

## SOMMAIRE

	Page
<b>INTRODUCTION ET BUT DE L'ETUDE.....</b>	<b>1</b>
1- Introduction.....	1
2- But de l'étude.....	4
<b>PARTIE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE</b>	
<b>I- GEOGRAPHIE PHYSIQUE.....</b>	<b>6</b>
1- Choix de la zone d'étude.....	6
2- Localisation de la zone d'étude.....	6
3- Voies de communication.....	6
4- Géomorphologie et hydrographie.....	6
<b>II- CADRE GEOLOGIQUE.....</b>	<b>8</b>
<b>PARTIE II : ETUDE PETRO-STRUCTURALE</b>	
<b>I – METHODOLOGIE – PROTOCOLE.....</b>	<b>12</b>
1- Méthodologie d'une étude structurale.....	12
2- Méthodologie d'étude d'une "shear zone".....	19
3- Protocole d'étude.....	24
<b>II- ETUDE LITHOLOGIQUE.....</b>	<b>26</b>
1- Introduction.....	26
2- Les différentes formations du secteur de Youga-Zoaga.....	30
<b>III- ETUDE PETROGRAPHIQUE.....</b>	<b>32</b>
1- La formation métasédimentaire.....	32
2- Les métavolcanites.....	34
3- La tonalite saine.....	34
4- L'orthogneiss.....	36
5- Le faciès mylonitique.....	38
6- L'ultramylonite.....	40
7- Conclusion à l'étude pétrographique de la zone de Youga-Zoaga.....	41
<b>IV- CARACTERES STRUCTURAUX DE LA ZONE DE YUGA-ZOAGA.....</b>	<b>42</b>
1- Structures mégascopiques.....	42
2- Structures mésoscopiques et macroscopiques.....	42
3- Microstructures de la zone d'étude.....	49
4- Analyse de la déformation finie dans la zone de Youga-Zoaga.....	58
<b>SYNTHESE – DISCUSSION ET CONCLUSION.....</b>	<b>61</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>63</b>

## LISTE DES FIGURES

	Page
<b>Figure 1</b> : Schéma géologique de synthèse du Craton Ouest Africain ( <i>in</i> Lompo, 1991).....	2
<b>Figure 2</b> : Carte géologique schématique de la dorsale de Man (d'après Milési et al., 1992 modifiée).....	3
<b>Figure 3a</b> : Localisation de la zone d'étude.....	7
<b>Figure 3b</b> : Carte topographique du secteur d'étude (extrait de la carte de l'Institut Géographique du Burkina au 1/200 000).....	7
<b>Figure 4</b> : Illustration des techniques de mesures.....	13
<b>a</b> – Schéma de mesure de l'orientation d'un plan.....	13
<b>b</b> – Schéma de mesure de l'orientation d'une ligne.....	13
<b>c</b> – Schéma de mesure du pitch.....	13
<b>Figure 5</b> : Représentation stéréographique des différents types d'élément structuraux.....	16
<b>Figure 6</b> : Disposition géométrique des paramètres $\gamma$ , $\theta$ et $\Psi$ permettant le calcul de $\gamma$ à partir d'une sphère de référence (A) déformée par cisaillement (B).....	21
<b>Figure 7</b> : Exemple de mesures de l'allongement dx et dz dans le plan (XZ).....	23
<b>Figure 8</b> : Schéma montrant les différents plans au niveau d'un échantillon (Ramsay et Huber, 1989).....	23
<b>Figure 9</b> : Méthode d'orientation des échantillons sur le terrain (Ramsay et Huber, 1989).....	25
<b>Figure 10</b> : Carte géologique de la zone d'étude (extrait de Castaing, 2003).....	27
<b>Figure 11</b> : Coupe Bingo-Zoaga.....	28
<b>Figure 12</b> : Coupe Youga-Youngou.....	28
<b>Figure 13</b> : Coupe Ségoundé-Bargansé.....	28
<b>Figure 14</b> : Carte aéromagnétique de la région de l'Est du Burkina Faso (Paterson Grant et Watson Ltd, 1985).....	43
<b>Figure 15</b> : Représentation de la foliation par leur pôle dans la tonalite saine de Youngou (N = 6) (Diagramme de Schmidt : hémisphère inférieure).....	47

<b>Figure 16</b> : Représentation de la foliation par leur pôle dans les orthogneiss de la coupe Youga-Youngou (N = 7) (Diagramme de Schmidt : hémisphère inférieur).....	47
<b>Figure 17</b> : Variation de l'angle $\theta$ entre la schistosité S et le plan de cisaillement C le long des termes de tonalite.....	59
<b>Figure 18</b> : Distribution sur le diagramme de Flinn des points figuratifs des rapports X/Y en fonction de Y/Z pour la zone de cisaillement de Youga-Zoaga.....	60

## LISTES DES PLANCHES

	Page
<b>Planche I</b> : Photo 1- Affleurement de schistes métasédimentaires. Photo 2- Tonalite à foliation plus ou moins bien marquée par les enclaves sombres.....	29
<b>Planche II</b> : Photo 1- tonalite orthogneissifiée. Photo 2- Aplite orthogneissifiée.....	31
<b>Planche III</b> : Photo 1- Ultramylonite contenant des enclaves de microgranite qui forment des plis. Photo 2- Faciès de métasédiment (méta-arkose) au microscope.....	33
<b>Planche IV</b> : Photo 1- Faciès de métavolcanite (métabasalte) vu au microscope. Photo 2- Faciès de tonalite saine vu au microscope.....	35
<b>Planche V</b> : Photo 1- Faciès d'orthogneiss vu au microscope.....	37
<b>Planche VI</b> : Photo 1- Macrostructures observées dans les méta-arkoses.....	45
<b>Planche VII</b> : Photo 1- Faciès d'orthogneiss présentant un plagioclase fléchi (kinké). Photo 2- Minéral de plagioclase présentant des microfractures remplies de calcites plus ou moins quartz.....	52
<b>Planche VIII</b> : Photo 1- Porphyroclaste montrant une asymétrie des ombres de pression. Photo 2- Minéral de plagioclase montrant une obliquité.....	53
<b>Planche IX</b> : Photo 1- Le quartz en rubans parallèles aux traînées de biotite.....	54
<b>Planche X</b> : Photo 1- Faciès de mylonite vu au microscope montrant des biotites stables. Photo 2- L e même faciès montrant un quartz étiré qui recristallise.....	56

## Liste des abréviations

<b>Ga</b>	= Giga année ou Milliard d'année
<b>N-S</b>	= Nord-Sud
<b>Ma</b>	= Million d'année
<b>NE-SW</b>	= Nord-Ouest - Sud-Est
<b>SE-NW</b>	= Sud-Est - Nord-Ouest
<b>m</b>	= Mètre
<b>±</b>	= Plus ou moins
<b>~</b>	= Environ
<b>tg</b>	= Tangente
<b>cotg</b>	= Cotangente
<b>NW-SE</b>	= Nord-Ouest - Sud-Est
<b>NW</b>	= Nord-Ouest
<b>Km</b>	= Kilomètre
<b>SW</b>	= Sud-Ouest
<b>E</b>	= Est
<b>%</b>	= Pour-cent
<b>mm</b>	= Millimètre
<b>≤</b>	= Inférieur ou égal
<b>&lt;</b>	= Inférieur
<b>µm</b>	= Micron mètre (millionième du mètre)
<b>cm</b>	= Centimètre

## INTRODUCTION ET BUT DE L'ETUDE

### 1- Introduction

Le Craton Ouest Africain (figure 1), est en grande partie constitué de terrains archéens (3,8-2,5 Ga) et protérozoïques (~ 2 Ga). Il est limité au Nord par l'Anti-Atlas, au Sud par l'océan Atlantique, à l'Est et à l'Ouest par les chaînes panafricaines et calédonohercyniennes (Rokelides, Mauritanides, Domaines Touareg-Bénin-Nigéria et Chaîne du Gourma). Il affleure en deux ensembles : la dorsale Réguibat au Nord et la dorsale de Man (ou dorsale de Léo) au Sud, séparées par un vaste bassin sédimentaire néoprotérozoïque à phanérozoïque (le bassin de Taoudéni). D'autres bassins existent sur le craton, mais d'une moindre importance par leur taille comme celui de Tindouf au Nord et des Volta à l'Est. Entre les deux dorsales (Réguibat et Man), affleurent les boutonnières de Kayes (au Mali) et de Kédougou-Kénièba (à cheval entre le Mali et le Sénégal).

La dorsale de Man (figure 2), couvre entièrement la Côte d'Ivoire, le Libéria, la Sierra Léone, la Guinée et des parties du Burkina Faso, du Ghana, du Niger et du Mali. Elle se subdivise en deux domaines.

- un domaine occidental appelé domaine Kénéma-Man constitué de formations géologiques d'âge archéen (Bessoles, 1977) ;
- un domaine oriental appelé domaine Baoulé-Mossi où les formations géologiques sont d'âge paléoprotérozoïque (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Einsenlohr et Hirdes, 1992 ; Cheilletz et al., 1994 ; Hirdes et al., 1996).

Les formations plutoniques, volcaniques et volcano-sédimentaires du Burkina Faso appartiennent à ce second domaine et de ce fait sont d'âge paléoprotérozoïque. Les formations Paléoprotérozoïques de l'Afrique de l'Ouest, encore appelées formations birimiennes (Kitson, 1918) sont affectées par l'orogénèse éburnéenne (Bonhomme, 1962).

Le socle Paléoprotérozoïque du Craton Ouest Africain a été le théâtre plusieurs manifestations tectoniques pendant cette orogénèse éburnéenne.

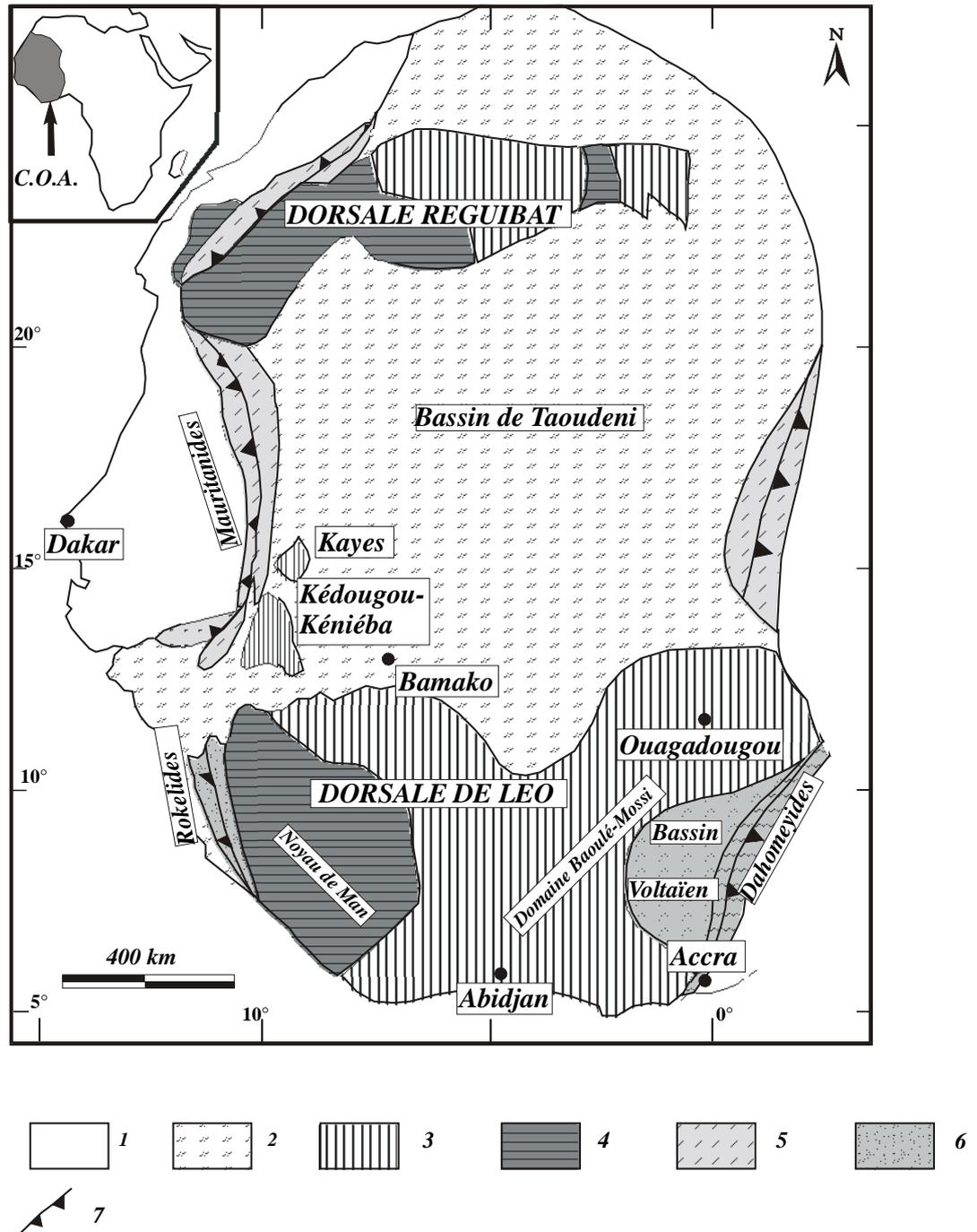


Figure 1 : Schéma géologique de synthèse du Craton Ouest Africain et de ses bordures [in Lompo (1991)].  
 1: Couverture Mésozoïque et Cénozoïque. 2: Néoprotérozoïque à Phanérozoïque. 3: Paléoprotérozoïque.  
 4: Archéen. 5: Ramification Orogéniques Panafricaines: Mauritanides- Rokelides ?  
 6: Ramifications orogéniques Calédo-Hercyniennes. 7: Zone de suture (Convergence lithosphérique).

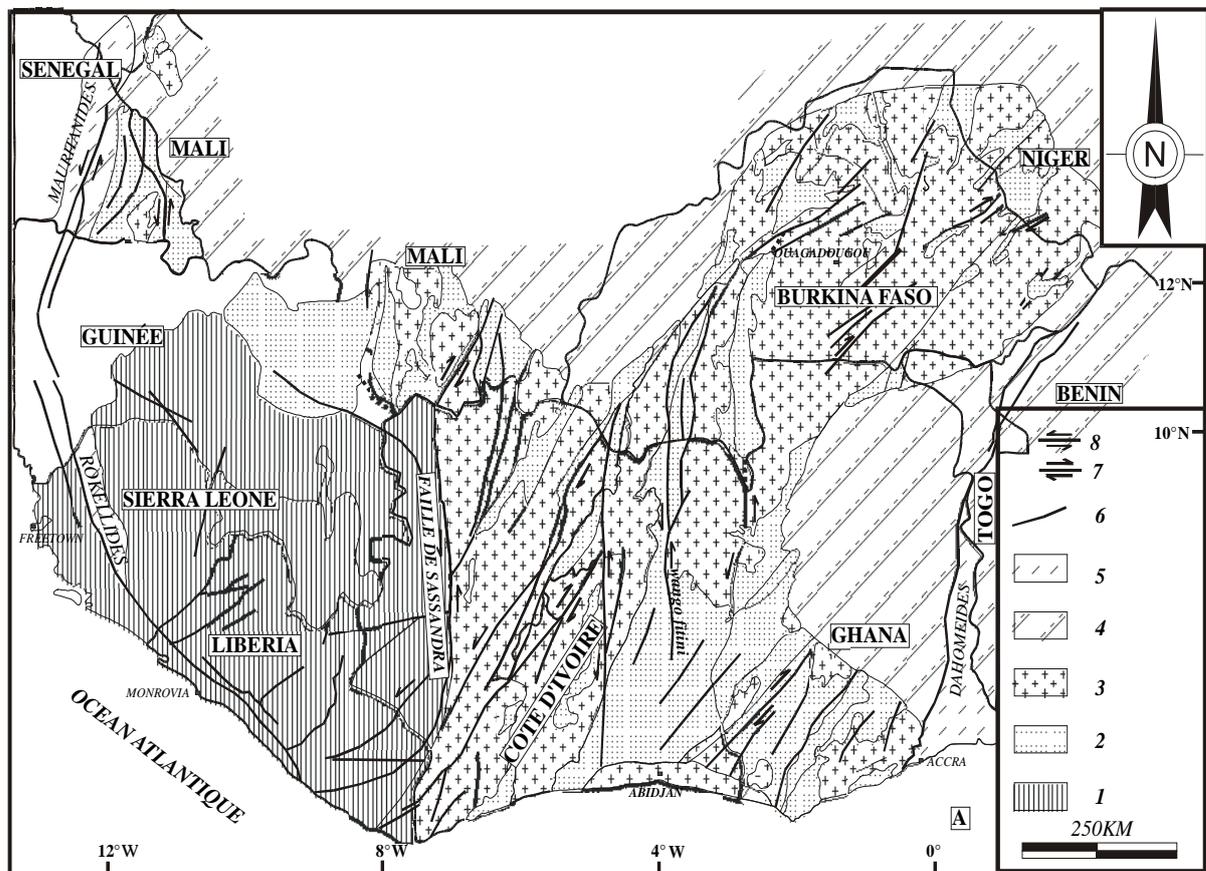


Figure 2: Carte géologique schématique de la dorsale de Man (d'après Milési et al., 1992 modifiée).

- 8): Zone de cisaillement senestre ; 7): Zone de cisaillement dextre; 6): Accidents ou failles majeurs;
- 5): Chaînes panafricaines; 4): Post éburnéen; 3): Granitoïdes paléoprotérozoïques; 2): Ceintures de roches vertes et bassins sédimentaires; 1): Archéen

Feybesse et al. (1989) et Milési et al. (1989), classent ces différentes manifestations en trois phases tectoniques :

- une première phase D1 (2112-2100 Ma), collisionnelle intervenant entre le dépôt des formations volcano-sédimentaires anciennes (birimien inférieur ou B1) et des formations volcaniques récentes (birimien supérieur ou B2) et conduisant au charriage des formations du Paléoprotérozoïque sur l'Archéen ;
- les deux dernières phases, D2 (2096-2073 Ma) et D3 (1982 ± 30 Ma) sont transcurrentes et affectent les formations du birimien inférieur et supérieur. Ces deux phases sont très évidentes sur l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi de la dorsale de Man. Selon les auteurs, la D2 est en général N-S senestre et la D3 est NE-SW dextre (figure 2).

Hirdes et al. (1996), proposent une phase de raccourcissement précoce de direction SE-NW qui structure les ceintures de roches vertes birimiennes à 2100 Ma. La mise en place des grands plutons de granitoïdes aurait contribué à métamorphiser et à structurer les formations précoces (volcaniques et sédimentaires) durant cette phase (Pons et al., 1995). Le raccourcissement est ensuite relayé par la tectonique transcurrente en deux phases comme défini initialement par Milési et al. (1989).

Si les auteurs s'accordent sur l'existence de grandes zones de cisaillement transcurrent qui affectent l'ensemble des formations Paléoprotérozoïques de la dorsale de Man, les mécanismes de fonctionnement de ces zones restent encore moins précis. De plus ces shear zones sont le plus souvent minéralisées d'où l'importance de leur étude.

Au Sud du Burkina Faso, dans la région de Youga-Zoaga, un de ces couloirs d'extension régionale NE-SW est bien exprimé et nous permet d'aborder la question.

## **2- But de l'étude**

Le présent travail qui est surtout une approche méthodologique de l'étude des "shear zone" a pour ambition d'étudier le fonctionnement d'un couloir de déformation NE-SW d'extension régionale dans le Sud du Burkina Faso. L'approche que nous conduisons ici devrait contribuer à :

- élucider le problème des sens de cisaillement contradictoires proposés par des études antérieures.
- caractériser les phases de déformations dans le couloir de Youga-Zoaga et tenter d'en préciser la cinématique.

**Partie I**

**PRESENTATION DE LA ZONE  
D'ETUDE**

## **I- Géographie physique**

### **1- Choix de la zone d'étude**

La zone de cisaillement choisie pour cette étude est celle de Youga-Zoaga. Elle l'a été pour la bonne qualité des affleurements permettant d'effectuer des coupes continues de la périphérie jusqu'au cœur de la zone de déformation et de prélever régulièrement des échantillons orientés pour les études microstructurales.

### **2- Localisation de la zone d'étude**

Le degré carré de Tenkodogo est situé dans la partie SE du Burkina Faso entre 11° et 12° de latitude Nord et entre 0° et 1° de longitude Ouest (figure 3a). La zone d'étude de Youga-Zoaga est localisée dans l'extrême sud du degré carré entre 11° et 11° 20' de latitude Nord et entre 0° 20' et 0° 40' de longitude Ouest (figure 3b).

### **3-Voies de communication**

Les axes routiers les plus importants pour se rendre sur le site sont :

- Ouagadougou-Tenkodogo-Zabré-Zoaga ;
- Ouagadougou-Manga-Zabré-Zoaga ;
- Ouagadougou-Pô-Zabré-Zoaga.

En dehors de ces axes importants, plusieurs pistes relient les différents villages de la zone de Youga-Zoaga.

### **4-Géomorphologie et hydrographie**

Le degré carré de Tenkodogo constitue une pénéplaine très mollement vallonnée dont l'altitude varie entre 180 m dans les bas fonds et 700 m dans les collines au SE de Zabré à la frontière avec le Ghana (Trinquard, 1971 ; Castaing, 2003). Les reliefs les plus élevés sont constitués de filons de quartz, de quartzites, de volcanites, ainsi que par une formation de granodiorites rubanées.

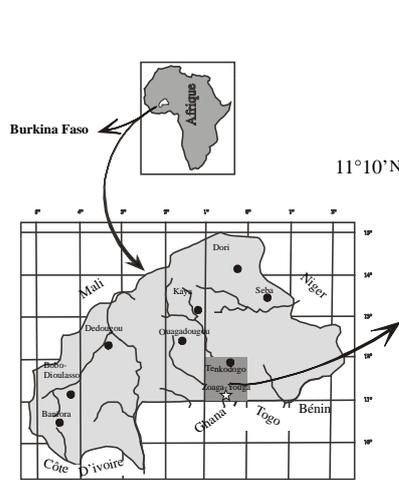


Figure 3a : Localisation de la zone d'étude

Légende

- Route principale
- Piste pour piéton
- Cours d'eau
- Zamé Village de culture
- Youga** Village administratif
- ZABRE** Chef lieu d'arrondissement
- ☀ Sommet

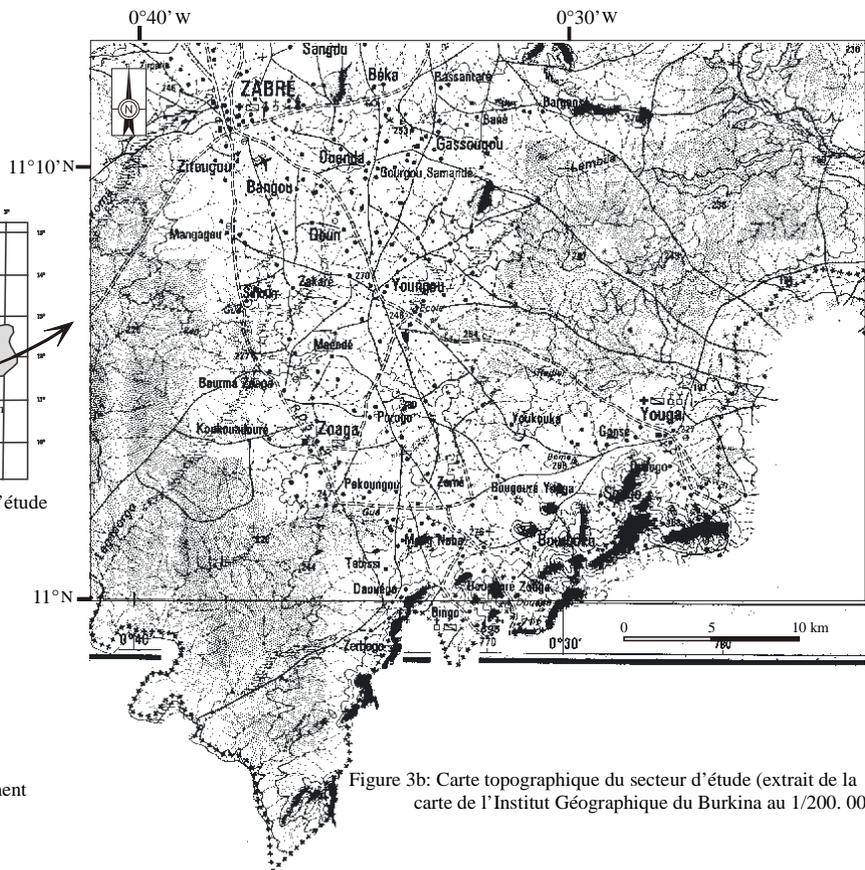


Figure 3b: Carte topographique du secteur d'étude (extrait de la carte de l'Institut Géographique du Burkina au 1/200. 000)

Les massifs granitiques, dont le massif de Tenkodogo forment des chaos avec des blocs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres cubes. Le niveau de cuirassement est très faible. Il s'agit en réalité de cuirassement contenant de fortes reliques de quartz et de feldspaths parfois visibles, dominant la pénéplaine de 10 à 5

Le réseau hydrographique, très dense, est constitué par le Nazinon et le Massili (avec ses affluents Nouhao, Koulipélé et Dougoula Mond) qui drainent le degré carré de Tenkodogo.

## II- CADRE GEOLOGIQUE

Le degré carré de Tenkodogo a fait l'objet de nombreux travaux géologiques et miniers depuis 1939. Ces travaux peuvent être subdivisés en deux périodes : les travaux anciens (de 1939 à 1978) et les travaux récents (de 1981 à 2004).

En 1950, Sagatzky publia la première carte géologique du degré carré de Tenkodogo à l'échelle 1/500 000. Deux décennies plus tard (1971), Trinquard réalisa une nouvelle carte géologique du degré carré à une échelle plus grande (1/200 000). Il distingue dans cette région deux grands ensembles de formations géologiques en fonction de leurs âges.

Les formations antébirimiennes qui sont des roches de haut degré de métamorphisme tels que les migmatites, les amphibolites, les leptynites, les orthogneiss et les mylonites.

Les formations birimiennes qui sont également métamorphiques mais de plus faible degré. Ces formations sont composées de métasédiments, de métavolcanites, de métavolcano-sédiments et de granitoïdes.

Deux événements plutoniques majeurs sont décrits par Trinquard (1971).

Le premier événement plutonique est d'âge indéterminé (antébirimien) et met en place des roches de nature granitoïdique (granite syncinématique) dans un encaissant migmatitique (migmatite à biotite et amphibole, migmatite à biotite, migmatite leptynique).

Le deuxième événement d'âge birimien met en place dans le même encaissant migmatitique des granites circonscrits et discordants au Sud et à l'Est.

Associés à ces roches antébirimiennes et birimiennes, on retrouve des filons de quartz de différentes générations.

L'histoire des dykes de dolérite est un peu étalée dans le temps. Certains dykes de dolérite sont associés aux roches birimiennes, d'autres par contre sont décrits comme étant post-birimiens.

Parmi les formations birimiennes et notamment dans la région de Youga-Zoaga, au Sud du degré carré, à la frontière avec le Ghana, Trinquard décrit une unité de nature détritique qu'il attribue au Tarkwaien. Lors d'une étude sur un secteur plus restreint (celui de Youga-Zoaga), Sylvain (1978) met en doute l'appartenance de cette unité au Tarkwaien. Pour ce dernier, l'unité de Youga-Zoaga est une brèche conglomératique intraformationnelle alors que le Tarkwaien tel que défini au Ghana est un conglomérat monoquartzitique.

Les travaux les plus récents (Lompo et al., 1995 ; Naba, 1999 ; Naba et al., 2000, 2004 ; Castaing, 2003) remettent en cause l'existence de formations antébirimiennes dans le degré carré. Ces auteurs considèrent qu'en dehors des dykes de dolérite post-birimiens, toutes les autres formations géologiques sont d'âge birimien. Le nouvel ordre proposé par ces auteurs est le suivant :

- mise en place des roches de ceintures (métasédiments, métavolcanites et métavolcano-sédiments) ;
- mise en place de grands complexes de Tonalite, Trondhémite et Granodiorite (TTG) ;
- mise en place des granitoïdes à biotite et autres plutons de granite alcalin.

Dans ce nouveau schéma, les TTG correspondent à ce qui était anciennement considéré comme des roches de haut degré de métamorphisme (migmatites, amphibolites, leptynites, orthogneiss et mylonites). La mise en place de ces TTG est désormais considérée comme birimienne et postérieure aux métavolcanites et métasédiments birimiens. La dynamique de mise en place aurait contribué à structurer les métavolcanites et métasédiments (acquisition d'une schistosité et d'une linéation).

Deux styles tectoniques sont reconnus dans le degré carré par tous les auteurs.

Une tectonique souple responsable de la formation d'une schistosité régionale et parfois de plis. La schistosité est en général fortement redressée (Trinquard, 1971 ; Naba et al., 2000, 2004 ; Castaing, 2003). Dans les mêmes catégories de déformations et au sein de couloirs restreints, sont décrits des mylonites structurées suivant une direction NE-SW (Trinquard, 1971 ; Milési et al., 1989 ; Naba et al., 2000, 2004 ; Castaing, 2003). Cette direction de structuration ressort très clairement sur l'interprétation structurale du levé aéromagnétique (Cluseau, 1981).

Une tectonique cassante marquée par la présence de très nombreux filons de quartz, observée sur l'ensemble du degré carré de Tenkodogo, notamment dans les formations volcano-sédimentaires et les granitoïdes (Castaing, 2003).

Notons également la présence des filons de pegmatite, qui selon Trinquard (1971), représentent les phases magmatiques ultimes de formations d'âge indéterminé. La période post-birimienne de cette phase cassante est marquée par un accident Est-Ouest jalonné de dolérite. Cet accident s'étend sur plus de 32 Km depuis Zabré au sud jusqu'au fleuve Nazinon au nord (Trinquard, 1967,1969 ; Castaing, 2003).

Enfin, quelques minéralisations et substances utiles sont décrites dans le degré carré de Tenkodogo. Ce sont :

- des filons de quartz aurifère, du cuivre et du manganèse autour de Youga (Sagatzky, 1939 ; Bournat et Délafosse, 1968 ; Trinquard, 1971 ; Castaing, 2003) ;
- des indices de diamant (Trinquard, 1971 ; Soro et Dayo, 1982);
- du kaolin et du graphite aux alentours de Zoaga et de Youga (Sagatzky, 1939 ; Trinquard, 1971 ; Castaing, 2003).

**Partie II**

**ETUDE PETRO-STRUCTURALE**

# **I – METHODOLOGIE – PROTOCOLE**

## **1- Méthodologie d'une étude structurale**

La méthodologie d'approche pour l'étude structurale procède d'abord par une analyse géométrique des différents éléments structuraux (description et mesure). L'analyse et la discussion des résultats acquis dans cette première étape permettent ensuite de proposer une interprétation cinématique et dynamique de la déformation dans la zone concernée.

### **1-1- Méthode de terrain : analyse géométrique**

Sur le terrain, on a l'habitude de distinguer deux types principaux d'éléments structuraux :

- les éléments planaires avec l'exemple de la foliation, des filons, de la stratification ;
- les éléments linéaires avec l'exemple de la linéation (minérale ou d'étirement), les axes de plis.

#### **1-1-1- Identification et description des structures**

La déformation des objets géologiques se traduit par l'acquisition d'une nouvelle architecture qu'on appelle structure. Au sein de cette architecture, on reconnaît souvent les deux types d'éléments structuraux déjà cités (éléments linéaires et planaires).

C'est la caractérisation du type de structure en terme de nature ou de morphologie qui va permettre de mener les autres étapes de l'analyse avec plus ou moins d'exactitude.

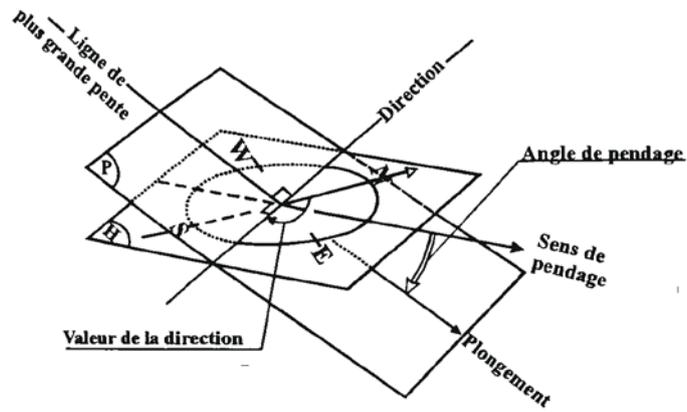
#### **1-1-2- Mesures et instruments de mesure**

##### **• La boussole**

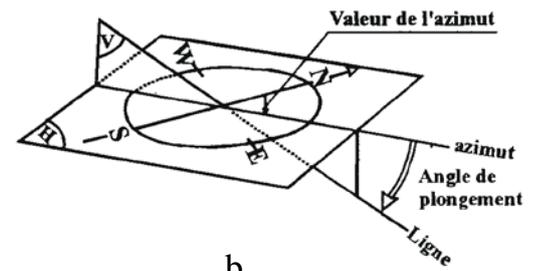
Elle permet de mesurer des directions (cas des éléments planaires) ou des azimuts (cas des éléments linéaires).

La direction d'un plan (figure 4a) est l'angle que fait une horizontale de ce plan avec le Nord géographique. L'azimut est la direction du plan vertical qui contient la ligne (figure 4b). L'azimut n'est pas défini pour une ligne verticale.

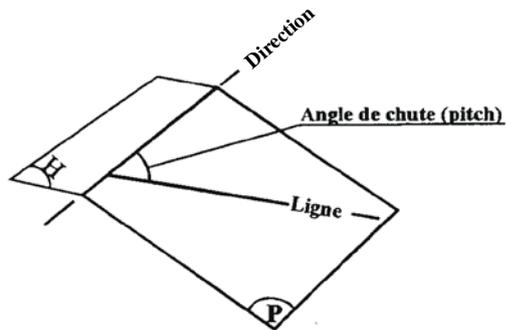
Les mesures à la boussole se font par rapport au Nord magnétique. Il est donc nécessaire de procéder à une correction pour passer au Nord géographique avant le report des mesures sur une carte (Ramsay et Huber, 1989).



a



b



c

Légende

H: Horizontal  
P: Plan

Figure 4: Illustration des techniques de mesures (in Naba, 1995):

a -Schéma de mesure de l'orientation d'un plan.

b -Schéma de mesure de l'orientation d'une ligne.

c -Schéma de mesure du pitch.

Les mesures se font dans le sens des aiguilles d'une montre (Nord vers l'Est), avec des valeurs allant de  $0^\circ$  à  $360^\circ$ , mais dans le cas des éléments planaires on se limite à  $180^\circ$ .

- **Le clinomètre**

Il permet de mesurer le pendage d'un plan, le plongement ou le pitch d'une ligne.

Le pendage est l'angle que fait la ligne de plus grande pente (perpendiculaire à la direction sur le plan) et un plan horizontal.

Le plongement correspond à l'angle de la ligne avec l'horizontal.

Dans le cas d'une ligne portée par un plan, on peut mesurer le pitch ou angle de chute qui est l'angle formé par une ligne horizontale du plan et la ligne portée (figure 4c).

Les mesures vont des valeurs nulles pour les plans horizontaux, à  $90^\circ$  pour les plans verticaux. Il en est de même pour les lignes. Un autre instrument tel que le rapporteur peut servir à effectuer ce type de mesures.

Dans le cas des mesures de pendage et de plongement, le sens doit être précisé. Le sens du pendage correspond à son orientation par rapport aux quatre points cardinaux. Il est donné par la direction d'écoulement de l'eau qui serait versée sur ce plan. Le sens du plongement est le sens de la descente comme dans le cas de la ligne de plus grande pente du plan.

## **1-2- Méthodes d'analyse cinématique**

### **1-2-1- Analyse des données quantitatives et directionnelles**

L'analyse cinématique s'appuie généralement sur les résultats de l'analyse géométrique et essaie de reconstituer l'orientation des contraintes à l'origine de la déformation, leurs intensités et l'évolution de ces paramètres dans le temps. C'est donc à cette étape qu'on va aussi tirer des conclusions sur la symétrie de la fabrique et déterminer le régime de déformation. Il est donc utile de mettre en valeur à la fois les données quantitatives et directionnelles en procédant à des analyses statistiques et à des examens de microstructures.

L'analyse des données directionnelles a pour rôle non seulement de permettre de positionner les différentes contraintes mais aussi et surtout de déterminer le régime de déformation. Pour atteindre cet objectif, on utilise un certain nombre de méthodes dont les plus courantes sont les Orientations Préférentielles de Réseau (O. P. R.) et les Orientations Préférentielles de Forme (O. P. F.).

Ces types d'analyses peuvent s'effectuer soit à partir de données directionnelles de terrain soit à partir de mesures effectuées sur des lames minces orientées (examen de microstructures).

Les O. P. R. sont adaptées dans le cas où les minéraux se déforment dans une matrice de ductilité équivalente (exemple du quartz dans le granite). Par contre dans le cas d'objets comme les porphyroclastes ou les galets, on peut procéder à des analyses d'orientations préférentielles de forme (O. P. F.).

C'est également à cette étape qu'on peut quantifier la déformation. Cette procédure de l'analyse de la déformation est valable dans n'importe quel contexte (Lompo, 1991 ; Nikiéma, 1992).

Il existe plusieurs méthodes pour l'analyse des données directionnelles de tout genre. Nous présenterons de manière succincte, la technique de projection stéréographique qui est la plus utilisée. Elle permet en effet de juger des relations angulaires entre les éléments structuraux ou même de procéder à des analyses statistiques (stéréogramme de densité).

Pour représenter la direction ou l'azimut d'un élément structural, on superpose un calque sur le canevas. Le cercle fondamental, les quatre points cardinaux et la valeur de la direction ou de l'azimut sont reportés sur le calque. On tourne ensuite le calque dans le sens anti-horaire jusqu'à ce que la direction ou l'azimut considéré soit en coïncidence avec le Nord du canevas.

Le report du pendage se fait en comptant sur le diamètre Est-Ouest du canevas à partir du cercle fondamental jusqu'à la valeur angulaire considérée tout en respectant le sens du pendage. Puis (figure 5a), on matérialise le plan par sa trace cyclographique (trace du "méridien" correspondant à la valeur de son pendage).

Le report du plongement se fait en comptant sur le diamètre Nord- Sud à partir du cercle fondamental jusqu'à la valeur angulaire correspondante en respectant le sens du plongement. On représente la droite par un point (figure 5b).

Pour la représentation du pitch, on place la droite sur la trace cyclographique du plan qui la contient. Cette trace est ensuite ramenée en coïncidence avec son "méridien" initial puis on détermine le pitch graphiquement en comptant les degrés depuis 0 sur le cercle fondamental jusqu'au petit cercle portant le point (figure 5c)

On peut aussi représenter un plan par son pôle. Le pôle est la droite qui passe par le centre de la sphère et qui est perpendiculaire au plan qu'il représente. Cette droite est unique et la représentation de sa direction se fait comme précédemment.

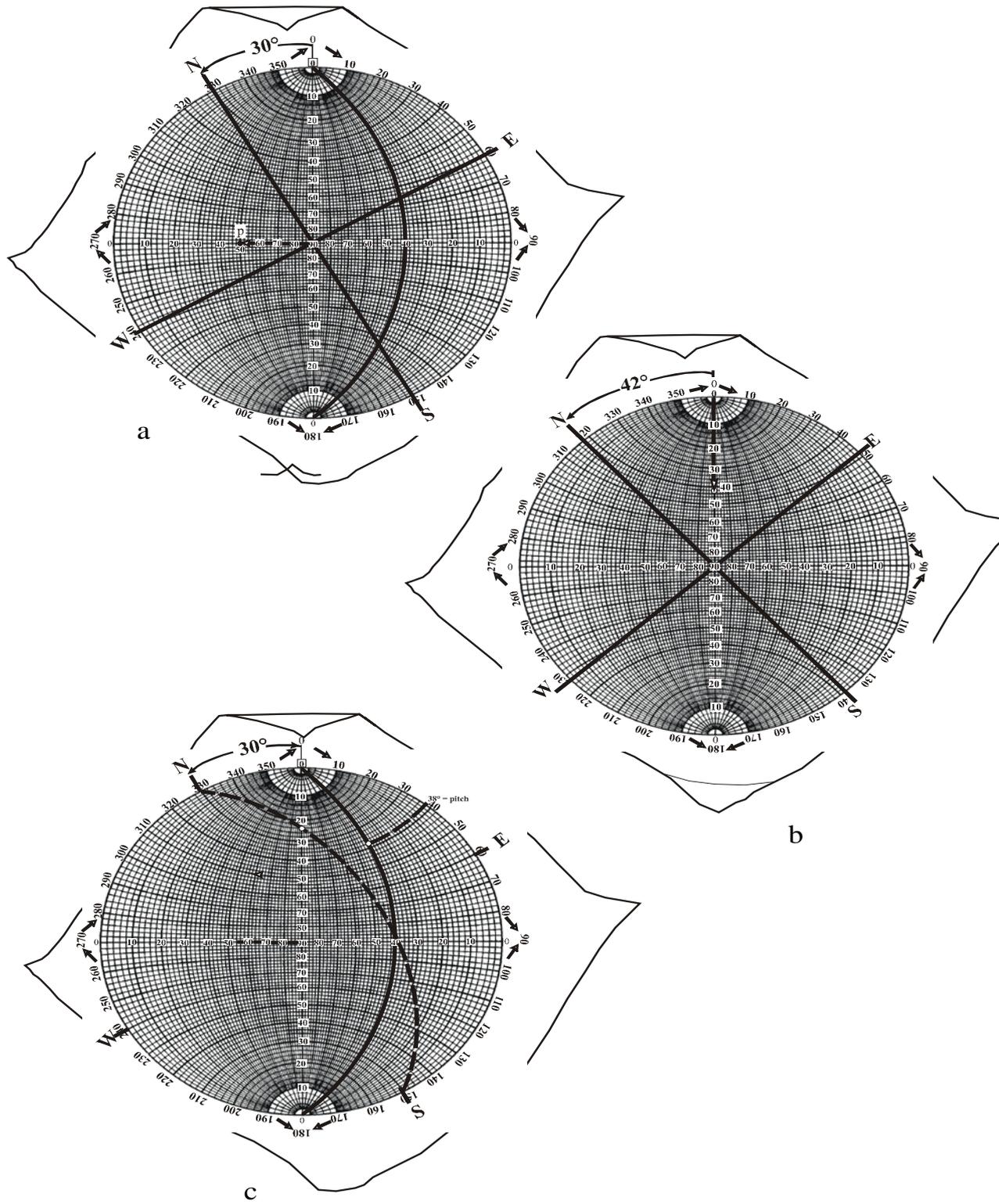


Figure 5: Représentation stéréographique des différents types d'éléments structuraux (*in* Naba, 1995).  
 a- représentation d'un plan  
 b- représentation d'une droite  
 c- représentation graphique du pitch de la droite portée par un plan

Son plongement est reporté sur le diamètre Est-Ouest en comptant du centre du canevas vers le cercle fondamental donc dans le sens opposé au pendage du plan correspondant.

### **1-2-2- Apport des microstructures dans la caractérisation de la déformation**

La microstructure est la structure des roches telle que vue et décrite au microscope. Ces microstructures, permettant une bonne caractérisation de la déformation et servant également de base à l'analyse cinématique, il était donc nécessaire de passer en revue ces principales microstructures décrites par les auteurs.

Ces microstructures peuvent être liées à la dynamique de mise en place des roches magmatiques ou à une déformation tectonique indépendante de cette mise en place. Ainsi, sur la base de critères bien précis, on peut apprécier l'état physique du matériau au moment où il est engagé dans la déformation (Paterson et al., 1989 ; Gleizes et al., 1991 ; Gleizes, 1992 ; Bouchez et al., 1992...). On distingue habituellement :

- la microstructure magmatique ;
- la microstructure sub-magmatique ;
- la microstructure de déformation à l'état solide (haute température ou basse température).

Ces trois types de microstructures ne sont pas représentatifs de toutes les situations car il existe un certain nombre d'états intermédiaires.

#### **• Microstructures magmatiques**

La microstructure magmatique est caractérisée par l'existence de minéraux dans leur ensemble indemnes de toute déformation post-cristallisation. En effet, les minéraux précoces ont un habitus automorphe et présentent généralement une orientation préférentielle de forme. Les espèces minérales présentent une distribution régulière. Les cristaux de quartz ont des dimensions importantes et peuvent tout au plus présenter une petite extinction roulante (Paterson et al., 1989 ; Bouchez et al., 1990 ; Gleizes et al., 1991 ; Gleizes, 1992 ; Bouchez et al., 1992). La texture générale est celle d'un granite ordinaire comme déjà décrite par Jeremie *in* Gapais (1989).

Cependant, l'alignement des biotites et des hornblendes n'est pas un indicateur spécifique de l'état magmatique, car ces figures sont également observées dans le cas d'une déformation à l'état solide.

### • **Microstructures sub-magmatiques**

Il s'agit d'une faible déformation en présence d'une petite quantité de liquide de composition proche de l'eutectique (Gleizes et Bouchez, 1989 ; Bouchez et al., 1992).

Cette microstructure est caractérisée par la présence de microfractures dans le plagioclase remplies de quartz et/ou de feldspaths potassiques, parfois la biotite peut être entraînée dans la microfracture (Bouchez et al., 1990 ; Gleizes, 1992 ; Bouchez et al., 1992). D'autres critères sont par exemple le fléchissement du plagioclase ou le pliage de la biotite, qui montrent que ces minéraux sont encore souples au moment où la déformation se produit (Paterson et al., 1989 ; Bouchez et al., 1990 ; Gleizes, 1992 ; Bouchez et al., 1992).

### • **La déformation à l'état solide**

La microstructure de déformation à l'état solide ne peut pas être globalisée en ce sens qu'elle dépend non seulement du mécanisme mais aussi de la température à laquelle la déformation se produit. On distingue de ce fait (Paterson et al., 1989 ; Gapais, 1989 ; Bouchez et al., 1990 ; Gleizes, 1992) :

- la déformation naissante à l'état solide qui est généralement de basse température ;
- la microstructure d'orthogneissification naissante, qui, en fonction des conditions présente tout un ensemble de critères caractéristiques de la haute ou de la basse température ;
- au stade orthogneissique, le cisaillement intervient comme un facteur clé de la déformation.

On note l'apparition des structures C-S (C représentant le plan de cisaillement et S le plan de schistosité) faisant entre elles un angle assez fort qui diminue au fur et à mesure que la déformation s'intensifie. En fonction des paragenèses qui l'accompagnent, on distingue des orthogneiss de haute température ou de basse température ;

- la mylonite correspond à un stade de déformation plus poussée que l'orthogneiss. On a une interaction entre les bandes de cisaillement voisines qui s'anastomosent au cours de leur propagation. Tout comme l'orthogneiss, on distingue la mylonite de haute température et celle de basse température en fonction de la paragenèse qui apparaît pendant la déformation.

L'apparition de ces structures peut être liée à la dynamique de mise en place des plutons ou à des cisaillements assez tardifs. Dans cette dernière condition, un critère de cisaillement plus ou moins net se dégage. L'apparition d'une paragenèse de basse température et des marques de conditions rhéologiques (plagioclases tronçonnés) attestent du caractère tardif de ces cisaillements

En somme, l'étude de la déformation suit un schéma classique développé plus haut. Compte tenu de la spécificité des "shear zone" (déformation hétérogène en général), des méthodes d'étude particulières sont proposées par des auteurs (Flinn, 1962 ; Ramsay et Graham, 1970).

## **2- Méthodologie d'étude d'une "shear zone"**

### **2-1 – Généralités sur les déformations cisailantes**

Du point de vue mécanique et dans n'importe quelles conditions rhéologiques, une zone de cisaillement s'initie et se propage lorsqu'il existe une composante cisailante ou tangentielle de la contrainte suffisante pour créer et entretenir ce type de déformation (notion de contrainte cisailante critique). Cette composante tangentielle peut naître au cours de deux mécanismes de la déformation bien connus que sont le cisaillement pur et le cisaillement simple (Nicolas, 1989 ; Ramsay et Huber, 1989). La déformation en cisaillement simple se produisant en régime non coaxial entraîne nécessairement une déformation rotationnelle. Elle est à la base de l'essentiel des déformations qu'on observe dans les zones de cisaillement au sens large.

Une zone de cisaillement peut se définir comme étant une zone à bord sub-parallèle dans laquelle une forte déformation est observée. En fonction de la rhéologie du matériau engagé dans la déformation, on distingue (Ramsay, 1980) :

- les zones de cisaillement fragile qui sont des discontinuités de très faibles largeurs séparant deux blocs du matériau affecté. Ces deux blocs ou compartiments sont déplacés relativement l'un par rapport à l'autre du fait de l'existence de la composante tangentielle de la déformation. Les microstructures caractéristiques d'une telle zone de cisaillement sont généralement les tectoglyphes.

Dans certaines conditions du cisaillement fragile (cisaillement de socle entraînant une déformation de la couverture sédimentaire plus ou moins ductile), il peut se développer un réseau de fractures synthétiques et antithétiques qui évoluent progressivement pour finir par s'anastomoser comme l'ont montré Riedel et Cloos in Robert et Vialon (1976), Ramsay et Huber (1989) et Nicolas (1989). On peut également observer des failles en décollement (Malavieille, 1987) ;

- les zones de cisaillement ductile ont des largeurs relativement plus importantes comparativement aux zones de cisaillement fragile. Au sein de ces zones, on observe des structures et des microstructures caractérisées par des cristaux fortement étirés et des cristaux aplatis qui marquent un plan de schistosité mylonitique.  
Et comme témoins du caractère rotationnel de la déformation, on observe des microstructures caractéristiques comme les ombres de pressions ou des plis d'entraînement (Brun et Choukroune, 1981 ; Simpson, 1983 ; Ildfonse, 1987 ; Malavieille, 1987 ; Takagi et Ito, 1988 ; Ramsay et Huber, 1989 ; Nicolas, 1989) ;
- dans des conditions rhéologiques transitoires (conditions du ductile-fragile), on a des microstructures également à cheval entre les deux types avec des fentes présentant divers minéraux de remplissage en fonction de l'environnement et des conditions thermo-barométriques (Robert et Vialon, 1976 ; Nicolas, 1989 ; Ramsay et Huber, 1989).

Le cisaillement ductile peut affecter presque tous les matériaux de la croûte terrestre. Cependant, il est bien établi que certains matériaux de la croûte terrestre sont plus aptes à garder en "mémoire" les effets de la déformation que d'autres. On peut citer en exemple le cas des granitoïdes qui sont de très bons marqueurs de la déformation crustale (Brun et Choukroune, 1981 ; Ildfonse, 1987 ; Takagi et Ito, 1988 ; Paterson et al., 1989) contrairement à d'autres roches telles que les roches sédimentaires et volcaniques.

Une zone de cisaillement présente généralement une symétrie par rapport à l'axe central intensément déformé, où la schistosité initiale "S" et le plan de cisaillement "C" sont confondus. Dès qu'on s'éloigne de cet axe central, on rencontre de part et d'autre, des roches de moins en moins déformées. On passe ainsi progressivement des ultramylonites au cœur vers des orthogneiss en périphérie avec une obliquité C-S de plus en plus visible permettant de déduire un sens de cisaillement (Ramsay et Graham, 1970 ; Brun et Choukroune, 1981 ; Takagi et Ito, 1988 ; Nicolas, 1989).

Le sens de cisaillement, très important dans l'explication de la cinématique globale peut également être déduit dans certaines conditions de l'asymétrie des ombres de pression observées aux interfaces de certains cristaux comme les porphyroblastes ou les porphyroclastes (Malavieille, 1987 ; Takagi et Ito, 1988 ; Nicolas, 1989).

Un autre élément important dans l'établissement de la cinématique globale est la linéation qui accompagne la schistosité mylonitique. Elle est en générale indicatrice de la direction de transport ou d'extension finie pour un magma en cours de cristallisation.

Les axes "C" du quartz dans les mylonites sont les meilleurs marqueurs de cette structure (Boullier et Bouchez, 1978 ; Ildefonse, 1987 ; Malavieille, 1987 ; Darrozes et al., 1994). Une représentation de ces axes "C" de quartz sur un canevas, permet aussi de déterminer le sens de cisaillement (Simpson et Schmid, 1983 ; Malavieille, 1987 ; Nicolas, 1989).

Dans les mylonites, l'étude des rubans de quartz, c'est à dire l'agencement des grains de quartz et leur structure, permet de déterminer les conditions mécaniques de la déformation. Il s'agit de la température, la contrainte et la vitesse de déformation (Boullier et Bouchez, 1978 ; Takagi et Ito, 1988).

## 2-2- Méthode d'étude d'une "shear zone"

Une "shear zone" ou zone de cisaillement (figure 6) correspond à un cisaillement simple hétérogène à déformation variable mais progressive (Nicolas, 1989). Elle est généralement caractérisée par une foliation très marquée correspondant au plan XY de l'ellipsoïde de la déformation.

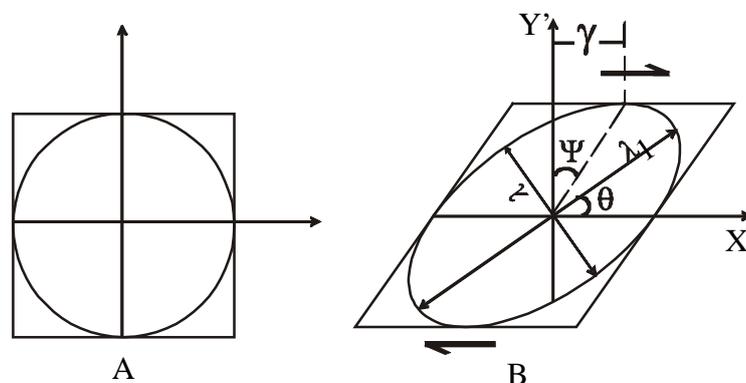


Figure 6 : Disposition géométrique des paramètres  $\gamma$  ,  $\theta$  et  $\Psi$  permettant le calcul de  $\gamma$  à partir d'une sphère de référence (A) déformée par cisaillement (B) (Nicolas, 1989).

Les principaux aspects qui peuvent être caractérisés à travers l'analyse géométrique et cinématique d'une zone de cisaillement sont :

- l'évolution de la déformation à travers la bande de roches affectées, qui s'apprécie en général à partir de la relation angulaire entre le plan de foliation (S) et la trace du cisaillement (C). Cet angle évolue en diminuant vers une zone où la déformation est plus intense.

La relation  $\tan 2\theta = 2/\gamma$  dans laquelle  $\gamma$  est le taux de déformation cisailante (ou d'intensité de glissement) montre en effet que pour un angle  $\theta$  (entre C et S) de plus en plus faible, l'intensité de glissement augmente.

Ramsay et Graham (1970), montrent qu'une ligne faisant un angle initial  $\alpha$  avec le plan de cisaillement décrira après la déformation un angle  $\alpha'$  suivant la relation :

$$\text{Cotg } \alpha = \text{Cotg } \alpha' + \gamma \quad \text{dans laquelle } \gamma \text{ reste l'intensité de glissement.}$$

De ce constat on peut calculer directement  $\gamma$  en utilisant la relation :  $\gamma = \tan \Psi$  où  $\Psi$  est la déformation angulaire ;

- le déplacement dans les bandes de cisaillement. Partant de la définition même de la "shear zone" (bande de déformation hétérogène), on peut subdiviser la bande en domaine aux caractéristiques plus ou moins semblables ( $\theta$  constant). On calcule ainsi un  $\gamma$  qui traduit un déplacement le long d'une surface de glissement égale à  $ds$  pour un petit élément d'épaisseur  $dx$  (figure 7). La formule  $ds = \gamma dx$  est l'expression de ce déplacement. Pour toute la zone d'épaisseur  $X$ , on obtient un déplacement total  $S$  à partir de la formule :

$$S = \int \gamma dx \quad \text{dont le développement final est : } S = 2X \text{ Cotg } 2\theta \quad \text{où } \theta \text{ est l'angle que fait la schistosité et le plan de cisaillement ;}$$

- la quantification de l'intensité de la déformation, qui peut se faire soit par la méthode de Ramsay et Graham (1970) précédemment décrite, soit à travers une mesure de la déformation finie basée sur l'utilisation des caractéristiques géométriques d'objets déformés qui permettent de mesurer l'allongement relatif suivant un des axes X, Y ou Z dans les plans (XY), (XZ) ou (YZ). Cette dernière méthode a déjà été utilisée avec succès par Lompo (1991), Nikièma (1992) dans d'autres contextes.

Le principe de la quantification de l'intensité de la déformation cisailante par des axes X, Y et Z, repose sur la mesure de l'allongement relatif de certains objets géologiques marqueurs de la déformation. Ces objets correspondent généralement à des structures limitées dans l'espace, tels que les enclaves, les filons ayant acquis une forme ellipsoïdale ou lenticulaire etc... Au microscope, les porphyroclastes de quartz ou de feldspaths... ayant un modèle fusiforme, constituent des objets de mesures.

Ces objets ainsi repérés sur le terrain ou au microscope, sont définis par trois axes perpendiculaires (X, Y, Z) ; chaque axe étant perpendiculaire à un plan (figure 8).

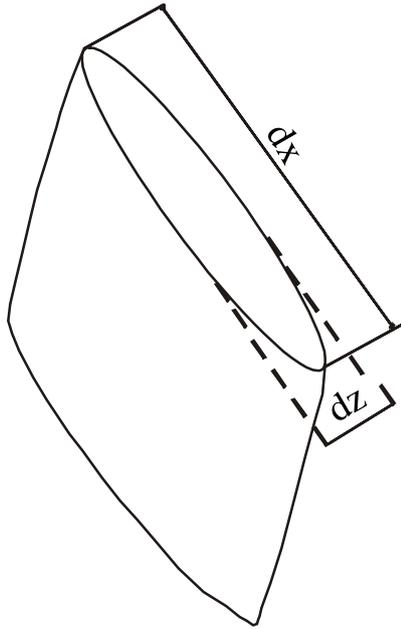


Figure 7 : Exemple de mesures de l'allongement  $dx$  et  $dz$  dans le plan (XZ) (Ramsay et Graham, 1970).

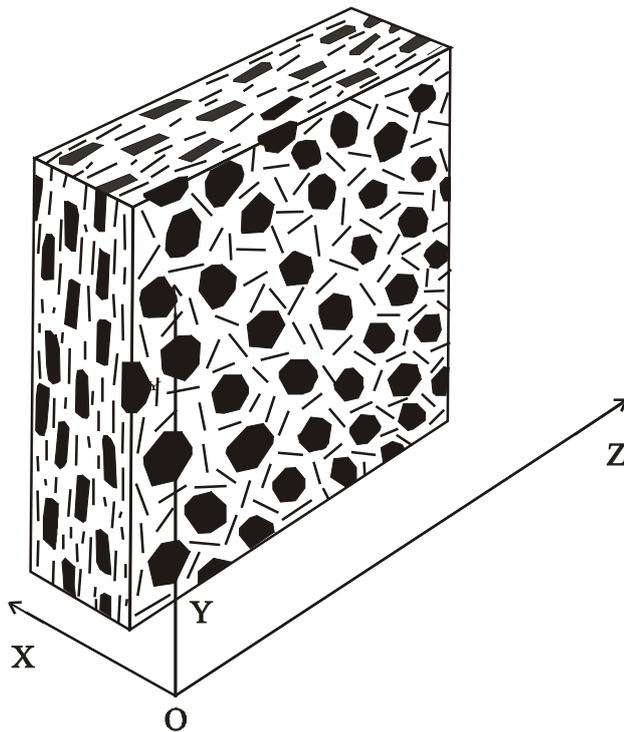


Figure 8 : Schéma montrant les différents plans au niveau d'un échantillon (Ramsay et Huber, 1989)

- le plan (YZ) perpendiculaire à l'axe X, est vertical. Dans ce plan, on peut mesurer l'allongement dy suivant l'axe Y, et dz suivant l'axe Z ;
- le plan (XZ), horizontal et perpendiculaire à Y, permet de mesurer de la même façon, dx et dz ;
- le plan (XY) parallèle au plan de cisaillement donne les allongements dx et dy.

Sur le terrain, les mesures de couples (dx, dz), (dy, dz), (dx, dy) sont faites à l'aide d'un double décimètre après avoir déterminé le plan de mesure. Au microscope, il suffit d'exécuter les lames minces orientées tout en prenant soin de repérer au préalable, le plan de taille (XY) parallèle au plan de cisaillement (XZ) ou (YZ).

La quantification de l'intensité de la déformation cisailante par cette méthode est une mesure relative de la déformation suivant un axe par rapport à un autre.

Les résultats obtenus étant reportés sur des diagrammes binaires ayant les différents axes comme coordonnées.

Le diagramme de Flinn (1962), est une autre forme de représentation qui met en compétition" les longueurs relatives mesurées suivant les axes X, Y et Z de l'ellipsoïde de la déformation. Les mesures obtenues sont reportées sur un diagramme binaire avec en abscisse, le rapport Y/Z et en ordonnée le rapport X/Y ; on définit un nombre K tel que :

$$K = (a-1) / (b-1) \quad \text{avec } a = X/Y \quad \text{et } b = Y/Z$$

Le nombre K correspond en fait à la pente de la droite qui délimite sur le diagramme, le domaine de l'aplatissement de celui de la constriction.

### **3- Protocole d'étude**

Sur le terrain, les mesures de structures (foliation, schistosité, linéation...) ont été faites grâce à la boussole et au clinomètre. Puis, des échantillons orientés (figure 9) ont été prélevés en vue de la confection de lame mince.

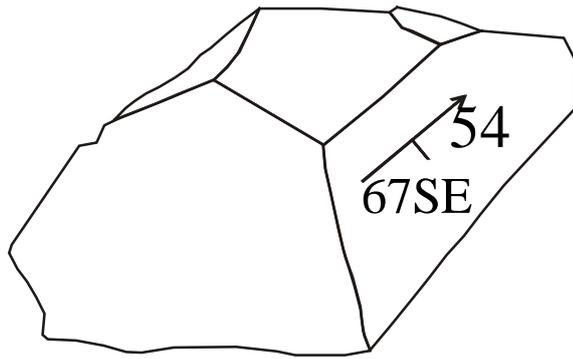


Figure 9 : Méthode d'orientation des échantillons sur le terrain (Ramsay et Huber, 1989)

A partir des échantillons orientés prélevés sur le terrain, des lames minces ont été confectionnées selon les 3 plans principaux à savoir le plan XZ (perpendiculaire à la schistosité), le plan XY (parallèle à la schistosité) et le plan YZ (plan perpendiculaire aux deux autres) (figure 7). L'observation de ces différentes sections vise les objectifs suivants :

- le plan XZ pour la détermination des sens de cisaillement ;
- la section XY pour la détermination des linéations et des mesures de pitch éventuellement ;
- le plan YZ pour apprécier l'ampleur des mouvements verticaux et leur sens par rapport aux points cardinaux.

C'est aussi à partir des mêmes lames minces que nous avons précisé la pétrographie des différentes roches et procédé à des examens de microstructures.

L'évaluation de l'angle  $\theta$  entre les plans de glissement (C) et de foliation (S), souvent difficile sur le terrain a pu être effectuée par l'observation microscopique.

Enfin, dans le soucis de quantifier la déformation, nous avons utilisé les porphyroclastes (plagioclases et amphiboles) comme marqueur de la déformation. Sur la base des rapports axiaux de ces objets mesurés dans différentes sections (XZ, XY et YZ), un essai de quantification est proposé et discuté.

Pour le traitement des données directionnelles (de terrain et de microscope), nous avons choisis le diagramme de Schmidt en projection à partir de l'hémisphère inférieur. Ce type de représentation permet non seulement de voir les relations angulaires mais aussi d'effectuer des analyses statistiques (stéréogramme de densité) le cas échéant.

## II- ETUDE LITHOLOGIQUE

### 1- Introduction

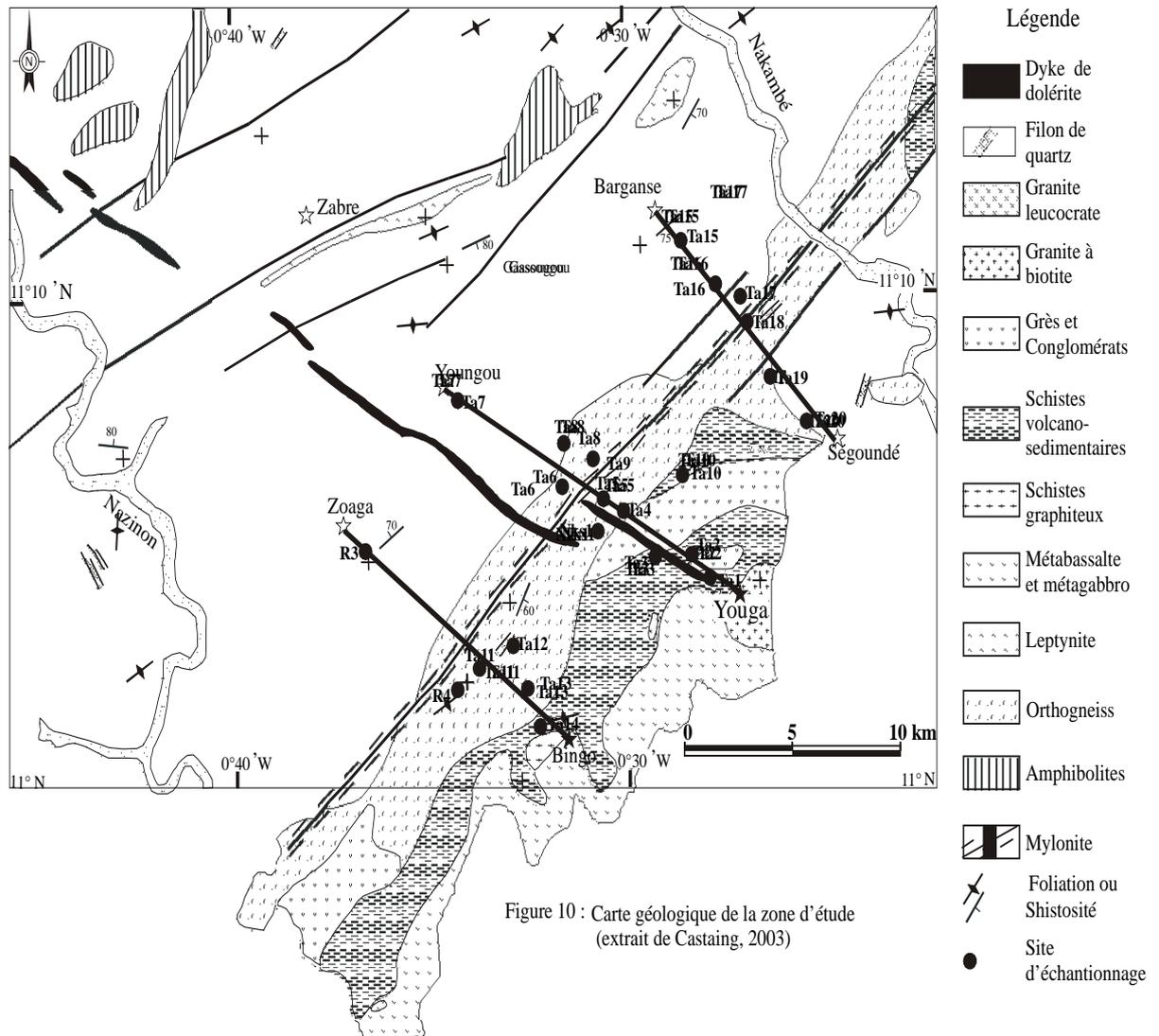
Les travaux de terrain ont été effectués le long de trois coupes orientées NW-SE (figure 10).

Ces coupes sont sub-perpendiculaires à l'orientation générale de la zone de déformation de Youga-Zoaga. Il s'agit de :

- la coupe Bingo – Zoaga (figure 11) ;
- la coupe Youga – Youngou (figure 12) ;
- la coupe Ségoundé – Bargansé (figure 13).

Sur la coupe Bingo-Zoaga, du SE (Bingo) vers le NW (Zoaga) (figure 11), nous observons des métasédiments (planche I : photo 1) qui affleurent sur environ 2 Km. Au contact NW de ces roches, on retrouve des roches tonalitiques encore reconnaissables mais déjà dans un stade orthogneissique. Puis, on passe progressivement à un faciès mylonitique. A environ 1 Km au SW de Zoaga la roche tonalitique que nous observons est saine et préservée de toute déformation : elle présente une foliation plus ou moins bien marquée par l'allongement des "enclaves mafiques" (planche I : photo 2).

Sur la coupe Youga-Youngou, en allant du SE (Youga) vers le NW (Youngou), nous observons successivement (figure 12), des métavolcanites affleurant sur environ 2 Km. Ces roches sont en contact au NW avec des métasédiments de nature arkosique qui affleurent sur environ 3 Km et des métavolcanites un peu plus foncées que celles rencontrées autour de Youga. Ces formations appartiennent à la ceinture de roche verte de Youga-Zoaga. Au contact Nord de cette ceinture, nous avons des roches de nature tonalitique dans un stade d'orthogneissification suivi d'une mylonitisation de la roche. Cette transformation est marquée par une diminution de la taille du grain. Au village de Youngou nous observons la tonalite saine dont la foliation est surtout marquée par l'allongement des enclaves de cumulats mafiques.



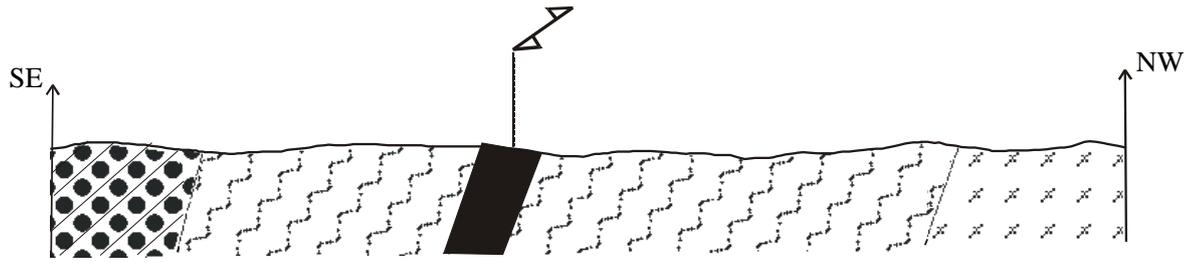


Figure 11: Coupe Bingo-Zoaga

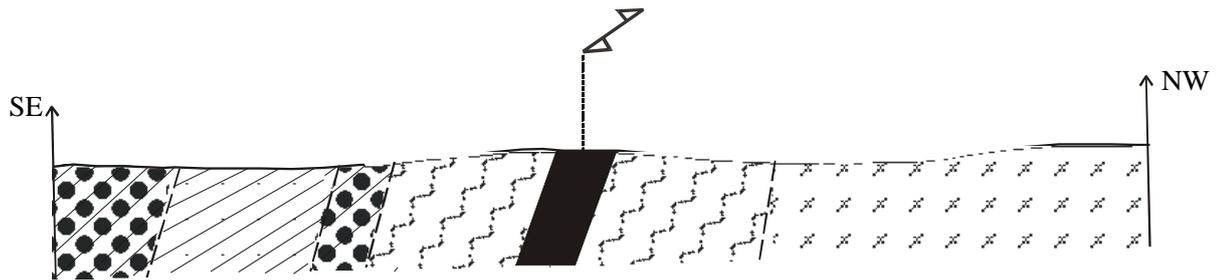


Figure 12: Coupe Youga-Youngou

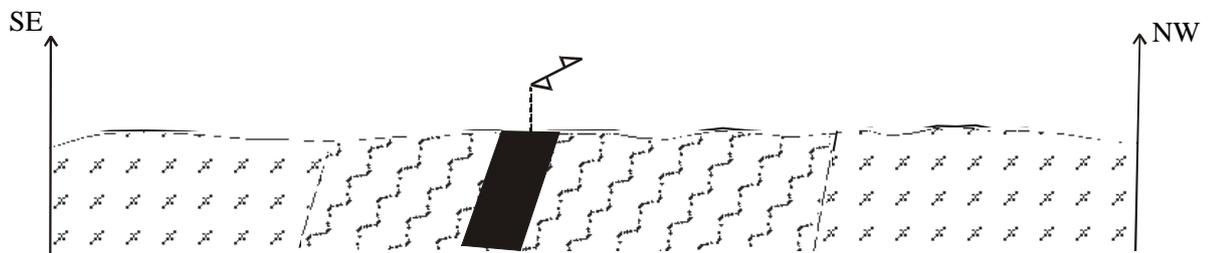


Figure 13: Coupe Ségoundé-Bargansé



Légende

 Tonalite saine

 Orthogneiss

 Mylonite

 Métaarkose

 Métavolcanite



Photo 1

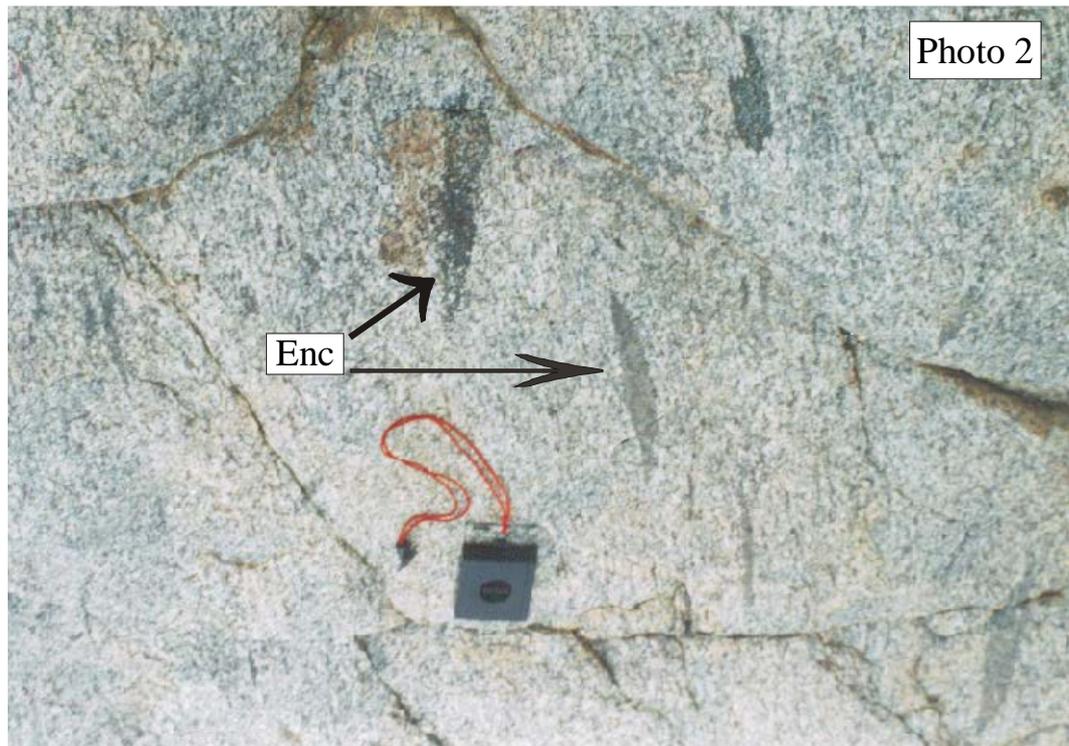


Photo 2

Planche I: Photo 1: Affleurement de schistes métasédimentaires de Bingo  
Photo 2: Tonalite à foliation plus ou moins bien marquée  
par les enclaves (Enc) sombres (cumulats) de Zoaga

Le long de la coupe Ségoundé-Bargansé (figure 13), les faciès ne sont pas très variés. Seulement la tonalite affectée par la déformation dans différents stades est observée.

Dans les extrémités de cette coupe, les roches sont saines et le gradient de déformation évolue en croissant vers le cœur de la zone de déformation.

## **2- Les différentes formations du secteur de Youga-Zoaga**

### **2-1- Les métasédiments**

Elles constituent une petite colline. Il s'agit d'une formation de couleur marron à grain fin (planche 1 : photo 1). Les minéraux les plus évidents à l'observation macroscopique sont le quartz et le feldspath.

### **2-2- Les métavolcanites**

La roche est leucocrate à fond verdâtre avec une texture microlithique au sein de laquelle se distinguent quelques rares phénocristaux feldspathiques. Comme les métasédiments, elle se présente à l'affleurement sous forme de colline.

### **2-3- La tonalite saine**

A l'affleurement la roche est massive. Elle est leucocrate avec des cristaux de taille variant selon les localités (comprise entre 0,5 et 5,5 mm). Elle renferme généralement des enclaves mafiques (planche I : photo 2).

### **2-4- L'orthogneiss**

Le faciès orthogneissique (planche II : photo 1) est plus ou moins massif à l'affleurement et est à grain assez grossier. La roche mésocrate, ne renferme qu'environ 30% de minéraux ferromagnésiens.

L'orthogneiss est souvent recoupé par des filons d'aprites précoces de direction moyenne N 40°E. Ces filons subissent eux aussi la déformation orthogneissique (planche II : photos 2), témoignant ainsi de leur mise en place précoce.



Photo 1

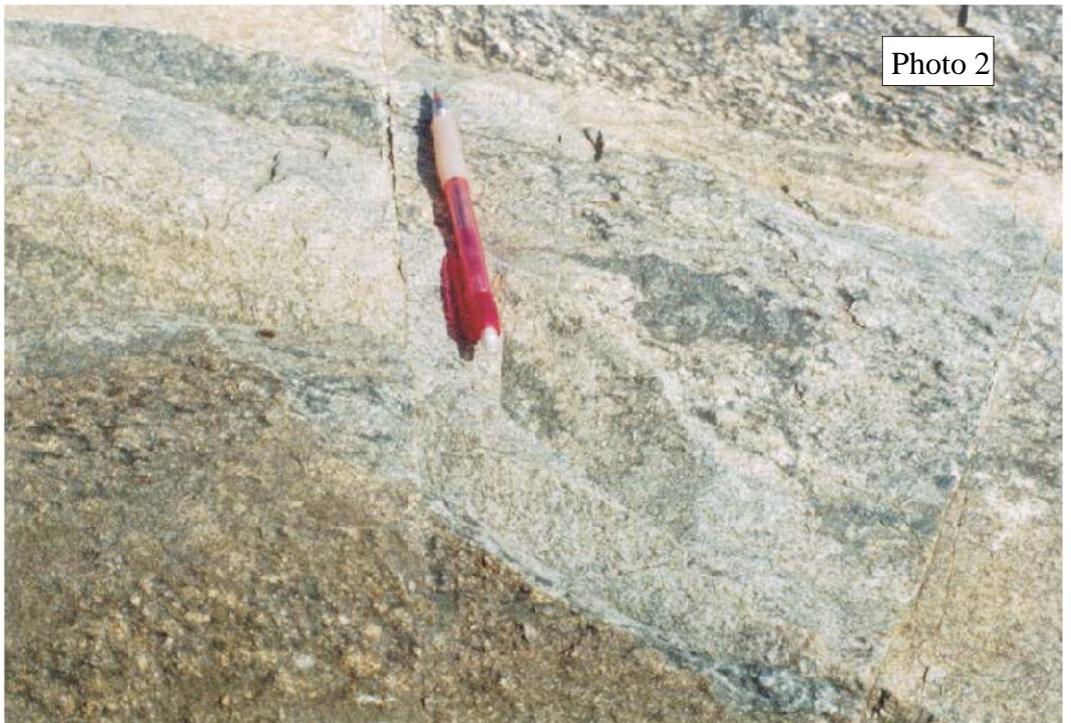


Photo 2

Planche II: Photo 1: Tonalite orthogneissifiée de Mong Naba (Coupe Bingo- Zoaga).  
Photo 2: Filon d'aplite (Apl) de direction N 40°E également orthogneissifié (Ortho)  
Le bic marque la direction de la fracturation (*idem*).

## **2-5- La mylonite**

Sur le terrain, elle se présente sous forme de bande allongée de direction NE-SW. Il s'agit d'une roche assez sombre, dont la taille du grain est variable. La roche est constituée d'une pâte sombre (matrice) dans laquelle baigne des phénocristaux millimétriques.

## **2-6- L'ultramylonite**

Dans un stade ultramylonitique, la roche prend l'aspect d'une roche volcanique de couleur verdâtre (planche III : photo 1). Au sein de cette ultramylonite, quelques portions préservées restent totalement grenues et apparaissent de ce fait comme des enclaves.

# **III- ETUDE PETROGRAPHIQUE**

## **1- La formation métasédimentaire**

Au microscope (planche III : photo 2) la roche est composée d'environ 45 % de cristaux et de 55 % de matrice.

Les grands cristaux sont:

- le quartz (environ 60 % des grands cristaux) est hétérogranulaire et arrondi avec une taille variant entre 0,1 et 2 mm. Certains quartz présentent une recristallisation en sous grains avec des sous joints plus ou moins bien polygonisés ;
- le plagioclase (environ 35 % des grands cristaux) est également hétérogranulaire avec une taille variant entre 0,5 et 3 mm. Les plagioclases ont des formes arrondies et présentent une altération en épidote, mica blanc et quartz ;
- enfin des minéraux opaques sub-automorphes.

Dans l'ensemble, les grands cristaux sont microfracturés. Ces microfractures, d'épaisseur comprise entre 0,05 et 0,3 mm sont remplies de quartz.

La matrice est constituée de mica blanc et de quartz surtout. Mais nous observons également quelques rares granules d'épidote.

La composition minéralogique ainsi que la proportion des minéraux sont celles d'un grès riche en feldspath donc une arkose.

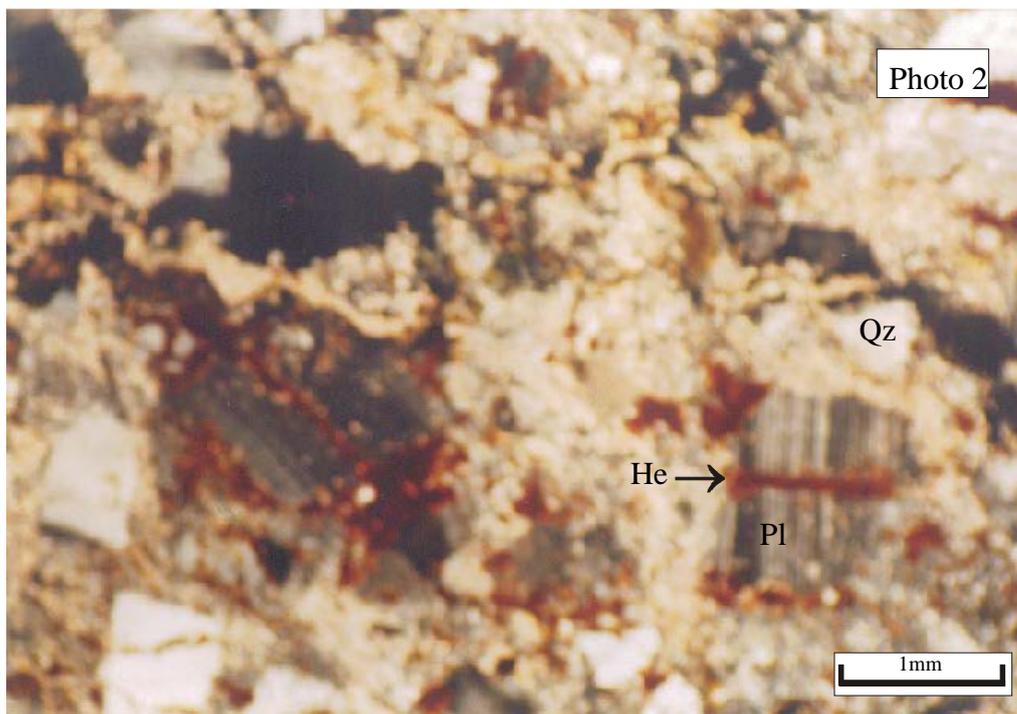
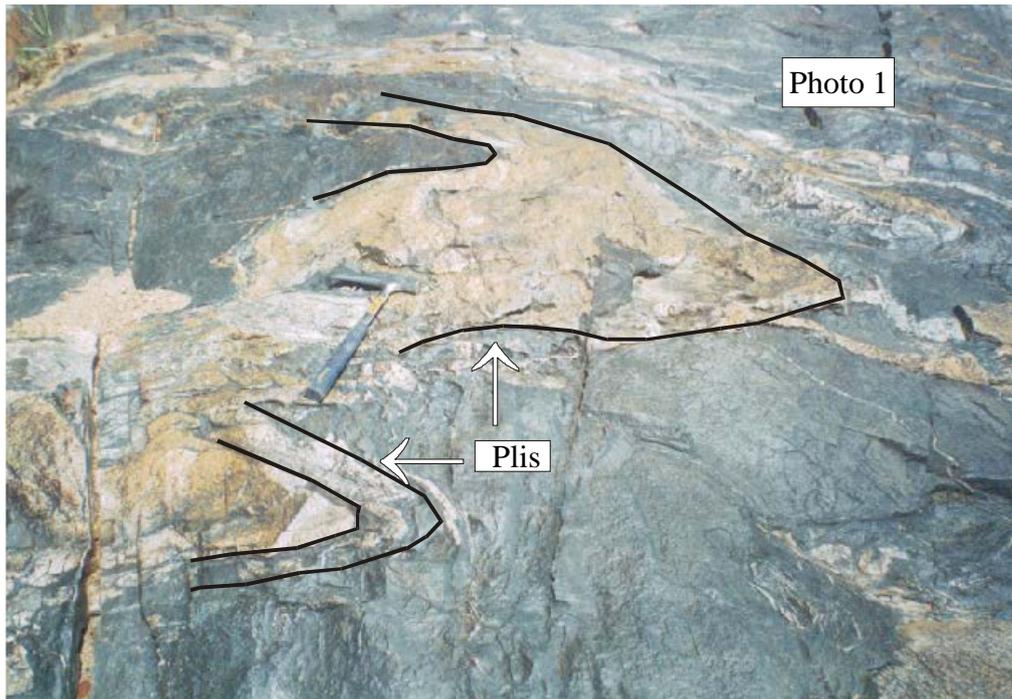


Planche III: photo 1: Ultramylonite contenant des enclaves de microgranite qui forment des plis (le long de la coupe Ségoundé-Bargansé).  
 photo 2: Faciès de métasédiment (méta-arkose) au microscope  
 Pl: plagioclase ; Qz: quartz ; He : hématite

La paragenèse métamorphique constituée d'épidote, de mica blanc et de quartz est symptomatique d'une transformation dans les conditions du faciès de degré schiste vert. Nous avons donc une méta-arkose.

Enfin la roche subit postérieurement à ces transformations une altération météorique qui transforme certains minéraux en hématite.

## **2- Les métavolcanites**

Au microscope (planche IV : photo 1) la roche est constituée d'une mésostase (environ 65 % du volume de la roche) et de phénocristaux (environ 35 % du volume de la roche). La roche est traversée par des microfractures d'environ 0,3 mm d'épaisseur remplies de quartz et de carbonate.

Les phénocristaux sont des plagioclases. Le grand axe du phénocristal est compris entre 1 et 2 mm mais peut atteindre exceptionnellement 4 mm. Ils sont souvent altérés en mica blanc, épidote, calcite et quartz.

La matrice est constituée essentiellement d'épidote (environ 35 % de la matrice), de quartz (environ 40 % de la matrice), d'actinote (environ 20 % de la matrice) et de chlorite. Au sein de cette matrice on distingue quelques minéraux opaques qui sont probablement des oxydes ou des sulfures de fer.

La roche a subi une altération supergène attestée par la transformation partielle de ces oxydes ou sulfures en hématite (oxyde d'altération secondaire).

A partir des produits d'altération des plagioclases, nous pouvons dire que la roche originelle devait être riche en plagioclase calcique. La présence de l'actinote témoigne également de la présence d'hornblende ou de pyroxène dans la roche originelle.

Cette roche d'origine volcanique a probablement une composition proche de celle des basaltes. Nous l'appellerons par la suite metabasalte.

## **3- La tonalite saine**

Au microscope (planche IV : photo 2) la roche comprend :

- du quartz (25 % du volume de la roche), généralement en petits cristaux xénomorphes (0,8 mm) occupant les interstices des phénocristaux. Certains cristaux (rares) ont cependant des dimensions voisines de celles des phénocristaux de plagioclase et d'amphibole ;

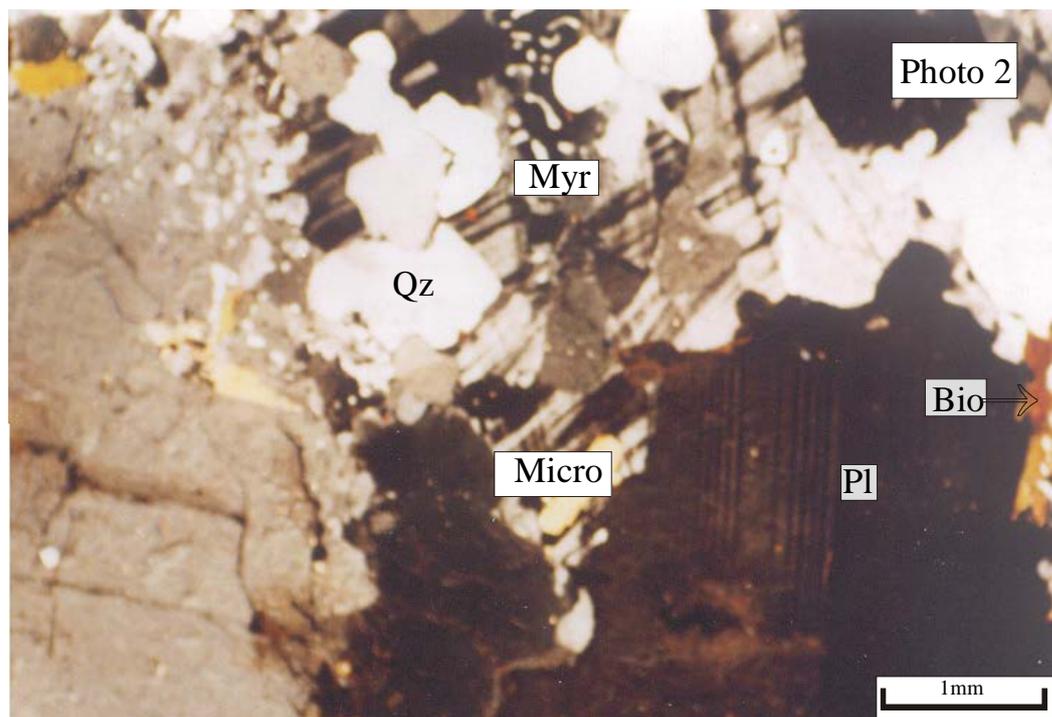
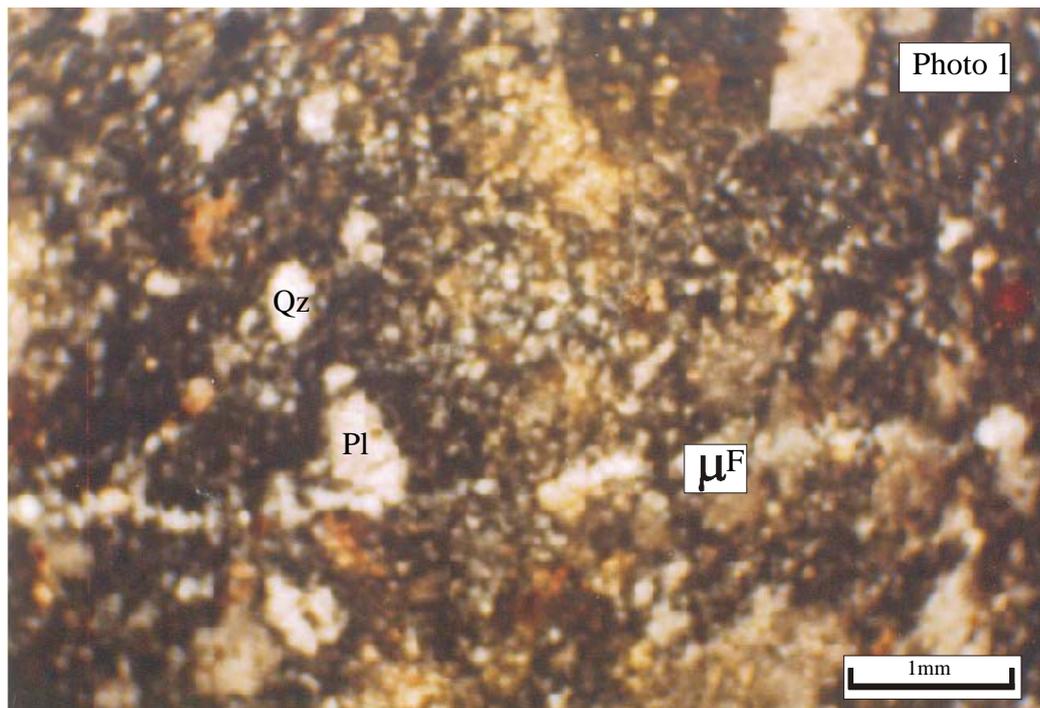


Planche IV: photo 1: Faciès de métavolcanite (métabasalte) au microscope avec la microfracturation  $\mu^F$  en section XZ

photo 2: Faciès de tonalite saine vu au microscope  
 Pl: plagioclase ; Qz: Quartz ; Bio: Biotite ; Micro: microcline  
 Myr: myrmékite

- du plagioclase (45 % du volume de la roche), en grand cristal automorphe (5 mm de longueur). Certaines sections présentent une faible altération en mica blanc et épidote ;
- le microcline, en faible proportion (2 à 3 % du volume de la roche) et en petits cristaux (0,7 mm environ) s'observe également ;
- la myrmékite qui ne dépasse guère 1 % du volume de la roche;
- de la biotite (15 % du volume de la roche), en lamelles disposées souvent en amas ou entrelacées. Ces cristaux ont des dimensions remarquables qui demeurent toutefois inférieures à celle des amphiboles ;
- de l'amphibole de type hornblende verte (10 % du volume de la roche) en grands cristaux automorphes (3,8 mm de longueur). Certains de ces cristaux contiennent des granules de quartz ovoïdes (amphiboles grêlées) ;
- enfin on observe quelques minéraux opaques sub-automorphes.

En conclusion, la composition minéralogique et les proportions des minéraux cardinaux permettent de placer cette roche dans le champ de composition des tonalites. En dehors de la légère altération de certaines sections de plagioclases en épidote et mica blanc aucune transformation métamorphique n'est observée. Cependant il faut signaler la présence du sphène comme minéral accessoire au niveau de Ségoundé et Bargansé.

#### **4- L'orthogneiss**

Au microscope, la roche comprend (planche V : photo 1) :

- du quartz (25 % du volume de la roche), existant principalement sous forme de petits cristaux. Les grands cristaux (1,8 mm), en faible proportion montrent le plus souvent un début de recristallisation (sous joints de grains naissants) ou une recristallisation très avancée (sous joints de grains bien exprimés et de forme plus ou moins rectiligne) ;
- du plagioclase (35 % du volume de la roche), souvent très altéré en épidote, muscovite, calcite et quartz. Les contours encore bien visibles montrent des dimensions assez importantes (4,5 mm en moyenne et atteignant parfois 7 mm). Au sein du plagioclase, s'observe souvent des microfractures remplies de calcite et de quartz ;
- le microcline, dont la proportion dépasse un peu 1 % du volume de la roche apparaît le plus souvent en petits cristaux ( $\leq 0,1\text{mm}$ ), d'autres cristaux (assez rares) atteignent la taille du plagioclase et présentent les mêmes types de microfractures le plus souvent remplies de calcite et de quartz ;

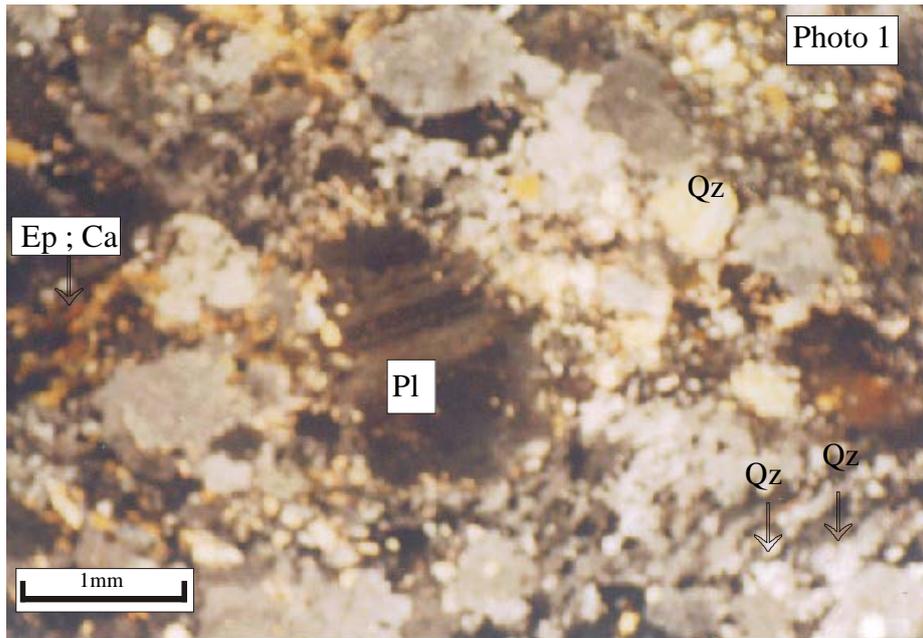


Planche V: photo 1: Faciès d'orthogneiss vu au microscope  
Pl: plagioclase ; Qz: quartz ; Ep: épidote ; Ca: calcite

- de lamelles de biotite (20 % du volume de la roche), de dimension plus petite que celle des amphiboles sont chiffonnées et en voie de chloritisation qui forment des traînées s'enroulant autour des phénocristaux de plagioclases. L'allure d'ensemble de la biotite dessine une orientation préférentielle ;
- de l'amphibole (10 % du volume de la roche), toujours en grand cristal (environ 2,5 mm de longueur) contenant parfois des globules de quartz. Certaines sections montrent une altération en épidote et chlorite ;
- deux générations d'épidote (environ 5 %) sont observées au sein de la même roche. La première, est constituée de cristaux d'assez grandes dimensions (2 mm en moyenne) qui sont associés aux minéraux ferromagnésiens. La deuxième, constituée de cristaux de toutes petites dimensions, dérive de l'altération de minéraux précoces comme le plagioclase et l'amphibole ;
- la muscovite et la calcite (environ 3 %) sont secondaires et dérivent du plagioclase principalement ;
- enfin, les minéraux accessoires sont : le sphène sub-automorphe et craquelé et quelques minéraux opaques sub-automorphes qui sont probablement des oxydes de fer.

En conclusion la composition minéralogique observée dans cette roche (amphibole, biotite, plagioclase, quartz) ainsi que les proportions des différentes espèces minérales montrent une similitude entre le faciès orthogneissique et la tonalite saine. L'allure (l'obliquité par rapport au plan C) des phénocristaux de plagioclase, les biotites chiffonnées qui s'enroulent tout autour de ces plagioclases et la recristallisation plus ou moins poussée du quartz sont les témoins d'une déformation de la roche en contexte cisailant. La chloritisation de la biotite et de l'amphibole et la transformation intense du plagioclase en mica blanc, calcite, épidote et quartz montrent que les conditions thermiques sont relativement faibles.

### **5- Le faciès mylonitique**

Au microscope, la mylonite présente deux fractions :

- une matrice fine (taille du grain < à 1 mm) représentant 65 % du volume de la roche ;
- des phénocristaux (environ 35 % du volume de la roche) dont la dimension moyenne est d'environ 2 mm.

La matrice comprend :

- du quartz (40 % environ de la matrice), se présentant en petits cristaux aux contours plus ou moins bien polygonisés ou en rubans ;
- de petits cristaux de plagioclases (taille inférieure à 0,1 mm), constituant environ 5 % de la matrice ;
- de petits cristaux de microcline en faible proportion ;
- de la biotite chiffonnée en traînée flexureuse s'enroulant autour des phénocristaux. Elle est presque entièrement chloritisée et occupe environ 40 % de la matrice ;
- de petits cristaux d'amphibole (environ 5 % de la matrice), qui sont en voie de chloritisation.
- de l'épidote, ne représentant qu'environ 2 % de la matrice ;
- de la calcite, occupant une proportion d'environ 5 %.

Au sein de cette matrice, on observe également quelques rares minéraux opaques automorphes.

Les phénocristaux (30 à 35 % du volume de la roche) sont représentés par :

- du plagioclase (environ 80 % des phénocristaux) avec des dimensions moins importantes (voisines de 1mm) que celles des amphiboles. Ce minéral est le plus souvent altéré en mica blanc, épidote et calcite ;
- l'amphibole (20 % des phénocristaux), en cristaux de dimensions atteignant 2 mm. La majorité des sections d'amphibole est en état de chloritisation très avancée. Au sein d'une section d'amphibole, il est fréquent d'observer des cristaux de quartz ovoïdes (amphibole grêlée de quartz) et plus rarement des cristaux de zircon.

La composition minéralogique ici décrite ne diffère en aucun cas de celle de l'orthogneiss qui nous le rappelons est lui-même une tonalite déformée. La paragenèse secondaire qui accompagne cette déformation est également la même que celle de l'orthogneiss (chlorite, mica blanc, épidote, calcite). La différence entre l'orthogneiss et la mylonite, ne se situe qu'au niveau de la taille du grain. L'abondance de la matrice dans la mylonite est due à l'intensification de la déformation. Dans tous les cas, les conditions de température sont relativement basses comme l'atteste la paragenèse secondaire observée.

Signalons tout de même que dans la mylonite observée au niveau de la coupe Ségoundé-Bargansé, nous n'avons pas observé d'amphibole.

## 6- L'ultramylonite

Au microscope, la roche est constituée de phénocristaux (environ 20 % du volume de la roche) et de matrice (environ 80 % du volume de la roche).

La matrice est constituée :

- du quartz (environ 40 % du volume de la matrice), généralement de récrystallisation, apparaît sous forme de granules dont la taille est des fois inférieure à 80  $\mu\text{m}$ . Le quartz est souvent sous forme de bande avec une orientation préférentielle bien marquée ;
- du plagioclase (environ 20 % du volume de la matrice), de taille inférieure au mm ;
- de la biotite (environ 40 % du volume de la matrice), complètement transformée en mica blanc. Elle forme des traînées flexureuses qui soulignent la trace de la schistosité mylonitique.

Les phénocristaux sont constitués :

- du quartz (environ 15 %), de taille légèrement plus grande que celle des plagioclases. Ces phénocristaux de quartz montrent des débuts de recristallisation ;
- du feldspath représenté en général par du plagioclase (environ 85 %), et quelques rares sections de microcline. Leurs tailles varient entre 1,5 et 2 mm. Certaines sections s'altèrent en paillettes de mica blanc, en granules d'épidote, de calcite et de quartz.

En somme, la composition minéralogique de la roche (biotite, plagioclase, quartz) ainsi que les proportions de ces différentes espèces minérales montrent que la roche originelle était une tonalite. L'allure des plagioclases (leur obliquité par rapport au plan C) ainsi que la récrystallisation très poussée du quartz sont les témoins d'une déformation de la roche en contexte cisailant. Cette déformation s'accompagne d'une paragenèse secondaire métamorphique à chlorite, épidote, mica blanc, calcite et quartz, donc de relativement basse température. Elle ne diffère des autres faciès déformés, que par l'abondance de quartz recristallisé et par une diminution très importante de la taille de ces minéraux.

## **7- Conclusion à l'étude pétrographique de la zone de Youga-Zoaga**

La zone de Youga-Zoaga est constituée de metabasaltes et de méta-arkoses, regroupées sous le terme de roches de ceintures vertes. En plus de ces roches de ceintures, on a les tonalites avec des faciès allant du sain au faciès ultramylonitique en passant par les faciès orthogneissique et mylonitique.

Les roches de ceintures se caractérisent par une proportion importante de plagioclase. La transformation minéralogique à épidote, chlorite, mica blanc et quartz est une paragenèse métamorphique des conditions de degré schiste vert. Ces roches sont souvent affectées par une altération météorique qui imprègne des couleurs rouges ocre.

La tonalite saine observée le long de toutes les coupes a presque la même composition minéralogique (amphibole, biotite, plagioclase, quartz) avec néanmoins des proportions légèrement différentes.

La différence fondamentale entre les différents faciès de tonalites se trouve au niveau de la taille des grains et du degré de recristallisation de quartz. C'est généralement dans l'axe médiane de la zone de cisaillement qu'on observe la quantité de déformation maximale. L'obliquité des grands cristaux de plagioclase et l'enroulement de la biotite tout autour de ces grands cristaux témoignent d'une déformation en contexte cisailant.

Enfin la paragenèse à chlorite, épidote, calcite, mica blanc et quartz montre que la déformation s'opère à relativement basse température.

## **IV- CARACTERES STRUCTURAUX DE LA ZONE DE YOUGA-ZOAGA**

Dans cette partie nous traitons à la fois les structures mégascopiques (vue en imagerie), mésoscopiques et macroscopiques (observées sur le terrain et mesurées) et microscopiques (microstructures).

### **1- Structures mégascopiques**

La zone de Youga-Zoaga, qui est l'objet de cette étude est bien reconnue sur les images aéromagnétiques (levé magnétique aéroporté de Kenting earth sciences interprété par Paterson Grant et Watson Ltd, 1985). Cette zone de déformation est orientée suivant une direction NE-SW. Au Nord de Fada N'Gourma, elle est relayée par la structure cisailante de Komadougou (Bos, 1967 ; Milési et al., 1989 ; Naba et al., 2004). Vers le SE elle se prolonge en relais dans le territoire Ghanéen sur une distance de plus de 300 Km. Sur l'image aéromagnétique (figure 14), le sens apparent des décalages est senestre. Des structures similaires sont décrites ailleurs dans la région Est du Burkina Faso.

### **2- Structures mésoscopiques et macroscopiques**

#### **2-1- Structures mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Bingo-Zoaga**

##### **Dans la formation métasédimentaire**

Au sein de cette formation, l'essentiel de la structure est une schistosité de direction N55°E sub-verticale (planche I : photo 1). Cette schistosité est contemporaine de l'épisode de métamorphisme de degré schiste vert décrit dans ce faciès.

##### **Dans la tonalite saine**

La tonalite saine observée du côté de Zoaga (NW) présente dans l'ensemble une structure qui rappelle une roche magmatique avec toute fois une foliation assez bien développée due à l'abondance des minéraux ferromagnésiens et surtout à l'allongement des cumulats mafiques précoces (planche I : photo 2). La direction moyenne de la foliation dans ce faciès est d'environ N 50°E 60 SE.

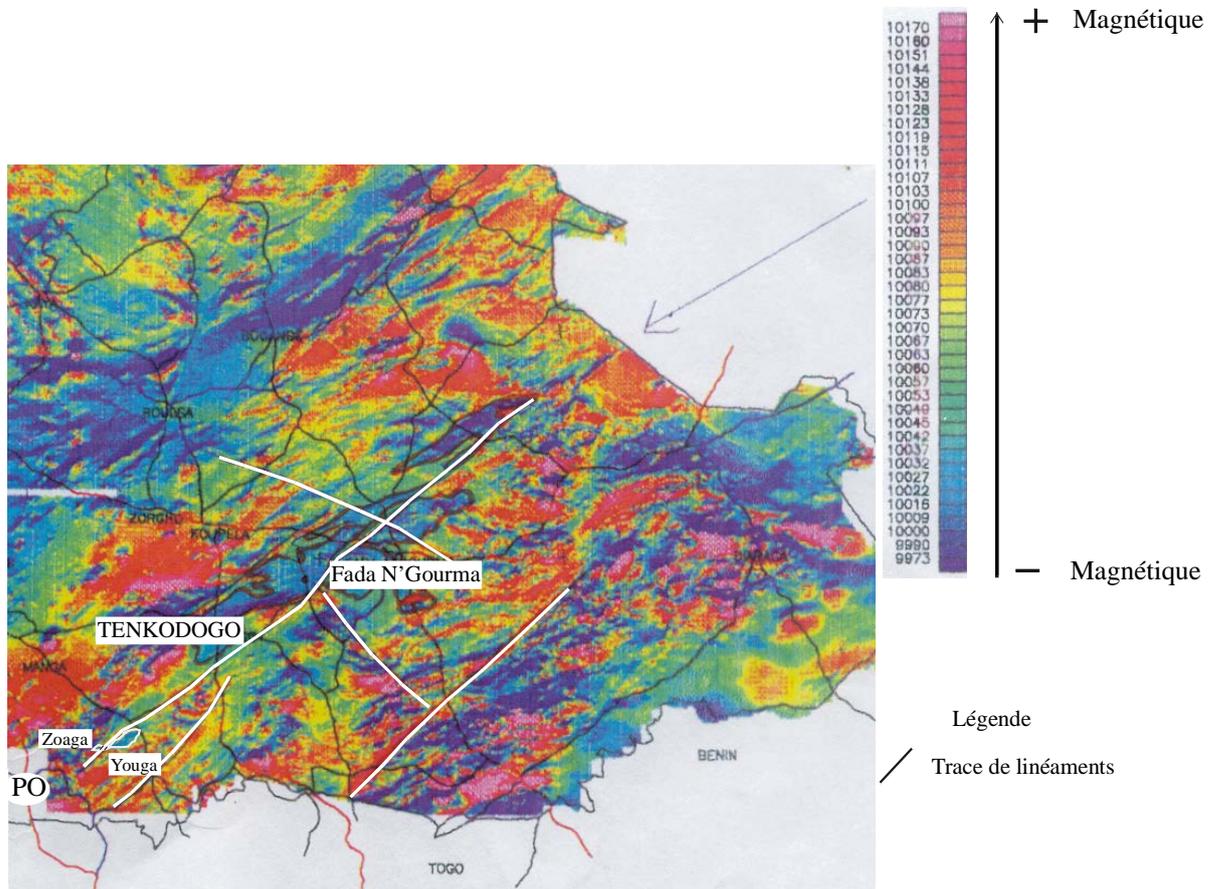


Figure 14: Carte aéromagnétique de la région de l'Est du Burkina Faso (Paterson Grant et Watson Ltd, 1985)

### **Dans l'orthoigneiss**

Dans ce faciès la foliation est marquée par un alignement de quartz recristallisé. L'orientation moyenne de cette foliation est N 55°E 50 SE. Les filons d'aprites de direction moyenne N 40°E sont eux-mêmes orthogneissifiés (planche II : photo 2) et présentent la même orientation de schistosité. Le sens de cisaillement déduit de l'asymétrie des ombres de pression aux extrémités des phénocristaux est dextre.

### **Dans la mylonite**

La mylonite est généralement schisteuse. Ce qui peut être considéré ici comme une schistosité est en fait la trace du plan de cisaillement (C). L'orientation moyenne de la schistosité mylonitique est N 45°E 65 SE.

Il arrive des fois, qu'avec l'intensification de la déformation, un second plan de cisaillement (C') d'orientation N 70°E 70 SE s'observe. La linéation d'étirement est orientée en moyenne N 40°E 10.

### **Conclusion**

La caractérisation de la structure méso à macroscopique montre que la tonalite saine possède déjà une anisotropie plus ou moins bien marquée par les minéraux de la roche ou par les enclaves mafiques. Cette anisotropie est une foliation magmatique globalement orientée N 50° E sub-verticale, conforme à la schistosité dans les métasédiments encaissants. Il s'agit donc de la structuration précoce.

Par contre, lorsque la tonalite est déformée, au stade orthogneissique, cette déformation a une asymétrie dextre, et dans la mylonite l'anisotropie planaire assez bien marquée correspond à un plan de cisaillement (C) N45°E 65SE puisque dans certains cas, apparaît un second plan (C') plus tardif faisant un angle d'environ 25 ° en sens horaire avec le premier. Une linéation d'étirement est également observée N40°E 10 portée par les plans mylonitiques (C) et concordent avec un mouvement dextre.

## **2-2- Structures mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Youga-Youngou**

### **Dans les métavolcanites**

Les métavolcanites sont des roches en général très foliées. Cette foliation a une direction moyenne de N45°E 70 NW. La linéation d'étirement d'orientation moyenne N 45°E 10° SW est bien marquée (planche VI : photo 1).



Planche VI: photo 1: Linéation d'étirement bien marquée dans la métavolcanite (trace du stylo).  
Perpendiculairement à cet étirement on observe des fractures.

Des fractures de direction N 115°E, sub-perpendiculaires à cette linéation et séparées d'environ 25 cm affectent également la roche (planche VI : photo 1).

### **Dans les métasédiments arkosiques**

La schistosité est en général très développée. Nous observons en effet une première schistosité (S1) de direction N 55°E 70 SE (schistosité de flux) et une seconde schistosité espacée (S2) de direction moyenne N 85°E sub-verticale.

### **Dans la tonalite saine de Youngou**

La foliation observée dans la tonalite saine de Youngou est surtout marquée par l'orientation des enclaves mafiques et des minéraux ferromagnésiens. La direction moyenne de cette foliation est N 100°E 65 NE (figure 15).

### **Dans l' orthogneiss**

Dans ce faciès la foliation est surtout marquée par les traînées de minéraux ferromagnésiens autour des phénocristaux de plagioclase. Cette foliation a une direction moyenne N 50°E 70 SE (figure 16). Un sens de cisaillement dextre a pu être déduit grâce à l'asymétrie des ombres de pressions développées aux interfaces des plagioclases.

### **Dans la mylonite**

Le faciès mylonitique est en général très schistosé du fait de l'intensification de la déformation. Il est très fréquent en effet d'observer deux directions de schistosité dans ce faciès : \* la première correspond au plan de mylonitisation (C) d'orientation moyenne N 45°E 75 NW ; \* le second plan est une schistosité espacée (C') d'orientation moyenne N 60°E 70 SE moins pénétratif. Une linéation d'étirement est associée aux plans C et marquée par le quartz. Cette linéation a une orientation moyenne N 225 °E 11.

### **Conclusion**

La caractérisation de la structure montre que dans la ceinture de roche verte (métabasaltes et méta-arkoses), la schistosité de flux (S1) a une direction presque identique (N 45°E à N55°E) avec des pendages sub-verticaux. La seconde schistosité (S2) observée dans les méta-arkoses fait un angle de 30° avec la S1. Ces deux schistosités diffèrent nettement de la foliation magmatique observée dans la tonalite saine (N 100°E sub-vertical).

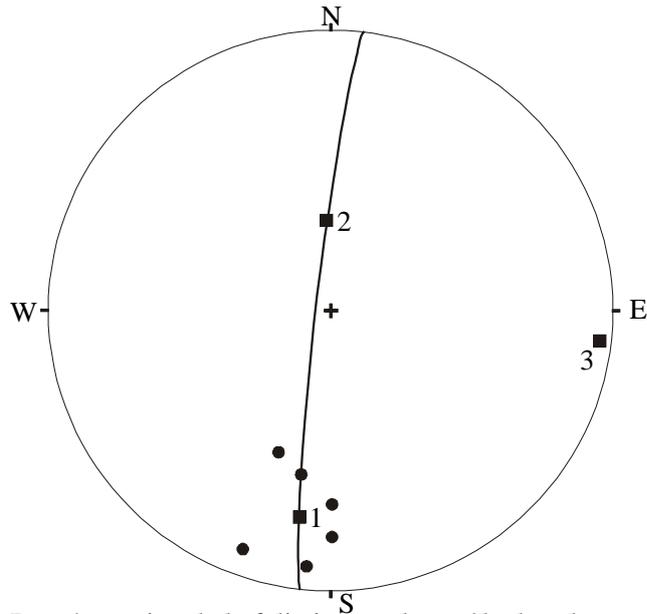


Figure 15 : Représentation de la foliation par leur pôle dans la tonalite saine de Youngou ( N=6) (Diagramme de Schmidt : hémisphère inférieur)

	Module du vecteur propre	Orientation du vecteur propre
1	0,93	189°/26°
2	0,06	357°/64°
3	0,02	97°/5°

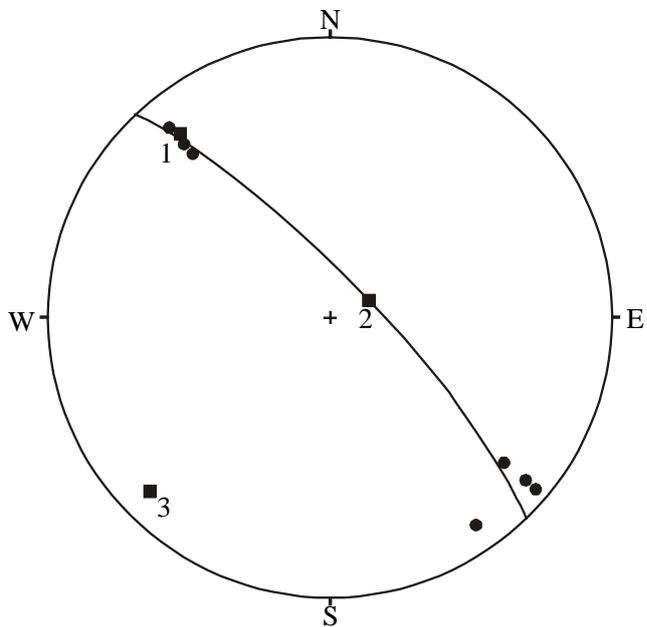


Figure 16: Représentation de la foliation par leur pôle dans les orthogneiss de la coupe Youga-Youngou ( N=7) (Diagramme de Schmidt : hémisphère inférieur)

	Module du vecteur propre	Orientation du vecteur propre
1	0,92	317°/17°
2	0,08	67°/78°
3	0,01	226°/11°

Aussi, la foliation magmatique observée dans la tonalite saine diffère nettement de celle observée au niveau de la tonalite déformée.

Dans la tonalite déformée, la schistosité est principalement due au cisaillement dextre déterminé dans l'orthogneiss et varie de N 50°E à N 45°E suivant que l'on se situe dans l'orthogneiss ou dans la mylonite. Les pendages sont presque toujours très forts (environ 70°). L'intensification de la déformation dans la mylonite semble être à l'origine du second plan C' qui fait un angle de 15° avec le premier. La linéation d'étirement observée est surtout associée aux plans C.

### **2-3- Structures mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Ségoundé-Bargansé**

#### **Dans la tonalite non déformée**

A Ségoundé et à Bargansé, la foliation est masquée par les enclaves mafiques. Les directions de foliation sont très différentes dans les deux localités. Elle est d'environ N 25°E 75 NW au niveau de Bargansé et N100°E 75 NE à Ségoundé.

#### **Dans la tonalite déformée**

Dans l'orthogneiss, la foliation est surtout marquée par l'alignement de quartz recristallisé. Elle a une direction moyenne de N 50°E 60 NW. Dans un stade de déformation un peu plus prononcée, la roche est mylonitisée et très schistosée (C). Cette schistosité a la même direction que la foliation de l'orthogneiss avec un pendage sub-vertical. Au stade de l'ultramylonite, la roche est entièrement recristallisée et présente l'aspect d'une roche volcanique massive sans anisotropie. Seule une déformation plicative marquée par des passées microgrenues est observée. Ces plis sont caractérisés par des axes horizontaux d'orientation moyenne N30°E (planche III : photo 1).

#### **Conclusion**

La caractérisation de la structure montre que la tonalite saine possède déjà une anisotropie plus ou moins marquée par l'alignement des enclaves mafiques avec une grande variation de directions. Si cette anisotropie (foliation magmatique) est bien marquée il n'est pas de même de la linéation.

Quand aux faciès déformés, on passe de l'orthogneiss, à la mylonite et à l'ultramylonite, avec des anisotropies planaires bien marquées NE-SW.

## **2-4- Conclusion générale sur les structures macroscopique et mésoscopiques**

Les différentes structures observées sur le terrain le long des différentes coupes sont entre autres la foliation, la schistosité et la linéation.

En effet, la schistosité de flux observée dans les formations métasédimentaires à Bingo et à Youga présente la même attitude (N55°E sub-vertical). Cette dernière peut être rapprochée de celle des metabasaltes (N45°E sub-vertical) observés à Youga. Cette schistosité de flux est donc régionale.

Les tonalites saines ont en général des directions assez variées : N100°E sub-vertical (Youngou et Ségoundé), N25°E (Bargansé) et N50°E (Zoaga). L'extrême variété des directions dans la tonalite est attestée par les données de foliation figurant sur la carte de Castaing (2003).

Les directions de foliation dans les orthogneiss sont presque les mêmes le long de toutes les coupes avec des pendages sub-verticaux. Ces directions, en générales N50°E se rapprochent de celle de la schistosité mylonitique qui est de N45°E sub-vertical. L'examen des microstructures dans la tonalite permettra d'en donner une interprétation. Les directions de schistosité (N70°E et N60°E), observées uniquement dans les mylonites semblent être des plans secondaires de cisaillement. Dans l'ultramylonite, aucune anisotropie n'a été observée à l'échelle du terrain du fait de l'entière recristallisation donnant à la roche un aspect pâteux.

## **3- Microstructures de la zone d'étude**

Dans ce paragraphe, le degré de transformation des minéraux permettra de conclure sur l'état de déformation dans les roches de la zone d'étude.

### **3-1- Dans les métavolcanites**

Les transformations minéralogiques observées au sein de ce faciès sont indiquées ci-après.

Les ferromagnésiens (hornblendes ou pyroxènes) complètement transformés en actinote et en chlorite.

Le plagioclase s'est presque totalement transformé en épidote.

Le quartz provient surtout de la recristallisation.

Les structures majeures observables sont l'orientation marquée par l'alignement de l'actinote, des fois associés à l'épidote et la présence de microfractures (rempli de quartz et carbonate) qui sont sub-perpendiculaires à la linéation.

La transformation presque complète des minéraux indique une paragénèse à chlorite, épidote et quartz témoignant d'un métamorphisme dans les conditions de degré schiste vert.

### **3-2- Dans les méta-arkoses**

Le plagioclase s'altère en épidote, mica blanc et quartz.

Le quartz recristallise en sous grains et les sous joints sont plus ou moins bien polygonisés. Il présente également une extinction roulante bien marquée.

Enfin, une microfracturation tardive d'épaisseur d'environ 0,4 mm, rempli de quartz recristallisé traverse certains minéraux de plagioclase.

En somme, toutes ces transformations se font dans des conditions de métamorphisme de degré schiste vert comme l'atteste la paragénèse à épidote, mica blanc et quartz. La microfracturation du plagioclase montre qu'il était toujours fragile à cette température où le quartz recristallise en sous grains.

### **3-3- Dans la tonalite saine**

Les cristaux de quartz sont xénomorphes avec des tailles importantes (environ 2 mm en moyenne et des fois plus) et montrent tout au plus une faible extinction roulante.

Le plagioclase est automorphe et est très faiblement altéré en mica blanc et calcite.

Le microcline est aussi automorphe et ne montre pas de signes de transformations.

La biotite est stable et se présente sous forme de lamelles.

L'amphibole est également stable, trapue et automorphe avec quelques inclusions ovoïdes de quartz.

Dans la roche, ces minéraux présentent une distribution irrégulière.

Ces traits microstructuraux sont caractéristiques de l'état magmatique.

Seul le plagioclase présente quelques transformations mineures (déstabilisation en épidote et calcite).

### **3-4- Dans l'orthogneiss**

Le quartz est recristallisé en sous grains plus ou moins polygonisés. Le quartz en grands cristaux, présente une extinction ondulante très marquée.

Les porphyroclastes de plagioclases présentent une transformation en épidote, mica blanc et calcite. Certains plagioclases sont fléchis (kinkés) (planche VII : photo 1) voire même étirés. Des veinules tardives de calcites plus ou moins quartz, d'épaisseur comprise entre 25 et 75  $\mu\text{m}$ , traversent les plagioclases (planche VII : photo 2).

Comme le plagioclase, le microcline présente une transformation en mica blanc et calcite avec également la présence de quelques microfractures remplies des mêmes éléments.

La biotite est chiffonnée et en voie de chloritisation. Elle forme des traînées flexureuses qui s'enroulent autour des porphyroclastes de plagioclases.

Les porphyroclastes d'amphibole sont moins transformés que les feldspaths. Néanmoins, ils sont chloritisés mais restent stables vis-à-vis de la forme.

En général, le fléchissement du plagioclase se produit à des températures relativement élevées. C'est pour cette raison que cette figure de déformation est caractéristique de l'état sub-magmatique. Dans le cas présent, la déformation commence depuis l'état sub-magmatique et se poursuit à l'état solide de relativement basse température. Cette basse température étant caractérisée par une paragenèse secondaire à chlorite, épidote, mica blanc et calcite.

L'asymétrie des ombres de pressions développées aux interfaces des porphyroclastes, ainsi que l'obliquité de ces porphyroclastes vis à vis des plans de cisaillement (C) permettent d'observer une image de structure C-S caractéristique.

Le sens de cisaillement déduit de l'asymétrie des ombres de pressions (planche VIII : photo 1) et de l'obliquité des porphyroclastes de plagioclases (planche VIII : photo 2) développés à leurs interfaces est dextre.

### **3-5- Dans la mylonite**

Le quartz est entièrement recristallisé en sous grains. Les sous joints de grains sont bien polygonisés. L'étirement global de certains de ces agrégats montre que le grand cristal initial a d'abord subi un rubanement avant la recristallisation. L'allure du ruban est le plus souvent conforme aux traînées de biotites déstabilisées (planche IX : photo 1).

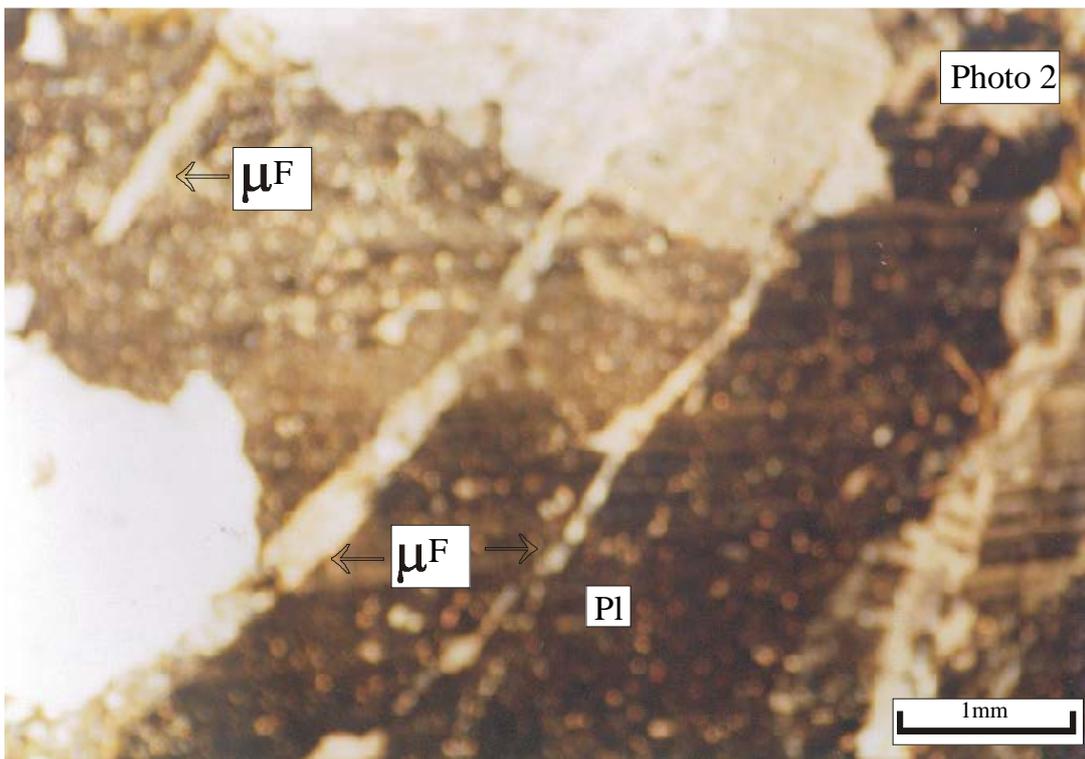
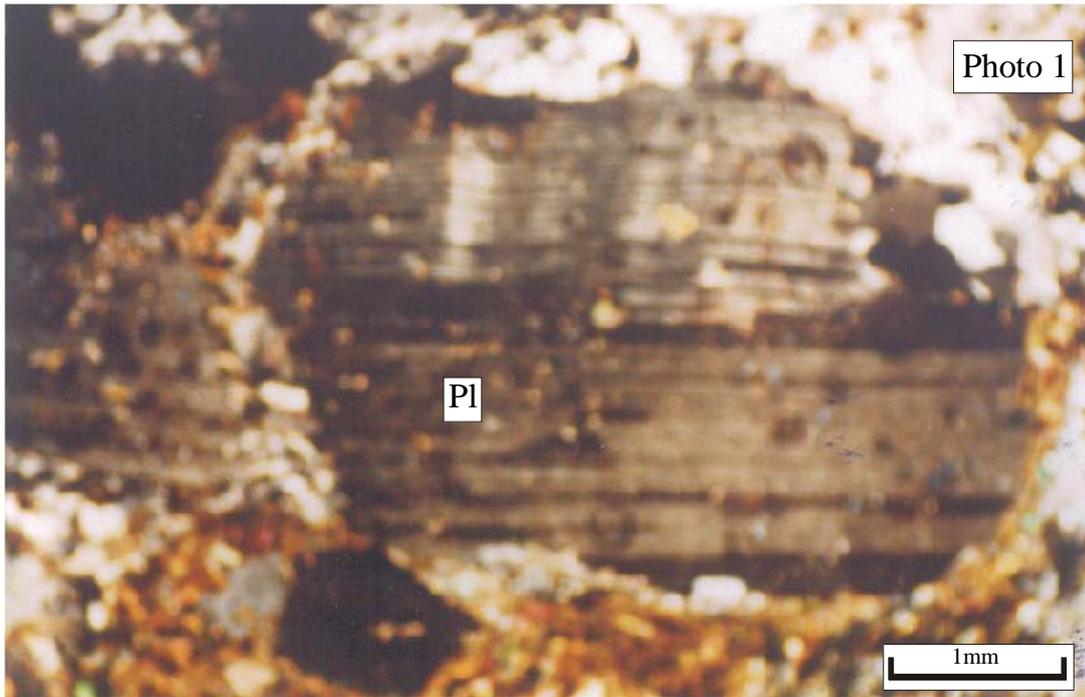


Planche VII: photo 1: Faciès d'orthogneiss présentant un plagioclase (Pl) fléchi (kinké)

photo 2: Minéral de plagioclase montrant des microfractures  $\mu^F$   
remplies de calcite plus ou moins quartz

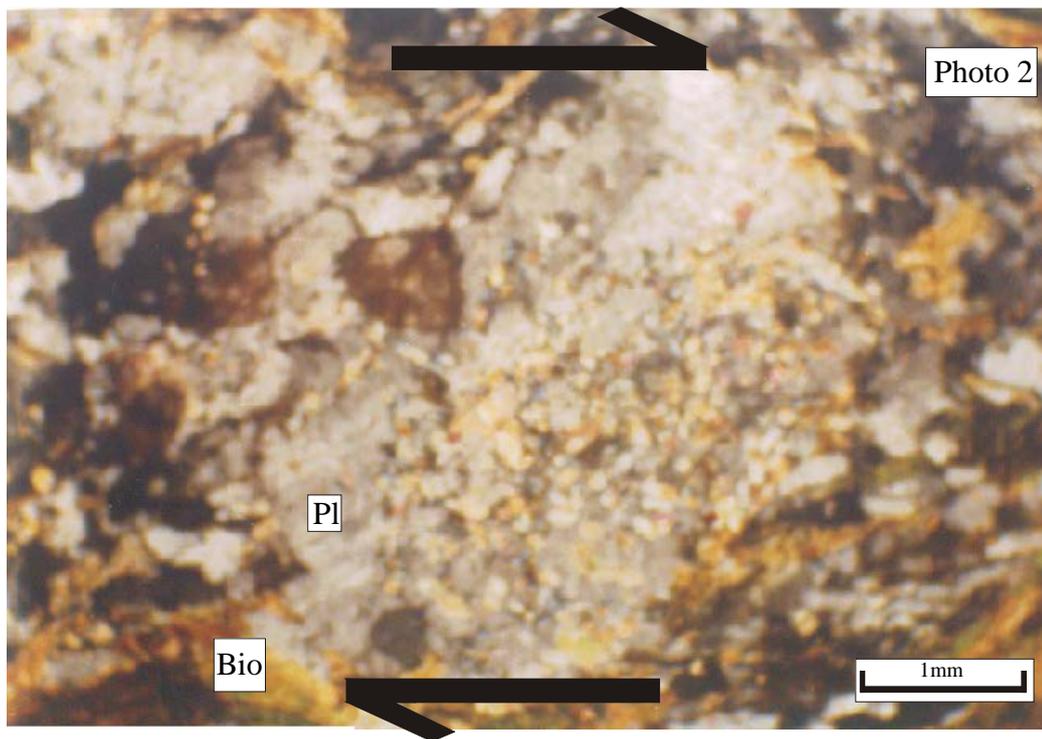
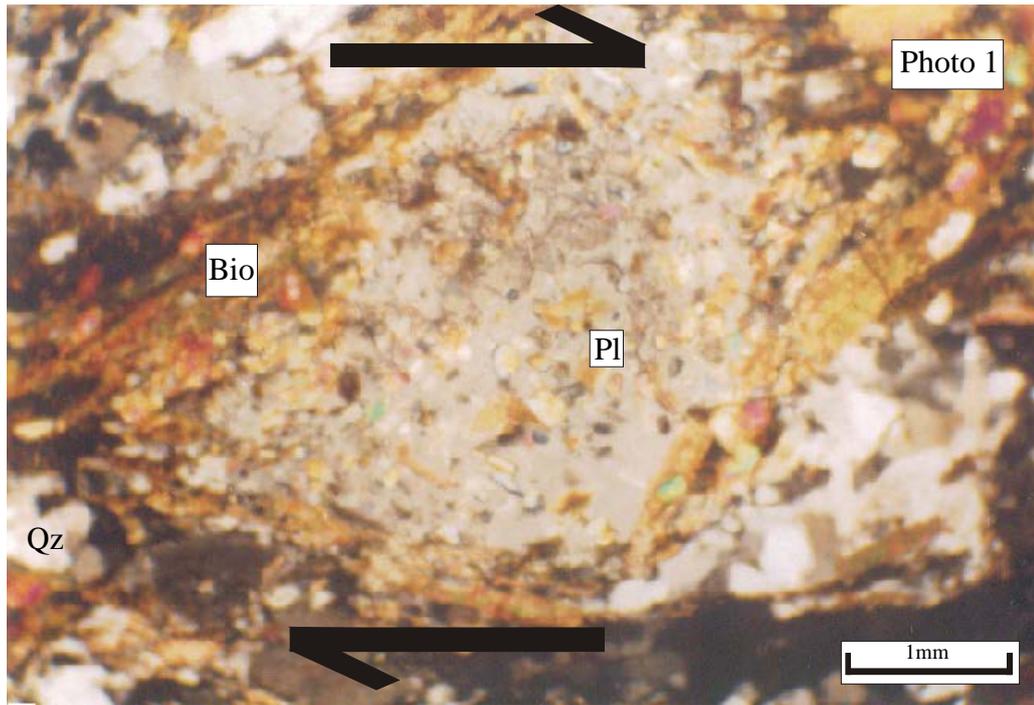


Planche VIII: photo 1: Sens de cisaillement déduit de l'asymétrie des ombres de pression  
Photo 2: Sens de cisaillement déduit de l'obliquité du plagioclase

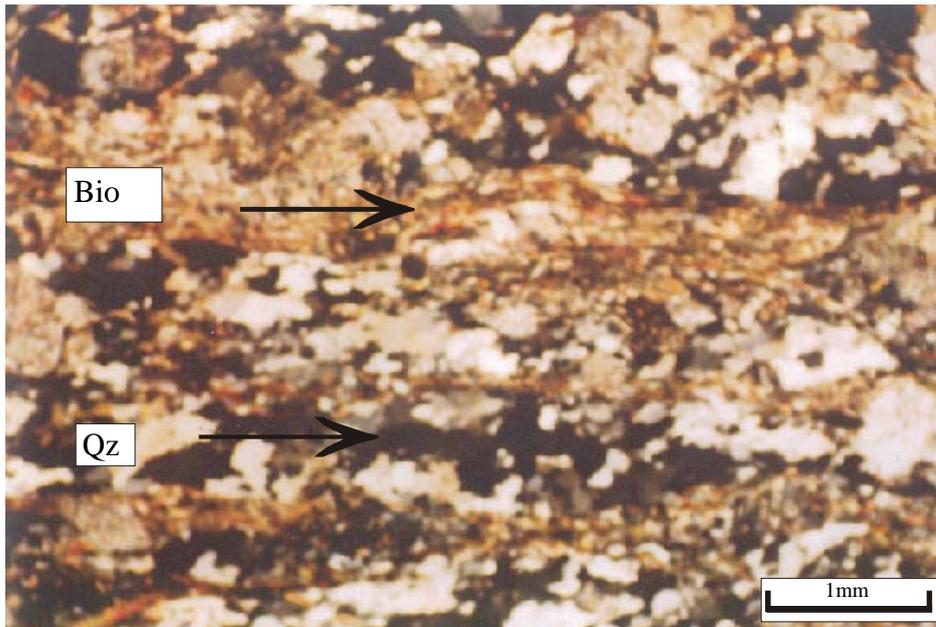


Planche IX: photo 1: Le quartz (Qz) en rubans parallèles aux traînées flexureuses de biotite (Bio).

Le plagioclase est le plus souvent altéré en mica blanc et en granule d'épidote.

La biotite est chiffonnée et chloritisée. Elle forme des traînées flexureuses qui s'enroulent autour des porphyroclastes de plagioclases.

Les microstructures observées sont caractéristiques d'une déformation à l'état solide (déformation mylonitique). Au regard de la paragenèse secondaire (calcite, chlorite, épidote) qui se développe pendant cette déformation, nous pouvons conclure qu'elle est de relativement basse température.

La mylonite présente les mêmes transformations minéralogiques que l'orthogneiss et exactement les mêmes critères de cisaillement. La seule différence se situe au niveau des dimensions des minéraux recristallisés et de l'ampleur même de la recristallisation. On se rend compte d'une gradation dans l'intensité de la déformation. La biotite est chiffonnée et chloritisée. Elle forme des traînées flexureuses qui s'enroulent autour des porphyroclastes de plagioclases.

Mais signalons qu'au niveau de la coupe Ségoundé-Bargansé, la biotite est presque entièrement chiffonnée mais stable (planche X : photo 1) et forme des traînées flexureuses autour des porphyroclastes feldspathiques. Les sous grains de quartz présentent un étirement (planche X : photo 2). Ces critères traduisent une déformation à relativement haute température.

Cet étirement des sous grains de quartz montre par ailleurs que la recristallisation est dynamique. Cependant aucun critère de cisaillement tranché n'a pu être décelé. Cela étant probablement lié au fait que nous sommes pratiquement au cœur de la zone de cisaillement où l'obliquité C-S disparaît puisque C et S sont anastomosés.

### **3-6- Dans l'ultramylonite**

Ce qui caractérise l'ultramylonite, est l'extrême finesse de la taille du grain qui lui confère un aspect de roche volcanique. La taille du grain ne dépasse guère les 0,3 mm.

L'amphibole et la biotite sont partiellement transformées en chlorite et le plagioclase s'altère partiellement en épidote, mica blanc, calcite et quartz. Le quartz recristallise entièrement en sous grains limités par des sous joints bien polygonisés qui présentent une orientation préférentielle.

La roche est recoupée par des veinules d'environ 75  $\mu\text{m}$  d'épaisseur remplies de quartz. Ces veinules subissent elles-mêmes la déformation (recristallisation et tronçonnage du quartz).

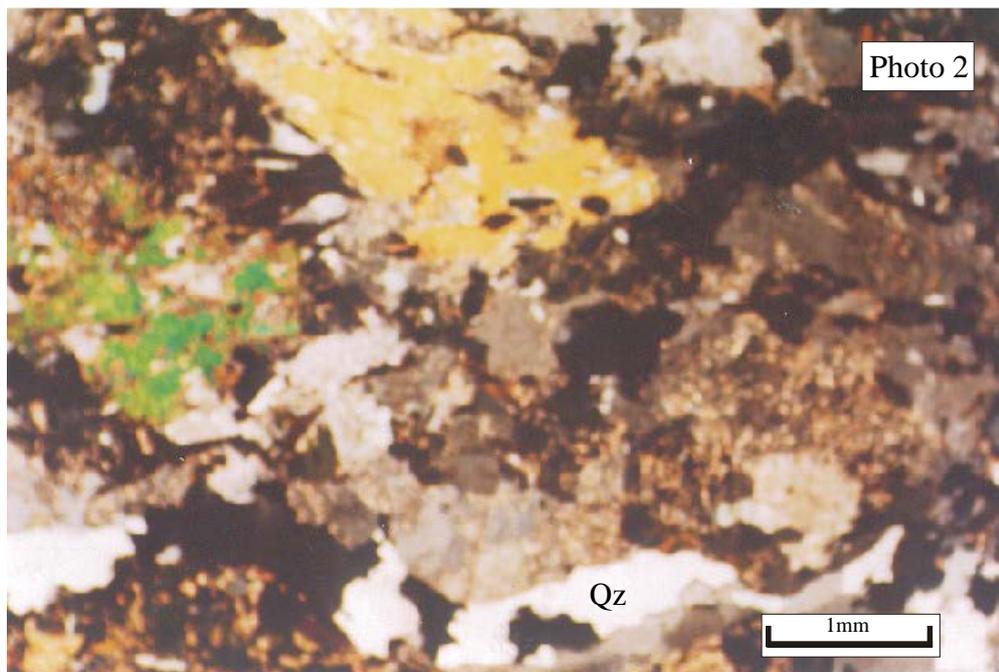
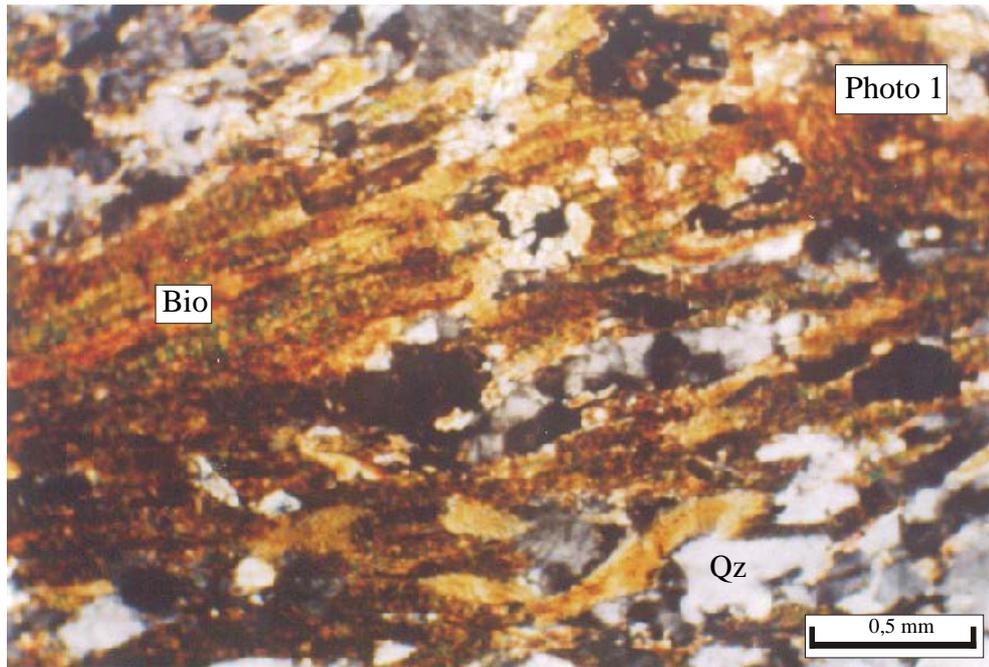


Planche X: photo 1: Faciès de mylonite montrant des biotites (Bio) stables  
c'est à dire non déformées

photo 2: Le même faciès montrant du quartz (Qz) étiré qui recrystallise

Contrairement à son apparence macroscopique, la roche montre une anisotropie bien marquée, soulignée par l'ensemble des espèces minérales de la roche.

Les microstructures observées témoignent d'une déformation à l'état solide (déformation mylonitique). La paragenèse secondaire à chlorite, épidote, calcite, mica blanc et quartz est de relativement basse température. Les veinules de quartz sont en général perpendiculaires à la direction d'étirement, et sont eux mêmes tronçonnées par endroit suivant cette direction. Leurs minéraux de remplissage sont recristallisés. Tout cela montre que l'histoire de la déformation de l'ultramylonite a pris un certain temps dans les conditions de basse température.

### **3-7- Conclusion sur les microstructures**

Au niveau des roches de ceintures, on observe une faible recristallisation du quartz et des microfractures au niveau des porphyroclastes qui sont des microstructures de déformations à l'état solide. La paragenèse secondaire métamorphique à chlorite, épidote, mica blanc et quartz est le résultat d'un métamorphisme dans les conditions de degré schiste vert. Ce métamorphisme doit être rattaché au métamorphisme régional de degré schiste vert décrit généralement dans les formations birimiennes et qui est sub-contemporain de la phase de raccourcissement à 2,1 Ga.

Au niveau des termes plutoniques, la zone de Youga-Zoaga présente des microstructures magmatiques, sub-magmatiques et de déformation à l'état solide. En effet dans la tonalite saine, seules les microstructures magmatiques sont présentes. La déformation à l'état solide concerne à la fois l'orthogneiss, la mylonite et l'ultramylonite. Cette déformation à l'état solide, s'opère à relativement basse température comme l'atteste la majorité des paragenèses relevées. C'est seulement dans un cas isolé sur la coupe Ségoundé-Bargansé que nous avons relevé une paragenèse de haute température.

Dans le faciès orthogneissique, on observe fréquemment des structures sub-magmatiques (plagioclase fléchi) et des caractères qui indiquent sans ambiguïté l'état solide basse température (plagioclase microfracturé). Cette coexistence de microstructures caractéristiques d'états rhéologiques complètement différents peut être la preuve d'une déformation qui s'est produite en continuité depuis l'état sub-magmatique jusqu'à l'état solide. Les mêmes caractères s'observent dans la mylonite.

Pour ce qui concerne l'évolution globale de la déformation dans le faciès tonalitique le long des coupes, on peut noter une variation des microstructures de l'état magmatique (non déformé) dans la tonalite saine à l'état de déformation sub-magmatique dans l'orthogneiss et dans la mylonite et déformation purement solide dans l'ultramylonite.

L'obliquité des porphyroclastes ainsi que l'asymétrie des ombres de pressions observées au niveau de la zone de Youga-Zoaga indiquent le plus souvent un sens de cisaillement dextre.

#### **4- Analyse de la déformation finie dans la zone de Youga-Zoaga**

##### **4-1- Etat de déformation finie**

Des mesures de variation de l'angle  $\theta$  entre S (foliation) et C (plans de cisaillement tardif) ont été faites au niveau de l'orthogneiss, de la mylonite et de l'ultramylonite le long des différentes coupes.

Ainsi cet angle  $\theta$  varie d'environ  $40^\circ$  dans les orthogneiss à  $0^\circ$  au niveau de la mylonite le long de la coupe Youga-Youngou. Suivant la coupe Bingo-Zoaga,  $\theta$  est d'environ  $47^\circ$  dans l'orthogneiss,  $30^\circ$  dans la mylonite et  $0^\circ$  dans l'ultramylonite. Le long de la coupe Ségoundé-Bargansé,  $\theta$  est de  $60^\circ$  dans l'orthogneiss et  $0^\circ$  dans la mylonite et l'ultramylonite.

Des observations sur la forme des objets (minéraux) ont été faites sur différentes sections (XY, XZ et YZ) afin de quantifier l'état de déformation finie.

Dans les orthogneiss où  $\theta$  est compris entre  $40^\circ$  et  $60^\circ$  : \* sur les sections XZ, les minéraux sont faiblement aplatis et allongés suivant X ; la direction de X est marquée par l'allongement des minéraux de quartz, l'alignement de certains ferromagnésiens et la direction moyenne des ombres de pression ; \* sur les sections XY, l'allongement n'est pas bien marquée.

Dans les mylonites où  $\theta$  varie autour de  $30^\circ$ , les minéraux déformés plastiquement sont bien allongés suivant X en section XZ et marquent la direction de la linéation sub-horizontale.

Dans l'ultramylonite où  $\theta$  est nul, on n'observe que de la recristallisation des minéraux en rubans sur les sections XZ et de larges plages sur les sections XY.

Cet état de déformation suggère beaucoup plus que l'aplatissement est dominant dans le fonctionnement du couloir de déformation de la zone de Youga-Zoaga.

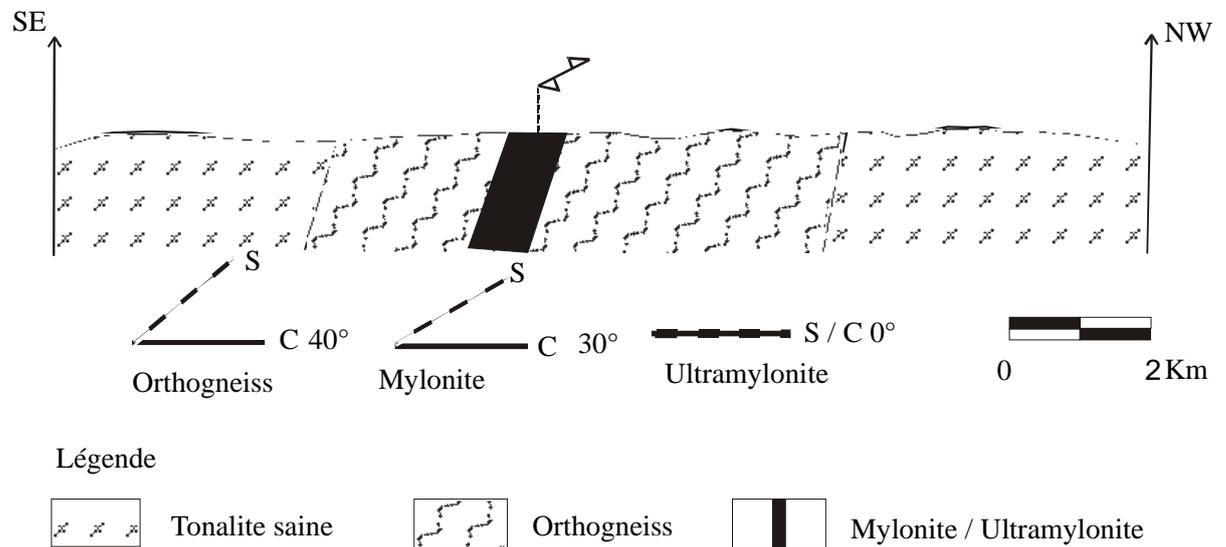
#### 4-2- Type de déformation

Le report des différentes mesures de forme des objets marqueurs de la déformation sur le diagramme de Flinn (1962) montre une disposition en zone autour de  $K = 1$  (figure 17). Cet état de fait traduit une déformation plano-linéaire par cisaillement. Dans tous les cas, l'analyse microstructurale montre que le matériau est souvent très déformé.

Le regroupement des points représentatifs des échantillons d'angle  $\theta$  voisin de  $40^\circ$  (orthogneiss) au dessus de la droite  $K = 1$  et des échantillons d'angle  $\theta$  voisin de  $30^\circ$  (mylonites) en dessous montre que nous avons une tendance à la constriction dans les orthogneiss et de l'aplatissement dans les mylonites.

#### 4-3- Régime de la déformation

La variation de l'angle  $\theta$  entre le plan de cisaillement (C) et la schistosité (S) est de façon générale de  $40^\circ$  dans les orthogneiss,  $30^\circ$  dans la mylonite et  $0^\circ$  au niveau de l'ultramylonite. Cela traduit une diminution de l'angle  $\theta$  depuis les bords du couloir de déformation vers le centre. Aussi une obliquité des porphyroclastes ainsi que le développement des ombres de pressions traduisent une déformation en régime non coaxial. Le moteur de cette déformation est donc un cisaillement. La zone de Youga-Zoaga se trouve donc être traversée par un couloir de cisaillement.



S = Schistosité

C = Plan de cisaillement

$40^\circ$  ;  $30^\circ$  ;  $0^\circ$  = Angle  $\theta$  entre C et S

Figure 17 : Variation de l'angle  $\theta$  entre la schistosité S et le plan de cisaillement S dans les termes de tonalite.

#### 4-4- Conclusion sur l'analyse de la déformation finie

L'analyse de la déformation finie nous permet de confirmer qu'il y a un gradient de la déformation depuis les périphéries jusqu'au cœur de la zone de cisaillement. L'angle  $\theta$  entre le plan de cisaillement (C) et la foliation (S) diminue de l'orthogneiss jusqu'à l'ultramylonite.

Enfin, le type de déformation observé est plano-linéaire avec une légère prédominance de l'aplatissement. Ce constat est la preuve que la quantité de transport de la matière est négligeable le long de ces zones de cisaillement transcurent.

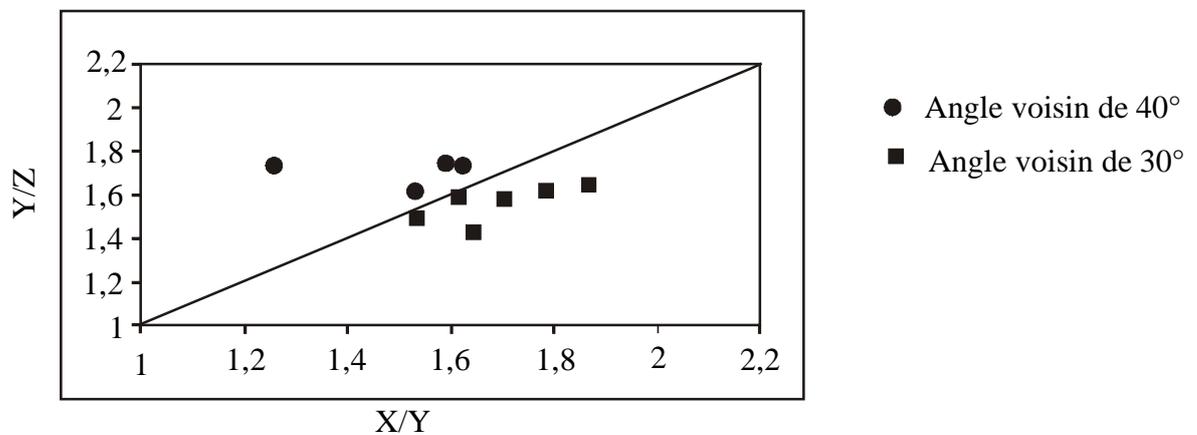


Figure 18 : Distribution sur le diagramme de Flinn des points figuratifs des rapports X/Y en fonction de Y/Z pour la zone de cisaillement de Youga-Zoaga.

## SYNTHESE – DISCUSSION ET CONCLUSION

La zone de Youga-Zoaga, constituée essentiellement de granitoïdes (tonalites) et de roches vertes (métabasaltes et méta-arkoses) en ceintures, est traversée par un couloir de cisaillement NE-SW d'extension régionale sur plus de 300 Km depuis le Niger au NE jusqu'au Ghana au SW. Cette structure a une largeur variant entre 6 et 12 Km.

L'étude pétrographique menée surtout dans les granitoïdes, délimite le couloir qui est marqué en coupe SE-NW, par des orthogneiss, des mylonites et des ultramylonites.

La structuration régionale de la schistosité de flux à linéation verticale dans les formations volcano-sédimentaires et de la foliation dans les tonalites est globalement NE-SW à pendage fort mais manifestement précoce par rapport aux surfaces de déformation mylonitique induites par le couloir de cisaillement de Youga-Zoaga.

A l'échelle macroscopique, ce couloir de déformation présente en coupe SE-NW, un stade d'orthogneissification où la déformation a une asymétrie dextre puis des mylonites où l'anisotropie planaire est assez bien marquée correspondant à un plan de cisaillement (C) N45°E 65SE. Une linéation d'étirement est également observée N40°E 10 portée par les plans mylonitiques (C) et concordent avec un mouvement dextre.

L'évolution globale de la déformation dans le faciès tonalitique en coupe SE-NW, montre une variation des microstructures de l'état magmatique (non déformé) dans la tonalite saine à l'état de déformation sub-magmatique dans l'orthogneiss et dans la mylonite et une déformation purement solide dans l'ultramylonite. L'obliquité des porphyroclastes ainsi que l'asymétrie des ombres de pressions observées indiquent le plus souvent un sens de cisaillement dextre.

Le taux de déformation finie montre qu'il y a un gradient de la déformation depuis les périphéries jusqu'au cœur du couloir de cisaillement. L'évolution de l'angle entre le plan de cisaillement (C) et la foliation (S) diminue de 40° dans l'orthogneiss, 30° dans la mylonite et s'annule dans l'ultramylonite.

Ce type de déformation qui est globalement plano-linéaire induit une direction d'allongement sub-horizontale conforme à la linéation observée, ne présume cependant pas de grands déplacements latéraux. En effet, l'aplatissement semble dominer.

La foliation précoce qui structure les roches volcano-sédimentaires de ceintures et les corps des tonalites, est probablement le témoin du raccourcissement à 2,1 Ga souvent évoqué par les auteurs (Lompo, 1991 ; Pons et al., 1995 ; Hirdes et al., 1996) donc antérieure aux failles transcurrentes NE-SW également décrites sur l'ensemble du Craton Ouest Africain (Milési et al., 1989). Le couloir de cisaillement de Youga-Zoaga, fait partie de ces failles transcurrentes NE-SW sauf que l'apport de cette étude montre que le rejet horizontal est très minimisé pour une transcurrence régionale et pourrait expliquer l'absence de décalage franc sur les cartes géologiques du Burkina Faso.

En perspective, il serait souhaitable que des études similaires soient entreprises sur les différentes " failles transcurrentes" bien positionnées sur les cartes géologiques au Burkina Faso comme sur l'ensemble du Craton Ouest Africain, afin de préciser leur fonctionnement réel.

## **BIBLIOGRAPHIE**

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarede, F., 1990** - A major 2,1 Ga. old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion, *J. Geophys. Res.*, 95, B11, pp. 17607-17629.
- Bessoles, B., 1977** - Géologie de l'Afrique: le craton Ouest Africain, *Mém. B. R. G. M.*, Orléans, 88, 403 p.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F. and Arndt, N. T., 1992** - Crustal growth in West Africa at 2,1 Ga. *Geophys. Res.*, 97 (B1) pp. 345-369.
- Bonhomme, M., 1962** – Contribution à l'étude géochronologique de la plate forme de l'Ouest Africain. Thèse Ann. Fac. Sci. Université Clermont-Ferrand, Fr., *Géol. Minéral*, n°5, 62 p.
- Bos, P., 1967a** – Rapport de synthèse des travaux géologiques et de prospections effectués sur le degré carré de Fada N'Gourma. *Rapp. Inédit. B. R. G. M., Arch. D.G.M. Ouagadougou*, 288 p.
- Bos, P., 1967b** – Note explicative de la carte géologique à 1/200 000 (feuille de Fada N'Gourma). *Edit. B. R. G. M., Arch. D.G.M. Ouagadougou*, 58 p.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi T., Rochette P., 1990** - Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites : the examples of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184, pp. 157-171.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., 1992** - Submagmatic microfractures in granit. *Geol.*, 20, pp. 35-38.
- Boullier, A.M. et Bouchez, J.L., 1978** - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t XX, 3, pp. 253-262.

- Bournat, G. et Delafosse, R., 1968** - Les possibilités minières de la République de Haute Volta. Rapp. DGM, 15 p + 1 carte.
- Brun, J.P. et Choukroune P., 1981** - Déformation progressive et structures crustales. Revue de géologie dynamique et géographie physique. FASC. 23(3), pp.177-193.
- Castaing, C., 2003** - Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 du degré carré de Tenkodogo, édition B.R.G.M. 53 p.
- Cheilletz, A., Barbey, P., Lama, C., Pons, J., Zimmermann, J.L. et Dautel, D., 1994** – Age de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d’Afrique de l’Ouest, données U-Pb, Rb-Sr et K-Ar sur les formations à 2,1 Ga du SW-Niger. C. R. Acad. Sci. Paris ; 319, série II, pp. 435-442.
- Cluseau, R., 1981** - Interprétation du levé aéromagnétique du Sud-Est de la Haute-Volta. 13p.
- Darrozès, J., Moisy, M., Olivier, P., Améglio, L. et Bouchez, J.L., 1994** – Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l’échelle du massif à celle de l’échantillon. C. R. Acad. Sci. Paris ; 318, série II, pp. 243-250.
- Einsenlohr, B. N. and Hirdes, W., 1992** - The structural development of the early proterozoic birimian and tarkwaian rocks of southwest Ghana. West Africa. J. Afr. Earth Sci., 14 (3) pp: 313-325.
- Feybesse, J. L., Milési, J. P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J. Y., Boher, M. and Abouchami, W., 1989** - La limite Archéen-Protérozoïque Inférieur de l’Afrique de l’Ouest : une zone de chevauchement majeur antérieure à l’accident de Sassandra ; l’exemple des régions d’Odienné et de Touba (Côte d’Ivoire). C. R. Acad. Sci. Paris, 309, pp. 1847- 1853.
- Flinn, D., 1962** – On folding during three dimensionnal progressive deformation. Q. J. Géol. Soc. London, 118, pp. 385-433.

- Gapais, D., 1989** – Les Orthogneiss : Structure, Mécanismes de déformation et analyse cinématique. Mém. et Doc. Centre Armoricaïn d'Etude structurale des Socles n°28, 366 p.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003** – Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire) : evidence for a 2,3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa ? Precambrian Research 127, pp. 329-354.
- Gleizes, G., 1992** - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andore à la Maladeta. Thèse de Doctorat- Université Toulouse III, 259 p.
- Gleizes, G. et Bouchez, J.L., 1989** - Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique structures et microstructures C. R. Acad. Sci. Paris, Série II, t.309, pp. 1075-1082.
- Gleizes, G., Leblanc, D. et Bouchez J.L., 1991** - Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) zonation, structure et mise en place. C.R. Acad. Sci. Paris, 309, série II, pp.755-762.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, 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 pp. 0173-191.
- Ildefonse, B., 1987** - Les linéations et la déformation : Aspects naturels, théoriques et expérimentaux des orientations préférentielles de forme. Thèse de Doctorat- Université Claude Bernard-Lyon 1, 141-87. 190 p.
- Kitson, A. E., 1918** – Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo Occidental avec notice explicative. Econ. Geol., 73, n°2, pp. 215-220.

- Lompo, M., 1991** - Etude structurale et géologique des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest. Evolution et contrôle structural des minéralisations sulfurées et aurifères pendant l'éburnéen. Thèse Université Clermont Fd II Fr., 200 p.
- Lompo, M., Bourges, F., Debat, P., Lespinasse, P., et 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 II a, pp. 1211-1218.
- Malavieille, J., 1987** - Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. J. Struct. Geol. 9(5/6), pp. 541-554.
- Milési, J. P., Feybesse, J. L., Ledru, P., Dommagnet, A., Ouédraogo, M. F., Dommagnet, A., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J. P., Johan, V., Tegey, M., Calves, J. Y. et Lagny, P., 1989** – Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chron. Rech. Min. n° 497, pp. 3-98, 9 fig., 6 tabl. Editions du B.R.G.M.
- Milési, J. P., Ledru, P., Feybesse, J. L., Dommagnet, A. et Dommagnet, A., 1992** - Early proterozoic ore deposit and tectonics of the birimian orogenic of belt, West Africa, Precamb. Res., 70, pp. 281-301.
- Naba, S., 1995** – Lithologie et Structure des granitoïdes de la région de Tenkodogo (Protérozoïque Inférieur du Burkina Faso) : Etat des contraintes et mécanisme de mise en place. Mémoire D. E. A. Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 70 p.
- Naba, S., 1999** - Structure et mode de mise en place de plutons granitiques emboîtés : Exemple de l'alignement plutonique Paléoprotérozoïque de Tenkodogo-Yamba dans l'Est du Burkina Faso. (Afrique de l'Ouest) Thèse. Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 209 p.

- 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, pp. 99 – 114.
- 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. Ear. Sci* 38, pp. 41-57.
- Nicolas, A. 1989** - Principe de tectoniques. 2<sup>e</sup> édition. Masson, 223 p.
- Nikiéma, S. J., 1992** - Evolution tectonique et magmatique du protérozoïque inférieur du sillon de Djibo (Burkina Faso) au sein du craton Ouest Africain : un exemple de tectonique polycyclique et contrôle structural de la minéralisation aurifère. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 172 p.
- Paterson, Grant et Watson Ltd, 1985** – Interprétation du levé magnétique et du levé radiométrique de Rayon Gamma, région De l'Autorité du Liptako-Gourma, Afrique occidentale. Vol. 1 texte, Vol. 2 cartes et figures. Rapp. A. C. D. I.
- Paterson, R.S., Vernon, R.H. and Tobisch O.T., 1989** - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11(3); pp. 349-363.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J. M., 1995** – Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of 2,1 Ga juvenile continental crust : the birimian of southwestern Niger. *Precambrian Res.* 70, pp. 281-301.
- Ramsay, J. G., 1980** – Shear zone review. *Journ. Str. Geol.* Vol. 2. n°1/2. pp. 83-99.
- Ramsay, J. G. and Graham R., 1970** - Strain variation in shear belt. *Can. J. Earth Sci.* 7., 786 p.

- Ramsay, G.J. and Huber M.I., 1989** - The techniques of modern structural geology Volume 2: Folds and fractures , pp. 309-700.
- Robert, J. P. et Vialon P., 1976** - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs décapés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), t.XVIII, 6, pp. 1599-1604.
- Sagatzky, J., 1939** - Prospection dans la Haute-Volta, campagne 1931-1937. Dakar. IFAN, 94 p et 1 carte inéd.
- Sagatzky, J., 1950** - Notice explicative sur la feuille de Tenkodogo Est. Dir. Min. A.O.F., Dakar, 49 p.
- Sagatzky, J., 1950** - Notice explicative sur la feuille de Tenkodogo Ouest. Dir. Min. A.O.F., Dakar, 62 p.
- Simpson, C., 1983** – Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations. Journ. Str. Geol., Vol. 5, n°6, pp. 497-506.
- Simpson, C. and Schmid, S. M., 1983** – An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 94, pp. 1281-1288.
- Soro, T. et Dayo, T., 1982** - Rapport de fin de campagne, prospection du diamant dans la région de Zabré Haute-Volta. – Rapp. BUMIGEB, 15 p + 1 carte.
- Sylvain, J.P., 1978** - Etude sur les possibilités de minéralisations aurifères dans les conglomérats dits "Tarkwaïens" de Haute-Volta.- Rapp. B.R.G.M. –Orléans, 64 p.
- Takagi, H. et Ito, M., 1988** - The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear. J. Struct. Geol. 10(4), pp. 347-360.

**Trinquard, R., 1967** - Rapport de fin de campagne 1967 sur le degré carré de Tenkodogo Haute-Volta. – Rapp. B.R.G.M., 55 p+ 1 carte.

**Trinquard, R., 1969** - Rapport de synthèse des travaux effectués sur le degré carré de Tenkodogo Haute-Volta. – Rapp. B.R.G.M., 118 p.

**Trinquard, R., 1971** - Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 de Tenkodogo, édition B.R.G.M., 39 p.

## ANNEXES

Annexe 1 : Orientation de foliation de la coupe Youga -Youngou	
Tonalite saine	Orthogneiss
N110°E 80°NE	N50°E 70SE
N90°E 70°N	N50°E 65°SE
N100°E 50°NE	N50°E 70°SE
N90°E 60°N	N55°E 80°NW
N110°E 45°NE	N40°E 80°NW
N95°E 80°NE	N50°E 78°SE
	N40°E 85°NW
	N40°E 70°NW

Annexe 2 : Mesure de linéation	
Sur le terrain	Au microscope
N40°E 0	N229°E 14
N220°E 15	N182°E 76
N220°E 10	N184°E 48
N220°E 10	N223°E 06
	N228°E 08
	N196°E 48

Annexe 3 : Tableau des valeurs en millimètre des couples (dx, dz), (dy,dz), (dx,dy) pour un angle  $\theta = 60^\circ$

dx	0,8	1,1	1,6	1	1,2	1,4
dz	0,3	0,5	0,6	0,5	0,5	0,6

Plan (XZ)

dy	1,1	0,8	1,8	0,7	1	1,2
dz	0,5	0,3	0,8	0,4	0,4	0,5

Plan (YZ)

dx	1,7	0,7	1,3	1,1	1,6	1,9
dy	0,8	0,3	0,5	0,3	0,5	0,9

Plan (XY)

Annexe 4 : Tableau des valeurs en millimètre des couples (dx,dz), (dy,dz), (dx,dy) pour un angle  $\theta = 30^\circ$

dx	0,7	0,5	0,5	1	0,8	0,5	0,8	1,3	0,8	2,1	0,5
dz	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4	0,2	0,3	0,5	0,4	1,1	0,2

dx	0,9	2	1,9	1,3	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	0,7	0,6
dz	0,4	0,9	0,8	0,7	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2

dx	0,5	0,8	0,6	0,5	0,7	1	0,8	1	0,7	0,7	1
dz	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3

Plan (XZ)

dy	0,4	0,6	0,5	0,2	0,5	0,4	0,6	0,6	0,5
dz	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2

dy	0,5	0,9	0,4	0,7	0,3	0,4	0,4	0,5	0,9
dz	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4

dy	0,6	0,8	0,6	0,7	1,4	1,5	1,3	1,9	1,1
dz	0,2	0,5	0,3	0,4	0,4	0,9	0,5	0,6	0,4

Plan (YZ)

dx	1,3	0,5	0,8	0,8	0,4	0,7	1,3	1,4	1
dy	0,7	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4	0,6	0,6	0,6

dx	1,7	1,1	0,7	0,6	0,8	0,9	0,6	0,6	0,6
dy	1	0,6	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4

dx	0,5	0,8	0,7	0,6	1,2	0,4	0,6	0,4	0,6
dy	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2

Plan (XY).

Annexe 5 : Tableau des valeurs en millimètre des couples (dx,dz), (dy,dz), (dx,dy) pour un angle  $\theta = 0^\circ$

dx	1,4	0,6	1,1	0,8	0,9	1,6	0,8	1,3	1,6
dz	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,5	0,2	0,6	0,4

dx	0,6	0,8	1	0,6	0,7	0,8	1,2	0,5	
dz	0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	

dx	0,8	0,8	0,5	0,4	0,6	0,5	0,7	1	
dz	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	

Plan (XZ).

dy	0,8	1	0,6	0,6	1,5	0,8	1	0,6	0,6
dz	0,5	0,5	0,3	0,4	0,9	0,4	0,5	0,3	0,2

dy	1,1	0,9	1,5	1,4	0,8	0,4	0,6	0,7	0,7
dz	0,6	0,4	0,6	0,7	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3

dy	0,6	0,4	0,9	0,4	0,7	0,3	0,4	0,4	
dz	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	

Plan (YZ).

dx	0,9	0,9	1,7	0,8	0,7	0,8	1,3	1,5	1,4
dy	0,4	0,4	0,5	0,3	0,2	0,2	0,4	0,6	0,5

dx	1,1	1,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,9	0,9	
dy	0,4	0,9	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	

dx	0,7	0,7	1,2	0,4	0,6	0,4	0,6	0,6	
dy	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	

Plan (XY).

Annexe 6 : Tableau des valeurs des moyennes des rapports au niveau des différents Echantillons.

Y/Z	1,5	1,5	1,3	1,7	1,8	1,7	1,6	1,6	1,9	1,6
X/Y	1,6	1,5	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,4	1,6	1,7

## TABLES DES MATIERES

	Page
<b>INTRODUCTION ET BUT DE L'ETUDE.....</b>	<b>1</b>
1- Introduction.....	1
2- But de l'étude.....	4
<b>PARTIE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE</b>	
<b>I- GEOGRAPHIE PHYSIQUE.....</b>	<b>6</b>
1- Choix de la zone d'étude.....	6
2- Localisation de la zone d'étude.....	6
3- Voies de communication.....	6
4- Géomorphologie et hydrographie.....	6
<b>II- CADRE GEOLOGIQUE.....</b>	<b>8</b>
<b>PARTIE II : ETUDE PETRO-STRUCTURALE</b>	
<b>I – METHODOLOGIE – PROTOCOLE.....</b>	<b>12</b>
1- Méthodologie d'une étude structurale.....	12
1-1- Méthode de terrain : analyse géométrique.....	12
1-1-1- Identification et descriptions des structures.....	12
1-1-2- Mesures et instruments de mesure.....	12
1-2- Méthodes d'analyse cinématique.....	14
1-2-1- Analyse des données quantitatives et directionnelles.....	14
1-2-2- Apport des microstructures dans la caractérisation de la déformation.....	17
2- Méthodologie d'étude d'une "shear zone".....	19
2-1- Généralités sur les déformations cisailantes.....	19
2-2- Méthode d'étude d'une "shear zone".....	21
3- Protocole d'étude.....	24
<b>II- ETUDE LITHOLOGIQUE.....</b>	<b>26</b>
1- Introduction.....	26
2- Les différentes formations du secteur de Youga-Zoaga.....	30
2-1- Les métasédiments.....	30
2-2- Les métavolcanites.....	30
2-3- La tonalite saine.....	30
2-4- L'orthogneiss.....	30
2-5- La mylonite.....	32
2-6- L'ultramylonite.....	32
<b>III- ETUDE PETROGRAPHIQUE.....</b>	<b>32</b>
1- La formation métasédimentaire.....	32
2- Les métavolcanites.....	34
3- La tonalite saine.....	34

4- L'orthogneiss.....	36
5- Le faciès mylonitique.....	38
6- L'ultramylonite.....	40
7- Conclusion à l'étude pétrographique de la zone de Youga-Zoaga.....	41
<b>IV- CARACTERES STRUCTURAUX DE LA ZONE DE YUGA-ZOAGA.....</b>	<b>42</b>
1- Structures mégascopiques.....	42
2- Structures mésoscopiques et macroscopiques.....	42
2-1- Structure mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Bingo-Zoaga.....	42
2-2- Structure mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Youga-Youngou.....	44
2-3- Structure mésoscopiques et macroscopiques suivant la coupe Ségoundé-Bargansé.....	48
2-4- Conclusion générale sur les structures macroscopiques et mésoscopiques.....	49
3- Microstructures de la zone d'étude.....	49
3-1- Dans les métavolcanites.....	49
3-2- Dans les méta-arkoses.....	50
3-3- Dans la tonalite saine.....	50
3-4- Dans l'orthogneiss.....	51
3-5- Dans la mylonite.....	51
3-6- Dans l'ultramylonite.....	55
3-7- Conclusion sur les microstructures.....	57
4- Analyse de la déformation finie dans la zone de Youga-Zoaga.....	58
4-1- Etat de déformation finie.....	58
4-2- Type de déformation.....	59
4-3- Régime de la déformation.....	59
4-4- Conclusion sur l'analyse de la déformation.....	60
<b>SYNTHESE – DISCUSSION ET CONCLUSION.....</b>	<b>61</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>63</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>70</b>