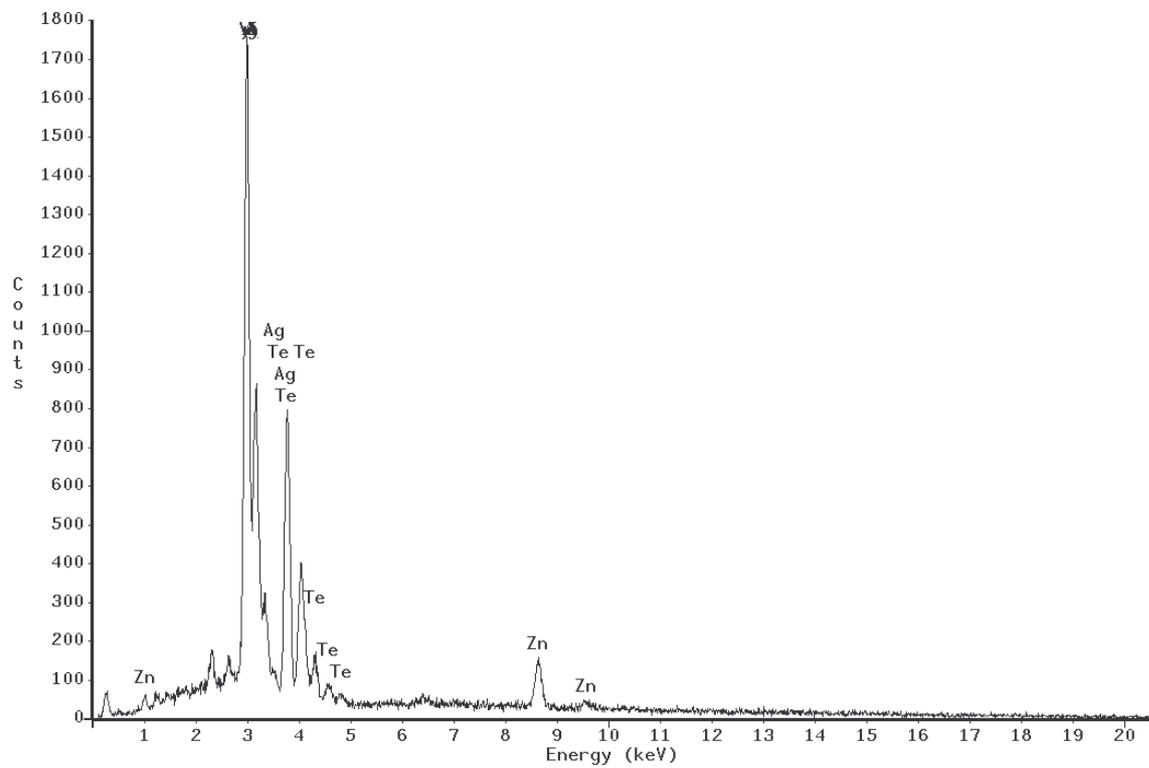
RX caractéristique de la sphalérite observée dans l'échantillon NBH11-92,7 (travaux en cours)



RX caractéristique du grenat almandin manganésifère observé dans l'échantillon T6-103,2 (travaux en cours)



RX caractéristique de l'altaite (PbTe). Echantillon NBH13-70 (travaux en cours)



RX caractéristique de la Hésite (Ag₂Te) en inclusion dans la sphalérite (Zn). Echantillon NBH13-70 (travaux en cours)

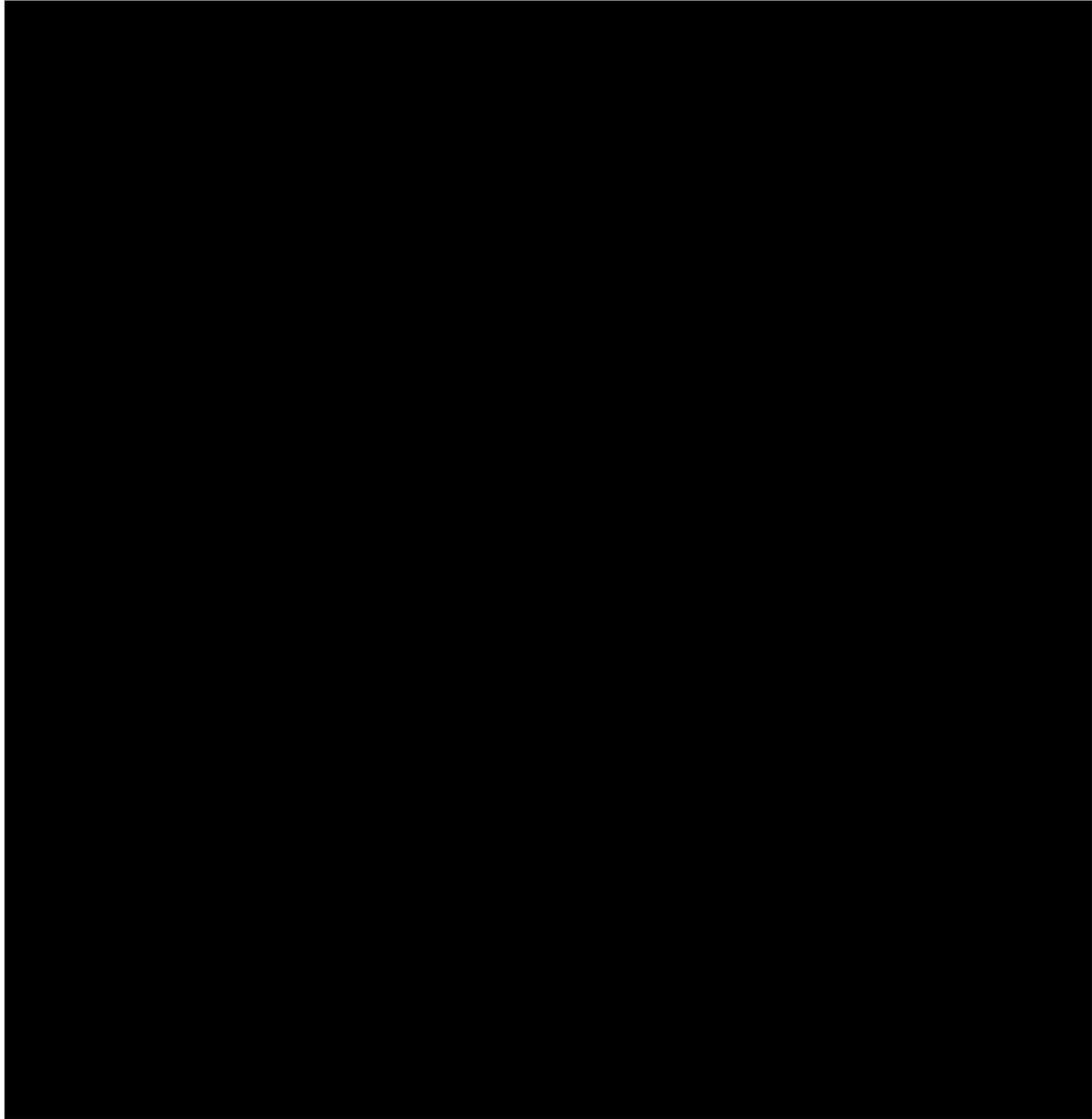


Tableau I : Coordonnées géographiques des sites d'échantillonnage



Tableau II : Localisation des pointes de sondages KBH1-KBH2-KBH3 pour Koubongo. NBH11-NBH12-NBH13 pour Nabénia. T1-T2-T3-T4-T5-T6 pour Loubel). NB : Les coordonnées (approximatives) T1...T6 sont calculées sur la base de leurs positions sur des cartes préexistantes.

Prospect	Sondage	Lames minces	Sections polies
Koubongo	KBH1	KBH1-80,5m; 84m; 92,4m; 108m; 108,7m; 110,8m; 115m; 140m; 113,8m; 97m; 109,4m; 132m; 120,8m; 77,2m	KBH1-97m; 108m; 109,4m; 120,8m; 121m; 127; 132m
	KBH2	KBH2-97m; 92,4m; 113,3m; 136,3m; 137,3m; 109m; 98m; 116,6m; 122m; 130m	
Nabénia	NBH11	NBH11-89m; 117m; 88,5m; 120,5m; 85,5m; 80m; 137,7m; 97m; 105,5m	NBH11-82m; 91m; 105,5m; 88,5m; 92,7m
	NBH12	NBH12-68m; 88m; 124m; 125,4m; 60,1m	
	NBH13	NBH13-40m; 45m; 43m; 47,3m; 61m; 67m; 70m; 76m; 95m; 96,5m; 77m	NBH13-56,5m; 54,2m; 70m
Loubel	T1	T1-75,26m; 119,4m; 62,25m; 124m; 77,05m; 50m	T1-62,25m; 121,9m
	T2	T2-38,30m; 61,5m; 67,5m; 71m; 76,9m; 117m; 135m; 135m; 133,3m	T2-76,9m; 94m; 104m; 133,3m; 117m
	T4	T4-20,2m; 20,3m; 29,5m; 54,5m; 68m; 78,5m; 81,45m; 186,43m	T4-186,43m
	T5	T5-85,5m; 90m; 91,8m; 221,3m; 97m; 146m	T5-97m; 142m; 146m; 215m
	T6	T6-39m; 52m; 76m; 94,5m; 97,4m; 101,45m; 103,2m; 109,1m; 114,7m; 185,2m; 199m; 200m; 127m	T6-103,2m; 101,45m; 109,1m

Tableau III : Lames minces et surfaces polies réalisées dans le cadre de ce mémoire



Tableau IV : Densité et résistivité électrique des sulfures liés aux minéralisations types VMS (Hunt et al., 1995 ; Telford et al., 1990)

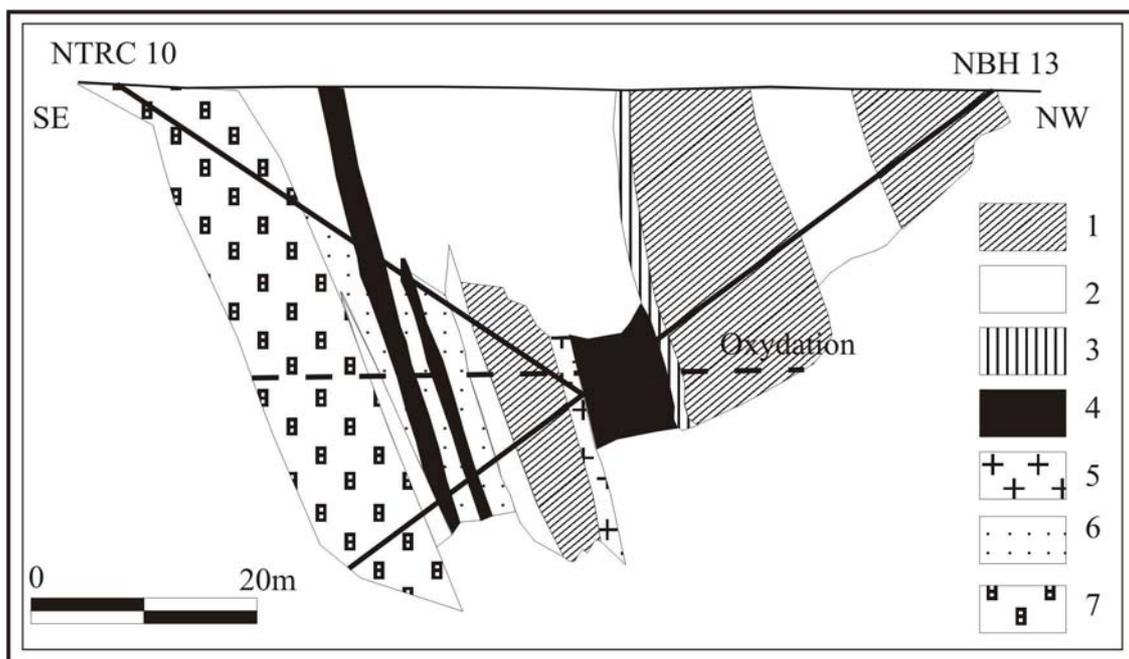


Figure 1 : Coupe schématique montrant la disposition des corps minéralisé des indices de Nabénié (in Napon, 2001) : 1 : Méta-sédiment clastique. 2 : Méta-volcanite acide. 3 : Méta-sédiment chimique. 4 : Corps minéralisé. 5 : Granitoïdes (tonalite). 6 : Talc-schiste. 7 : Intrusion basique.

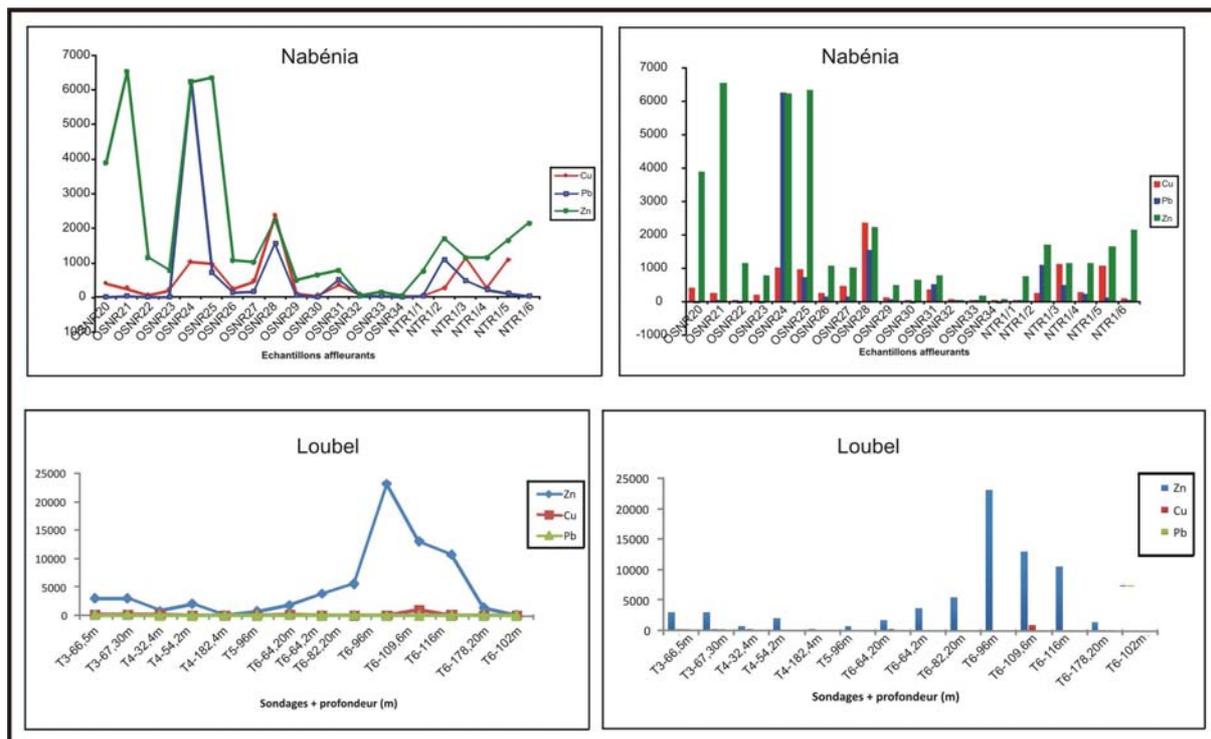


Figure 2 : Relation entre teneur en Cuivre (Cu), Plomb (Pb) et Zinc (Zn) dans les échantillons affleurants de Nabénia d’une part et entre ces mêmes métaux dans les échantillons de sondages de Loubel. Le Zn est le plus exprimé suivi de Pb et du Cuivre à Nabénia. A Loubel, la forte teneur ponctuelle en Zn dans T6 masque celles des autres métaux. Cependant il est secondé par le Cu.

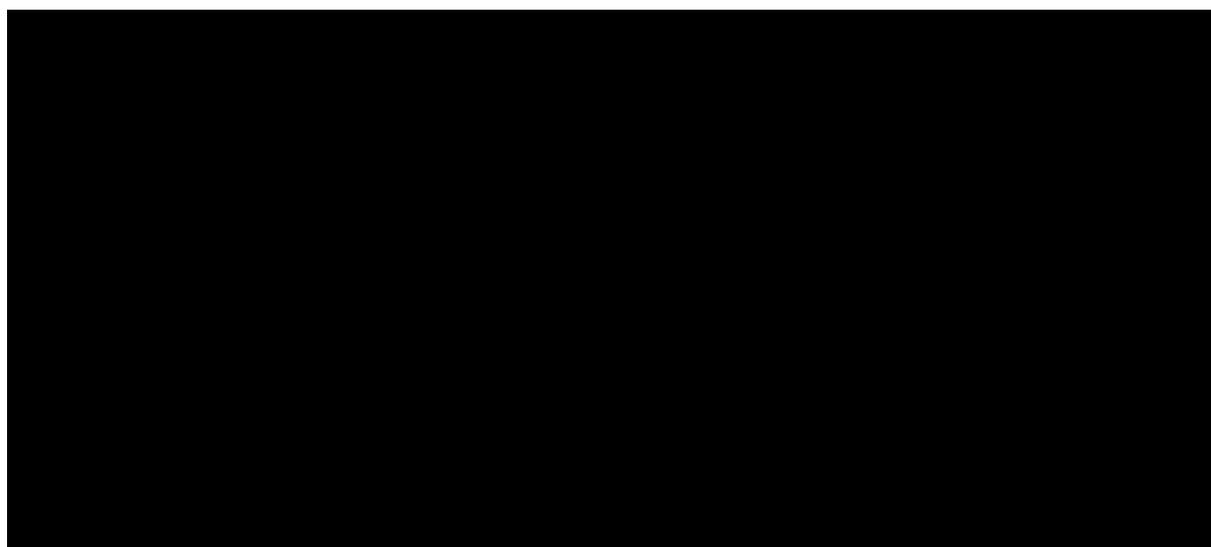


Figure 3 : Résultats des tranchées des indices de Loubel (*in Rapport annuel des travaux réalisés sur le permis Tiébélé (Année 2001)*)

Sondages N°	Debut (m)	Fin(m)	Epaisseur (m)	Teneur Zn, Cu, Pb, Ag, Au	Commentaires
NTRC2	19	19	10	0,39%Zn, <0,1%Cu, <0,1%Pb 2,5g/t Ag	10m @ 0,39%Zn incluant 1m (20-21m) @ 1,16% Zn <0,1%Cu, <0,1%Pb, 1,7g/t Ag. Sediments graphitiques associés à un sédiment chimique et un gossan
NTRC3	2	14	12	0,67%Zn, <0,1%Cu, <0,1%Pb 1,5g/t Ag	12m @ 0,67%Zn incluant (4-5m) @ 1,08%Zn, 0,1%Cu, 0,06%Pb, 3g/t Ag.
	22	26	4	0,9%Zn, <0,1%Cu, <0,1%Pb, 7g/t Ag	Roches chloritisées et sericitisées à yeux de quartz
NTRC6	30	36	6	2,6%Zn, 17g/t Ag	6m @ 2,6%Zn incluant 1m (30-31m) @ 1,2%Zn 0,6%Cu, 1,9%Pb, 68g/t Ag, 1,1g/t Au & 1m (32-33m) @ 7,9% Zn, 0,28% Cu, 0,29%Pb, 10g/t Ag, sédiments graphiteux associés à un sédiments chimique
	45	49	4	3,1%Zn, <0,1%Zn, <0,1%Pb, 0,6g/t	Incluant 1m (46-47m) @ 8,7% Zn, 2%Cu, < 0,1%Pb, 1,3g/t Ag
NTRC9	16	20	4	2,5%Zn, <0,1%Cu, <0,1%Pb, <1g/t Ag	Saprolite
NTRC10	39	47	8	1,02%Zn	

Resultats des données de sondages RC des indices de Nabéniá

Figure 4 : Résultats des données de sondage RC (in Rapport annuel des travaux réalisés sur le permis Tiébélé (Année 2001))

Indices	Sondages	Intersection	Minéralisation	Debut (m)	fin (m)	Epaisseur (m)	Zn (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)	Ba (%)	100Pb/(Pb+Zn)	
Kouabongo	KBH3	Niveau Supérieur	Stratiforme	80,75	81,1	0,35	0,02	0,01	0,03	0,8	Tr	0,1	33	
			Veinule du mur	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Niveau Inférieur	Veinule du mur	87,75	88,2	0,46	1,72	1,11	0,15	16,6	0,1	0,01	-	12
			Stratiforme	102,55	104,1	1,55	1,36	0,14	0,13	2,5	Tr	0,01	-	9
	KBH2	Niveau Supérieur	Stratiforme	104,1	107,1	3,00	0,11	0,01	0,02	0,3	Tr	0,01	-	8
			Veinule du mur	99,9	100,7	0,80	0,17	0,03	0,01	2,0	Tr	0,01	-	15
		Niveau Inférieur	Veinule du mur	103,27	111,18	7,91	0,06	0,02	0,02	1,0	Tr	0,02	-	25
			Stratiforme	111,18	116,00	4,82	Tr	Tr	0,01	0,4	Tr	Tr	-	-
	KBH1	Niveau Supérieur	Stratiforme	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
			Veinule du mur	108,29	100,03	0,74	0,19	0,02	0,01	1,1	Tr	0,01	-	10
		Niveau Inférieur	Stratiforme	111,29	116,61	0,32	0,10	Tr	Tr	0,5	Tr	0,01	-	-
			Veinule du mur	122,52	125,43	2,91	0,01	Tr	0,01	4,9	Tr	Tr	-	-
Nabéniá	NBH13	Niveau Supérieur	Stratiforme	45,00	55,5	10,5	3,27	0,4	0,38	29,4g/t	Tr	-	-	
			Veinule du mur	55,5	64,90	9,4	1,53	0,11	0,01	1,5	Tr	-	-	
		Niveau Inférieur	Stratiforme	70,00	72,00	2,00	4,51	0,77	0,12	13,8	0,1	-	-	
			Veinule du mur	72,00	73,90	1,90	0,57	0,12	0,01	1,3	Tr	-	-	
	NBH12	Niveau Supérieur	Stratiforme	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
			Veinule du mur	108,65	112,36	3,71	0,02	Tr	0,02	0,4	Tr	-	-	
		Niveau Inférieur	Stratiforme	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
			Veinule du mur	126,05	132,4	6,35	0,02	Tr	Tr	0,1	Tr	-	-	
	NBH11	Niveau Supérieur	Stratiforme	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
			Veinule du mur	108,65	112,36	3,71	0,02	Tr	0,02	0,4	Tr	-	-	
		Niveau Inférieur	Stratiforme	97,00	98,10	1,10	2,49	0,02	0,06	15,0	0,2	-	-	
			Veinule du mur	98,10	99,17	1,07	0,12	Tr	0,01	0,4	Tr	-	-	

Figure 5 : Résultats des données de sondages carottés (in Rapport annuel des travaux réalisés sur le permis Tiébélé (Année 2001))

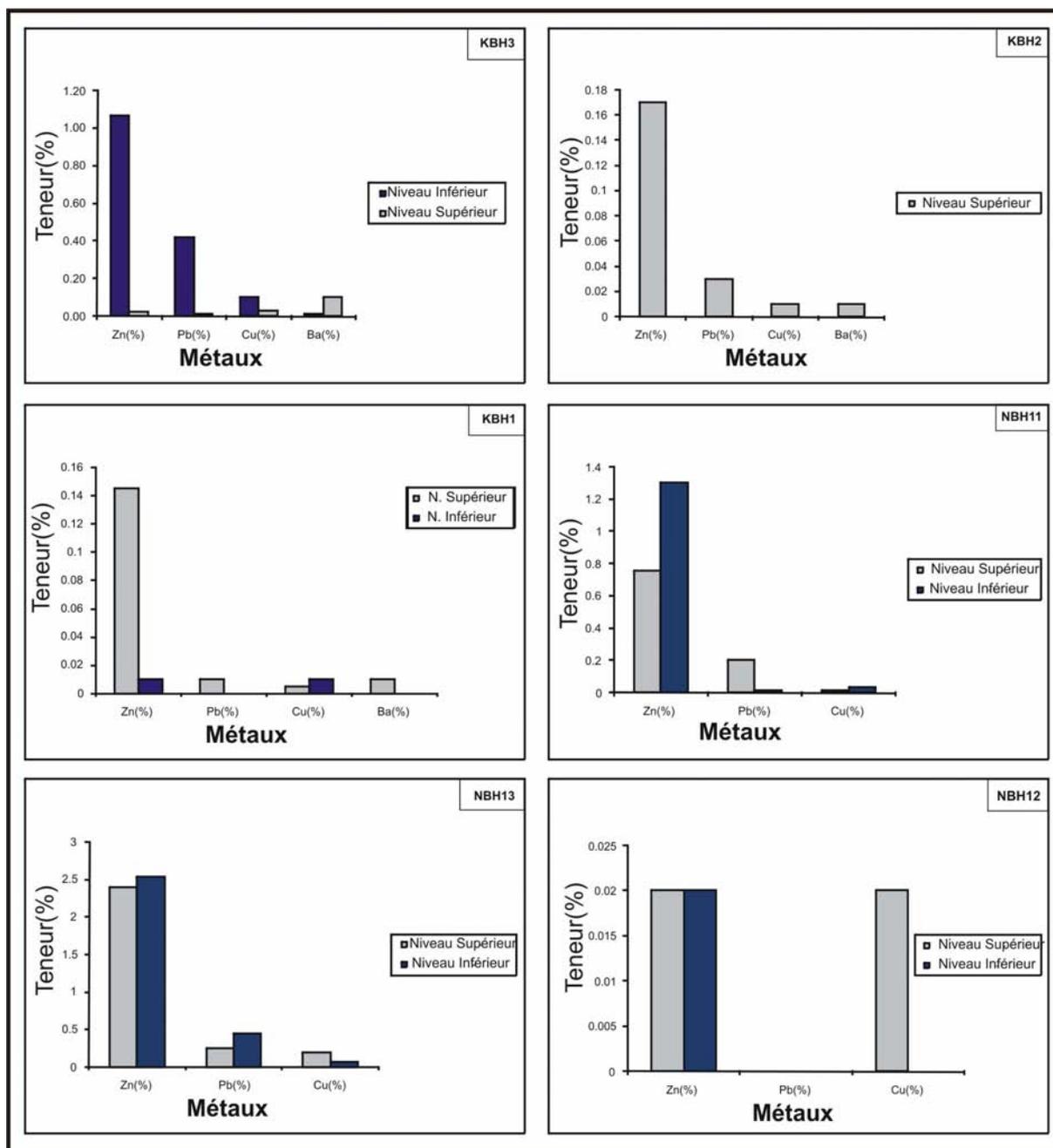


Figure 6 : Relation entre les niveaux minéralisés des prospectes de Koubongo et de Nabénia impliquant les teneurs en métaux.

QUELQUES DEFINITIONS

Gossan ou chapeau de fer : ils forment une croûte rougeâtre dominée par des oxydes ferrugineux comme résultat de la météorisation des sulfures. Ils se forment dans l'ancienne nappe phréatique par oxydation des sulfures. La percolation gravitationnelle des eaux météoriques oxydées et riches en métaux vers les sulfures primaires provoque la précipitation des métaux sous diverses formes, parce que l'environnement devient de plus en plus réducteur. Cela provoque une zone enrichie en métaux, appelé enrichissement supergène, et qui est souvent minée car elle est enrichie en métaux, peu indurés et parce qu'elle affleure. (Beaudoin, 2006).

Propylitique : Présence d'épidote et/ou de chlorite, sans lessivage significatif des cations tels Na, Ca, K etc. H₂O, CO₂ et S peuvent être ajoutés à la roche (Beaudoin, 2006).

Syngénétique : Se dit d'une minéralisation qui s'est formée en même temps que la roche encaissante. Exemple les minéralisations de type SEDEX, les VMS (Beaudoin, 2006).

Stratabound : Se dit d'une minéralisation qui est encaissée uniquement par une unité de roches encaissante (Beaudoin, 2006).

Stratiforme : Corps minéralisé ayant la forme d'une strate, soit une forme tabulaire, et qui est concordant avec la stratigraphie encaissante. Observés dans les gites syngénétiques (Beaudoin, 2006).

Indice : Pour une substance donnée, traces observées en un point permettant d'envisager que cette substance existe non loin en plus grande abondance (Foucault et Raoult, 1997).

Gîte : Synonyme de gisement (au sens 1), mais réservé le plus souvent à des masses minérales comportant un ou plusieurs métaux susceptibles d'une exploitation (Foucault et Raoult, 1997). Nous avons employé ce terme pour signifier qu'il s'agit d'une concentration minérale non économique à l'état actuel des travaux.

Prospect : Gite minéral ayant fait l'objet de quelques travaux de prospection

Orbicule : Boule sphérique ou ovoïde de un à quelques centimètres, dans les roches magmatiques ayant un noyau grenu entouré de couches concentriques alternativement composées de feldspaths en baguettes rayonnantes, et de lits de minéraux ferromagnésiens (Foucault et Raoult, 1997). Nous avons employé ce terme pour les cristaux ovoïdes d'amphibole à granules d'opaque et aux limites imprécises d'une part et d'autre par pour décrire les cristaux de chiastolite en partie déstabilisée en séricite observée dans les schistes graphiteux.

Une ressource minérale est une concentration ou une occurrence minérale d'intérêt économique intrinsèque, sous une forme, une qualité et une quantité telles qu'il ya des perspectives raisonnables pour une future exploitation économique.

Une réserve est la partie de la ressource techniquement et économiquement exploitable à un instant donné.

Liste des Figures

INTRODUCTION

Figure 1 : A : Présentation de la Dorsale de Léo (Bessoles, 1977). B : Carte géologique simplifiée du Burkina (Hottin et Ouédraogo, 1975 ; Castaing et al., 2003) 3

CHAPITRE I

Figure I-1 : Classification lithologique des gisements types VMS par Barrie et Hannington (1999) 8

Figure I-2 : Carte géologique de la mine de Kidd Creek d'après Hannington et al. (1999) 11

Figure I-3 : Colonne synthétique de la série volcanique de Douar Lahjar (Haimeur, 1988) 13

Figure I-4 : A : Modèle de VMS proposé par Lydon (1984) ; B : Type Sedex proposé par Lydon (1995) 14

Figure I-5 : Carte de synthèse des minéralisations supposées amas sulfurés et de métaux de base au Burkina Faso. (Ouédraogo, 1975 ; Levin et Eisenburger, 1985 ; Ouédraogo, 1987 ; Napon, 1988 ; Lompo, 1991 ; Sanou, 1987 ; Zoungrana, 1981 ; Castaing et al., 2003) 20

Figure I-6 : Coupes schématiques montrant les lentilles (en noir) constituant les minéralisations de Perkoa (Napon, 1988 modifié par Schwartz et Melcher, 2001) 21

Figure I-7 : Carte des isoteneurs en Or (Au), Zinc (Zn) et Cuivre (Cu) dans la région de Kwademen d'après Seguin (1983) modifiée par Ouédraogo (1989) 23

Figure I-8 : Carte géologique de l'anomalie cuprifère associée aux amas de sulfure de la région de Gaoua d'après Sattran (1984) 24

Figure I-9 : Carte géologique de la bande birimienne de Matiakoali, Matiabdiogo et Boulgou (Zoungrana, 1981) 26

Figure I-10 : Modèle des faciès volcano-sédimentaires du Birimien au Nord-Est de la Haute -Volta, actuelle Burkina Faso (Levin et Eisenburger, 1985) 27

Figure I-11 : A- Emplacement des anomalies des zones étudiées sur fond topographique de l'IGB (Institut Géographique du Burkina). B : Prospection géochimique pour zinc dans la région de Tiébélé (degré carré de Tenkodogo) 30

Figure I-12 : Carte de localisation des 14 anomalies de la région de Tiébélé (Napon, 2001a) 31

Figure I-13 : Carte géologique de Tiébélé mettant en évidence les éléments structuraux, d'après (Napon, 2001a) et position des trous de sondage carottés dans les trois prospects 32

CHAPITRE II

Figure II-1 : Carte géologique simplifiée de la région de Tiébélé (Trinquard et al., 2003 ; Bonnard et al., 2003) 37

Figure II-2 : Esquisse géologique de la région de Tiébélé 40

Figure II-3 : Coupes schématiques réalisées dans la région de Tiébélé 41

Figure II-4 : Relation entre les roches de ceinture elles-mêmes et entre les roches de ceinture et les granitoïdes 42

Figure II-5 : Photographie et microphotographie des méta-volcanites basiques 45

Figure II-6 : Faciès rencontrés en sondage et en affleurement 47

Figure II-7 : Microphotographie des méta-volcanites acides 49

Figure II-8 : Faciès de surface et de profondeur 53

Figure II-9 : Microphotographie des méta-sédiments 54

Figure II-10 : Microphotographie des intrusions basiques 59

Figure II-11 : Photographie et microphotographie des granitoïdes 64

Figure II-12 : Relation entre granitoïdes et roches de ceintures et entre les granitoïdes eux-mêmes 70

CHAPITRE III

Figure III-1 : Répartition des faciès de Tiébélé dans le diagramme de Jensen (1976) (A) et dans le diagramme de Le Bas et al. (1986) (B)	73
Figure III-2 : Diagrammes de variation des éléments majeurs dans les formations volcano-plutoniques de la région de Tiébélé (in Lompo, 2009).....	80
Figure III-3 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun and McDonough, 1989) de la série volcano-plutonique de Tiébélé.....	82
Figure III-4 : A : Granites à amphibole (carré noir) et granites à biotite (carré blanc) dans le diagramme de discrimination Zr en fonction de TiO ₂ des granites et des roches ultramafiques d'après Rock et al. (1990). B : Classification pétrographique des granitoïdes de Tiébélé d'après Harpum (1963)	84
Figure III-5 : A : Affinité géochimique des granitoïdes de la région de Tiébélé dans le diagramme SiO ₂ % vs K ₂ O (Peccherillo et Taylor, 1976). B : Diagramme de discrimination chimique ACNK (Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O en fonction de SiO ₂	85
Figure III-6 : Contexte géodynamique des basaltes tholéitiques de la région de Tiébélé (Sun et McDonough (1989) et Jochum et al. (1990).....	86
Figure III-7 : Discrimination géotectonique des granitoïdes de Tiébélé dans le diagramme de Pearce et al. (1984). Même légende que dans la figure 4.....	87

CHAPITRE IV

Figure IV-1 : A : Carte structurale du Burkina Faso. B : Carte structurale régionale impliquant la région de Tiébélé d'après Castaing et al. (2003)	91
Figure IV-2 : Esquisse structurale de la région de Tiébélé.....	93
Figure IV-3 : Stéréogrammes des éléments structuraux.....	94
Figure IV-4 : Microphotographie des microstructures des faciès lithologiques de Tiébélé	96

CHAPITRE V

Figure V-1 : Carte de situation des anomalies des indices de métaux de base d'après Ampella, ASX/MEDIA RELEASE, Friday, 11 th April 2008 et position des sondages.....	103
Figure V-2 : Log du sondage KBH1 mettant en évidence les deux niveaux minéralisés.....	104
Figure V-3 : Microphotographie des faciès minéralisés du prospect de Koubongo	106
Figure V-4 : Log du sondage NBH13 mettant en évidence les deux niveaux minéralisés	109
Figure V-5 : Microphotographie des faciès minéralisés du prospect de Nabénia	111
Figure V-6 : Log du sondage T6 mettant en évidence les zones minéralisées.....	115
Figure V-7 : Microphotographie des faciès minéralisés du prospect de Loubel.....	117
Figure V-8 : Synthèse sur les types de minéralisations rencontrées en sondage dans les trois prospects	122

CHAPITRE VI

Figure VI-1 : Mise en évidence de manifestations tectono-hydrothermales au mur de la minéralisation inférieure de Nabénia, dans le sondage NBH11	127
Figure VI-2 : Relation entre les minéraux d'altération hydrothermale en relation avec les minéralisations de Tiébélé d'après les données de la PIMA.....	128
Figure VI-3 : Zones susceptibles de présenter un intérêt pour la recherche d'amas sulfurés et de métaux de base	138

Liste des Tableaux

Tableau II-1 : Données de microsonde sur six (6) cristaux de grenat (<i>in Robb, 1999</i>).....	52
Tableau II-2 : Données de microsonde sur six (6) cristaux de grenat (<i>in Robb, 1999</i>).....	55
Tableau II-3 : Synthèse des associations minérales paragénétiques au cours de l'évolution du métamorphisme dans la région de Tiébélé	68
Tableau III-1 : Analyses géochimiques des majeurs et des traces (ppm) des principaux facies de la région de Tiébélé.....	74-75-76-77-78
Tableau V-1 : Tableau récapitulatif des associations métallifères des trois prospects	120
Tableau VI-1 : Tableau comparatif des indices de Tiébélé et du gisement Zn-Ag de Perkoa	136