

## **Signatures géochimiques des plutonites de la région de Dabakala : implication dans le contexte géodynamique et de la mise en place des formations birimiennes du craton Ouest Africain**

Marc ALLIALY<sup>1</sup>, Allou GNANZOU<sup>1</sup>, Nestor HOUSSOU<sup>1</sup>, Sagbrou Chérubin DJRO<sup>1</sup>,  
Yacouba COULIBALY<sup>1</sup> et Bernard BONIN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> UFR-STRM, Université Félix-Houphouët Boigny de Cocody-Abidjan, 22 BP 582 ABJ 22, Côte d'Ivoire

<sup>2</sup> Université Paris Sud, Orsay, France

\* Correspondance, courriel : [allialy@hotmail.fr](mailto:allialy@hotmail.fr)

### **Résumé**

La région de Dabakala est située au nord-est de la Côte d'Ivoire, dans la croûte birimienne de l'Afrique de l'ouest. Elle comporte trois séries volcano-sédimentaires: celle de la Haute Comoé à l'est, celles du Haut-N'Zi et de Fettêkro à l'ouest; elles sont toutes orientées NNE-SSO et sont l'encaissant d'une importante masse granitique datée à 2,1 Ga. Les données pétrographiques et géochimiques montrent que ces plutonites de la région de Dabakala sont formées de pegmatites, granites alcalins et normaux, granodiorites, diorites et gabbros. Les plutonites de Dabakala présentent des affinités avec les TTG et les granites de type I. Elles sont enrichies en Cs, Rb et K avec une anomalie négative en Nb et Ta. Ces roches peralumineuses correspondant à des plutonites d'arcs volcaniques syn-collisionnels, sont post-orogéniques et probablement liées à un magmatisme calco-alcalin des marges actives. La minéralisation aurifère est souvent associée aux veines de quartz probablement en relation avec les roches intrusives. Les plutonites de Dabakala appartiennent aux formations birimiennes témoins de la manifestation de l'orogénèse éburnéenne (2,1 Ga) en Côte d'Ivoire.

**Mots-clés :** *pétrographie, géochimie, plutonisme, Dabakala, Côte d'Ivoire.*

### **Abstract**

**Geochemical features of Dabakala plutonic rocks : implication in tectonic context of birimian rocks from West Africa craton**

Dabakala region is located in the northeastern part of Ivory Coast, within the birimian crust of West Africa and displays three volcano-sedimentary series: the Upper Comoé serie to the east, and the Upper N'Zi and Fettêkro series to the west. These three volcano-sedimentary series are NNE-SSW oriented and enclose an important granitic mass dated to 2.1 Ga. Petrographic and geochemical data show that these plutonic rocks of the Dabakala region are composed to pegmatites, alkali and natural granites, granodiorites, diorites and gabbros. Plutonites of Dabakala are similar to TTG and Type I granites. These rocks are enriched in (Cs, Rb and K) with negative anomaly in Nb and Ta. Dabakala rocks correspond to syn-collisional volcanic arc plutonites, are post-orogenic and are probably related to a calc-alkaline magmatism of active margin. Gold mineralization is mainly associated with quartz veins, probably related to the development of intrusive rocks. Dabakala's plutonites are Birimian rocks and show orogenic Eburnean events in Ivory Coast.

**Keywords :** *petrography, geochemistry, plutonism, Dabakala, Ivory Coast.*

## 1. Introduction

Les sillons volcano-sédimentaires ou ceintures de roches vertes d'Afrique de l'Ouest sont souvent intrudées par des granitoïdes de type bassin ou de type ceinture [1 - 3]. Les formations encaissantes de ces granitoïdes ont été métamorphosées entre 2,2 et 2,0 Ga dans des conditions de faciès schistes verts pouvant atteindre l'amphibolite faciès près de certains plutons granitoïdiques [3 - 8]. A travers une collecte des données de terrain, des analyses, études pétrologiques et géochimique des formations minéralisées ; nous contribuerons à la caractérisation des environnements géodynamiques qui permettront de justifier des hypothèses en faveur des modèles métallogéniques de la minéralisation aurifère de Dabakala. L'évolution géodynamique, dans cette partie et dans les régions voisines du domaine paléoprotérozoïque demeure l'un des principaux débats sur le type de contexte dans le craton Ouest-Africain. La divergence des théories est liée aux différences d'interprétation structurale, et la rareté de datations géochronologiques des reconstructions des environnements géodynamiques du Paléoprotérozoïque vers 1,8 Ga. Les différents travaux permettront de préciser le modèle le plus important voire dominant dans cette région. Car les hypothèses s'accordent sur deux modèles géodynamiques suivants :

- le modèle de type "moderne" ou "subduction-collision" privilégiant la tectonique collisionnelle, l'épaississement crustale et le magmatisme de fusion crustale ;
- le modèle de type "archaïque" ou "plutoniste" lié à des déformations de volume des roches vertes en contexte océanique juvénile, avec édification de plateaux océaniques.

Dans le domaine Paléoprotérozoïque, les minéralisations aurifères sont souvent associées à des couloirs de cisaillement précisément aux contacts métasédiments-roches vertes intrusions granitoïdiques [10 - 14].

### 1-1. Contexte géologique

Le département de Dabakala est situé en Côte d'Ivoire dans la région administrative du Hambol, au nord-est de la Côte d'Ivoire. Il est limité au sud par le département de Bouaké, à l'ouest par celui de Katiola, à l'est par ceux de Bondoukou et de Bouna et au Nord par la sous-préfecture de Kong. Son chef-lieu est la ville de Dabakala, situé entre les Latitude 08°23'N et Longitude 04°26'W à 498 km d'Abidjan et 125 km de Bouaké par Katiola.

### 1-2. Craton Ouest-Africain

Le craton Ouest-Africain, large portion de la lithosphère stabilisée depuis 1,9 Ga avec une superficie de 4500000 km<sup>2</sup>, affleure dans deux dorsales : Man (ou Léo) et Réguiat. Les deux dorsales sont séparées par le bassin sédimentaire de Taoudéni d'âge protérozoïque supérieur à dévonien au sein duquel affleurent les fenêtres de Kayes et de Kéniéba à la frontière Sénégal-Maliennne (*Figure 1*). Ces deux fenêtres sont formées exclusivement de formations birimiennes du protérozoïque inférieur consistant en d'étroites ceintures volcaniques et en de larges bassins sédimentaires structurés et intrudés par des granitoïdes à l'éburnéen [15]. Les deux dorsales présentent beaucoup de similitudes tant du point de vue de la nature des formations géologiques que des âges. Ce craton est entouré de chaînes (mobiles) d'âge panafricain :

- à l'ouest, les Rockelides et les Mauritanides (contenant des épisodes hercyniens) ;
- à l'est, les Dahomeyides, le Gourma et le domaine pharusien;
- au nord, le domaine panafricain et l'Anti-Atlas marocain.

### 1-3. Dorsale de Man

La Côte d'Ivoire se situe au sud du craton ouest africain et dans la partie méridionale de la dorsale de Man. Elle s'étend sur certains pays tels que le Libéria, la Sierra Léone, le Mali, la Guinée, le Ghana, le Burkina-Faso, le sud du Niger, le nord du Togo et la Côte d'Ivoire. Elle comprend à l'ouest, un noyau archéen gneissique, tonalitique, quartzitiques et migmatitiques [16]. A l'est de la faille du Sassandra, nous avons le domaine Protérozoïque où les formations ont été affectées par l'orogénèse éburnéenne ( $2,1 \pm 0,1$  Ga). La lithologie d'ensemble de ce domaine est caractérisée par une alternance de «rides» granitiques et de sillons volcano-sédimentaires [17]. En effet, il est possible de rassembler les lithologies du domaine Baoulé-Mossi en quelques familles : roches vertes basaltiques tholéitiques et roches plutoniques associées, roches calco-alkalines, vastes batholites granodioritiques à granitiques et, enfin, roches méta-sédimentaires détritiques. Le métamorphisme est essentiellement de faciès schistes verts, atteignant localement le faciès amphibolite [18].

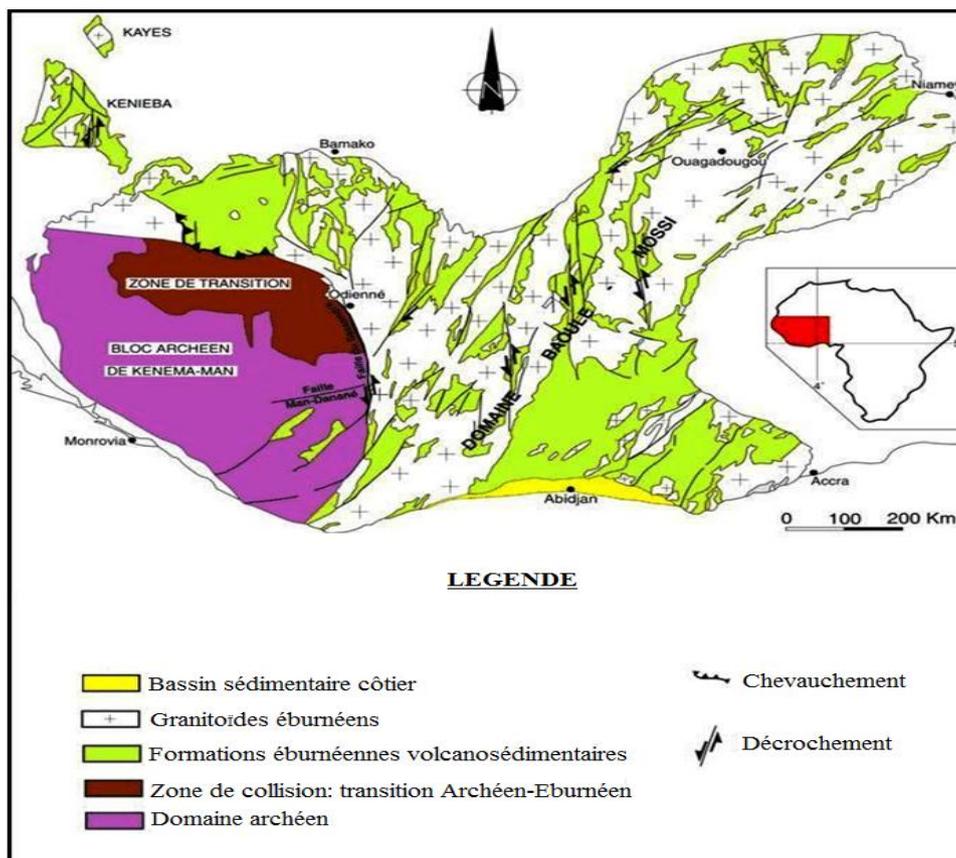


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la dorsale de Man [10]

La région se superpose sur deux zones potentiellement aurifères : celui de Fettêkro au sud-ouest de Dabakala et celui des Monts Gorowi au nord de Dabakala. Les formations de la région de Dabakala (*Figures 2 & 3*), qui appartenant au domaine Baoulé-Mossi [9, 19 - 21], peuvent se subdiviser en cinq grands ensembles :

- 1) à l'ouest, le bassin volcano-sédimentaire du Bandama (également appelé Haut-N'Zi) se terminant au nord-est de Katiola et un ensemble granito-gneissique occupant la partie occidentale ;
- 2) au sud-ouest, la chaîne volcano-sédimentaire de Fettêkro ;
- 3) au centre, le sillon volcano-sédimentaire de M'Bahiakro, des monts Gorowi, Kongoli et des monts Boutourou. Il est également appelé bassin de la Haute Comoé ;
- 4) des intrusions ou batholites de granitoïdes entre ces différents ensembles ou sillons volcano-sédimentaires ;
- 5) à l'est, un vaste domaine de granitoïdes, dont le leucogranite d'Awahikro.

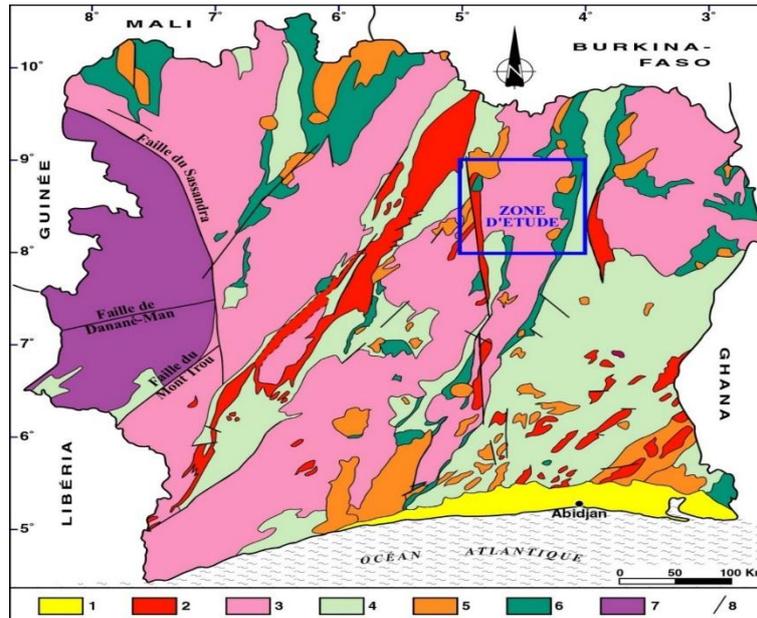


Figure 2 : Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire et localisation de la zone d'étude. 1 = formations post-birimiennes; Domaine Paléoprotérozoïque : 2 = granitoïdes à deux micas de type bassin; 3 = granitoïdes indifférenciés; 4 = bassins sédimentaires; 5 = granitoïdes de type ceintures de roches vertes d'âge; 6 = volcanites; 7 = domaine archéen; 8 = fractures majeures

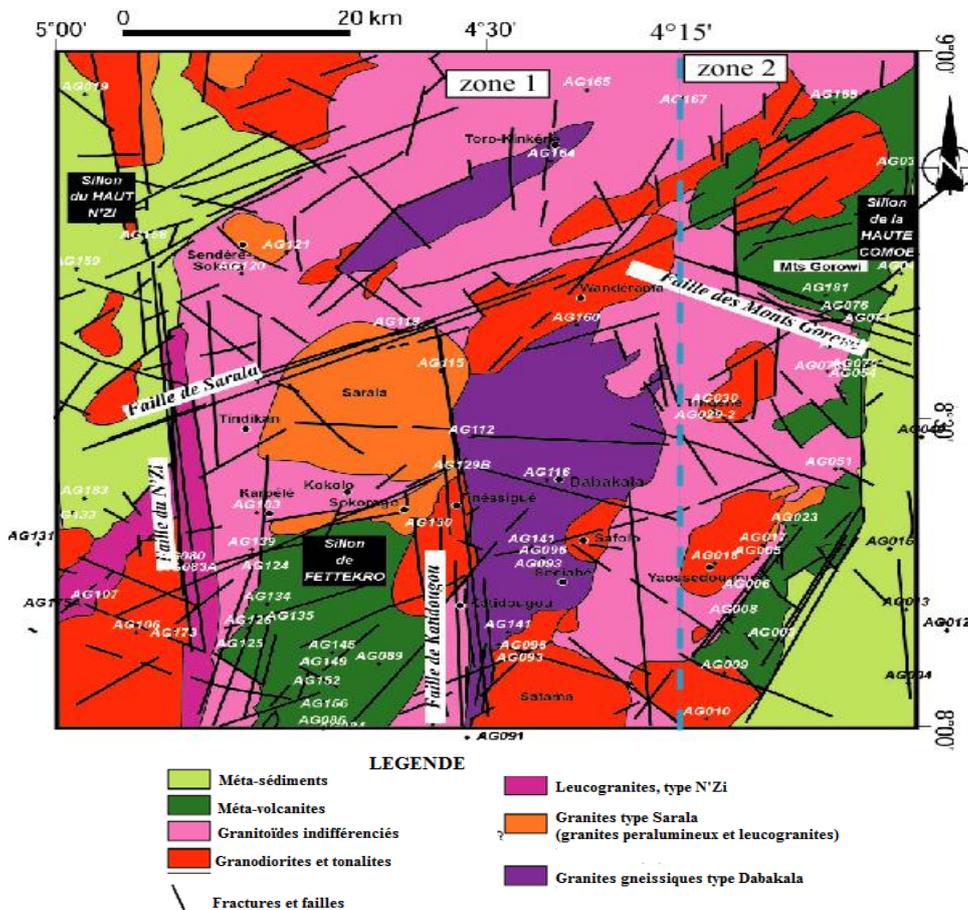


Figure 3 : Carte géologique de la zone d'étude au 1/500 000 (région de Dabakala), localisant les échantillons prélevés [15]

## 2. Matériels et méthodes

Une sélection de 198 échantillons de données de puits, géochimie-sol, tranchées, sondages RAB, RC et carottés ont été prélevés pour l'élaboration de cette étude. Parmi ces échantillons, 158 ont servi à la confection de lames minces et sections polies au laboratoire GEOPS de l'école doctorale à l'Université Paris Sud. Les observations ont été réalisées à l'aide d'un microscope polarisant OPTIKA au Laboratoire (LGSM) à l'UFR-STRM de l'Université FHB de Côte d'Ivoire. Les analyses de 10 échantillons ont été effectuées au (MEB FEG Supra 40 VP Zeiss) du Centre d'Analyses et de Recherche de la PETROCI à Abidjan. Cet appareil est équipé d'un détecteur de rayons-X (OXFORD Instruments) relié à une plateforme de microanalyseur EDS (Inca Dry Cool, sans azote liquide). Les caractéristiques sont les suivantes : Grossissement : 12 X à 1 000 000 X et Résolution : 2 nm avec un Voltage variable de 0,1 kV à 30 KeV. Les analyses de 21 lames minces polies se sont déroulées à la microsonde CAMECA SX-FIVE (WDS et EDS) au laboratoire Camparis de l'Université Paris 6. Le but de ces analyses étant la caractérisation des phases différentes phases minérales et des différents sulfures. Les éléments majeurs et mineurs peuvent être mesurés dans la plupart des matériaux avec une barre d'erreur relative ( $\pm 1$  %). Dans le cadre de l'étude géochimique, une sélection de 75 échantillons a été analysée au laboratoire ALS à Vancouver (Canada). Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES. Les résultats sont ensuite corrigés des interférences inter-éléments spectraux. Les éléments en trace et les terres rares sont obtenus par ICP-AES ou finition ICP-MS et les terres rares (ME-MS81) d'une part et d'autre part par plasma à couplage inductif-spectrométrie de masse (ICP-MS) et par Spectroscopie d'Emission Atomique (ICP-AES). Les limites de détection sont de 0.01 à 100 % pour les oxydes et de 0.01 à 10000 ppm pour les éléments traces et les métaux de base.

## 3. Résultats

### 3-1. Pétrologie

#### 3-1-1. Diorites

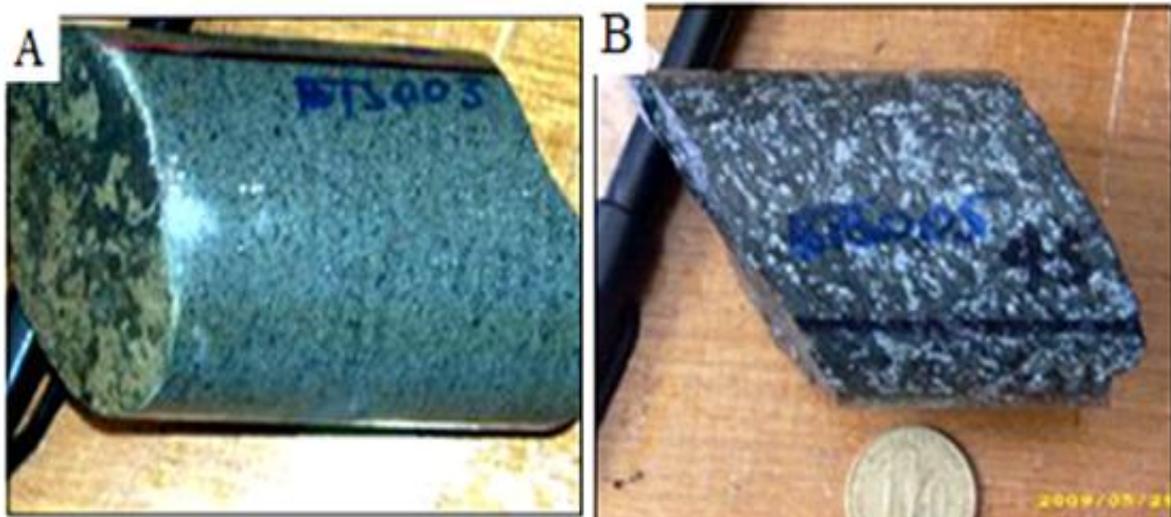
Ce sont des roches à grains grossiers composées de minéraux gris à gris verdâtres. Certaines d'entre elles sont quartziques. Les observations microscopiques mettent en évidence la présence de feldspaths, souvent altérés et transformés en carbonates (dolomite  $\pm$  calcite) qui sont très abondants, d'amphibole. On observe également de l'épidote, de la chlorite, du quartz, de la séricite et des sulfures. Aux diorites sont associées des microdiorites quartziques observées dans les carottes de Wendéné. Elles présentent aussi deux faciès différents par la texture: une microdiorite quartzique et une la microdiorite quartzique porphyrique (**Figures 4 A-B**). La roche est mélanocrate, gris verdâtre, recoupée par des filonnets de quartz et de sulfure jaunâtre. La composition minéralogique est la suivante : le feldspath, très altéré a subi une forte pseudomorphose en carbonates (dolomite  $\pm$  calcite; **Figures 4C**), le quartz peu abondant est microcristallin. Les sulfures sont peu abondants. L'altération pervasive se manifeste également par la chloritisation de l'amphibole qui est orientée, et la séricitisation. Dans la région de Dabakala des tonalites semblables à des variétés de diorites quartziques ont été identifiées.

#### 3-1-2. Pegmatites

Ces roches sont leucocrates affleurant souvent sous forme de dalles avec des filons composés de paillettes de mica et de grands cristaux de quartz. L'étude microscopique révèle que la roche est essentiellement composée de phénocristaux de feldspath qui est le minéral prédominant. Le quartz, moins abondant, est de taille variable avec une extinction roulante. La muscovite, très fréquente, est subautomorphe.

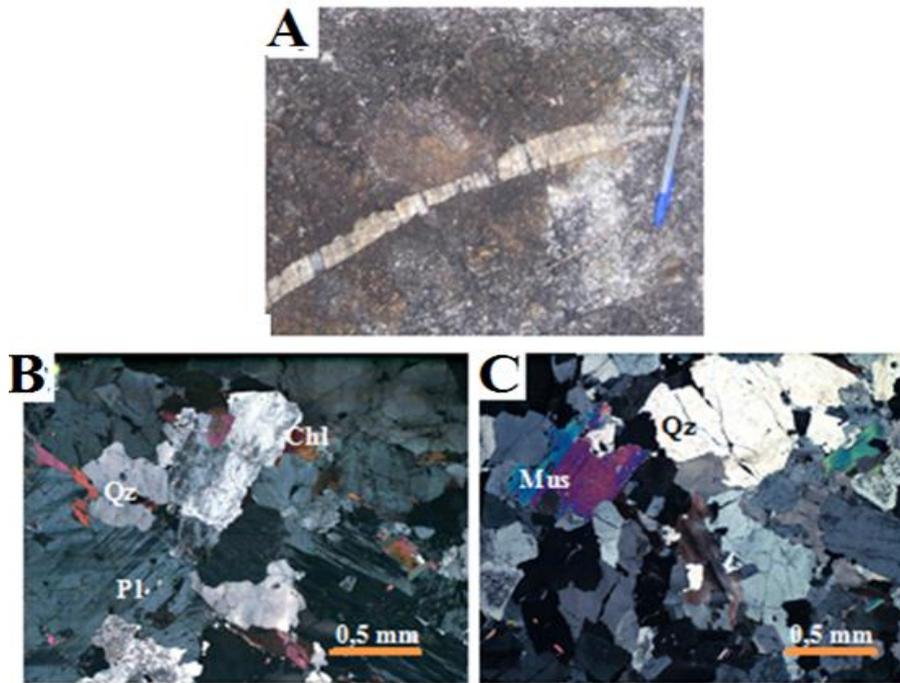
### 3-1-3. Granites

Ce sont des roches leucocrates, à texture grenue et à sulfures disséminés (pyrite, chalcopryrite) (**Figure 4A**). Ces roches affleurent souvent sous forme de dômes. Ils contiennent parfois des intrusions de granites microgrenues. Elles sont souvent recoupées par des filonnets millimétriques de quartz gris et de sulfures. En lame mince, la composition minéralogique de la roche est: feldspath, abondant, de grande taille et très altéré en carbonates (dolomite  $\pm$  calcite) (**Figures 5B-C**); quartz, également abondant, sous forme microcristalline et montrant une extinction roulante. Les granites décrits ici présentent deux aspects différenciés par le fait que l'un a subi les effets de l'altération pervasive et l'autre, non (**Figures 5B-C**). L'altération pervasive se manifeste par la présence de séricite et de chlorite peu abondante, produit d'altération de la biotite. La microgranite est leucocrate, à texture microgrenue, avec de fines inclusions de sulfures, recoupées par des filonnets millimétriques de quartz gris et de sulfures (**Figures 6A et B**). Au microscope, on observe la composition minéralogique suivante : le feldspath (alcalin), très altéré, a subi une pseudomorphose en carbonates, les carbonates très abondants (dolomite  $\pm$  calcite), forment de grandes plages (**Figures 6C et D**), la chlorite qui provient de l'altération des ferromagnésiens (amphiboles), le quartz qui est abondant sous la forme microcristalline, et enfin, des sulfures qui sont relativement abondants et automorphes.



**Figure 4 :** *Aspects macroscopique et microscopique de microdiorite quartzique*

*A : Microdiorite quartzique; B : Microdiorite quartzique porphyrique;  
C : Microphotographie montrant la carbonatation des feldspaths dans une microdiorite*

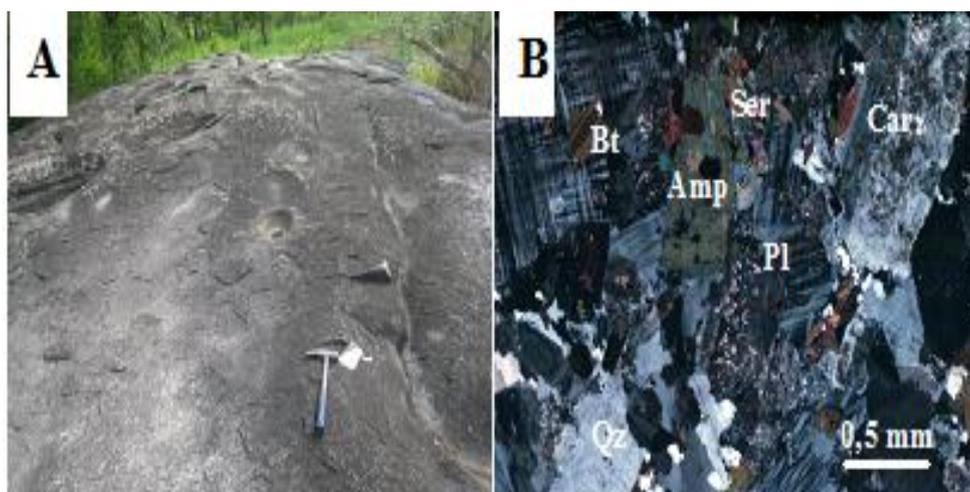


**Figure 5 :** *Aspects macroscopique et microscopique de granite*

*A : Aspect macroscopique de granite; B : Microphotographie montrant l'altération pervasive dans un granite; C : Microphotographie d'un granite ne présentant pas d'altération pervasive*

### **3-1-4. Granodiorites**

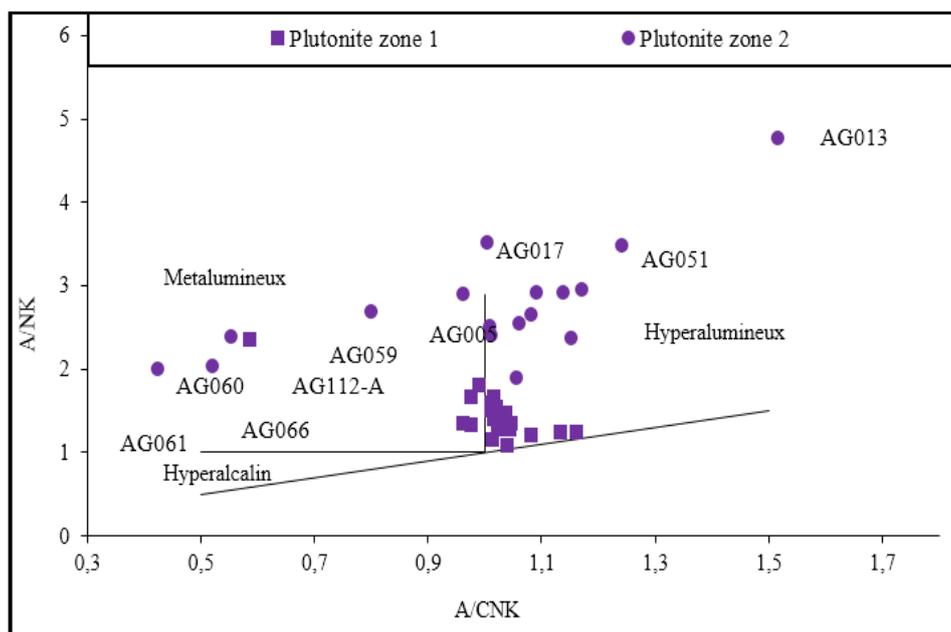
Les granodiorites sont mésocrates, à texture grenue. Ces roches renferment généralement des cristaux de feldspath (alcalin et/ou plagioclase) dont une large proportion est altérée et transformée en carbonates (**Figures 6A-B**). Le quartz est abondant, microcristallin et présente une extinction roulante. Les carbonates sont très abondants. On observe aussi de la séricite. La chlorite est issue de la déstabilisation des amphiboles. La biotite, souvent en petite taille, présente le plus souvent des inclusions de zircon entourées d'une auréole pléochroïque.



**Figure 6 :** *Photographies macroscopique et microscopique de granodiorite (A : aspect macroscopique; B : Aspect microscopique)*

### 3-2. Géochimie

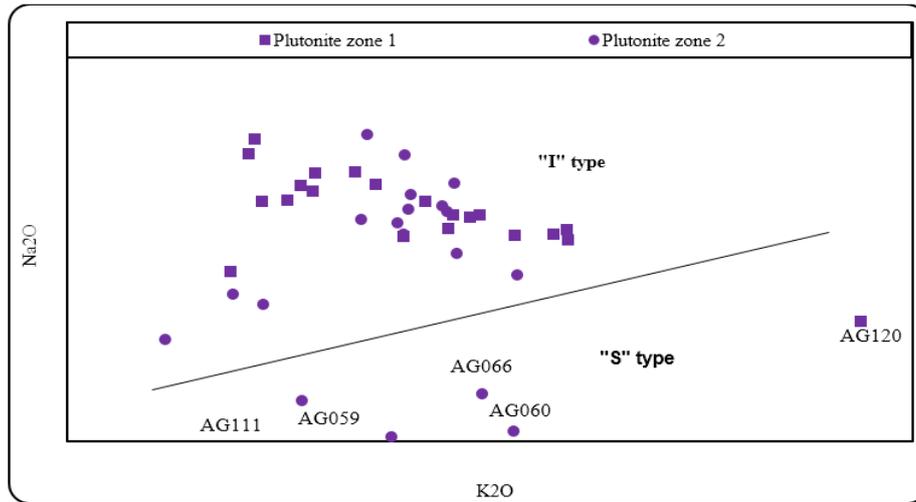
Dans ce paragraphe, nous nous attèlerons à étudier les caractères et signatures géochimiques des roches et leurs environnements géodynamiques. Pour notre étude, nous avons sélectionné 40 échantillons de plutonites. Nous caractériserons également chaque les plutonites au niveau magmatologique et géotectonique. Les compositions modales des plutonites sont rassemblées dans le **Tableau 1**. Nous désignerons par plutonites de la zone 1, ceux situés à gauche de la longitude  $-4^{\circ}15$  et par plutonites de la zone 2, ceux situés à droite de la longitude  $-4^{\circ}15$  (**Figure 3**). Reportés sur le diagramme de [16], l'ensemble des plutonites sont métalumineux à hyperalumineux; toutefois, les roches de la zone 2 sont hautement métalumineuses et hyperalumineuses. Projetés sur le diagramme de [17], les plutonites sont dans l'ensemble de Type «I» (**Figure 8**). Dans le diagramme triangulaire K-Na-Ca de [18], les plutonites définissent deux lignées : une lignée calco-alkaline et une lignée trondhjémitique; mais la tendance à avoir une lignée trondhjémitique semble peu nette (**Figure 9**). De façon générale, les plutonites dessinent un nuage parallèle au trend calco-alkalin avec une tendance prononcée vers le pôle sodique. Cette tendance semble être un caractère général du plutonisme du protérozoïque inférieur en Côte d'Ivoire [18, 19]. Chimiquement, selon le diagramme binaire  $K_2O$  en fonction de  $SiO_2$  des séries calco-alkalines de [19] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala (**Figure 12**), ces roches s'étendent des champs tholeiitiques à shoshonitiques, mais recouvrent plus les champs calco-alkalins moyennement à fortement potassiques. Selon le diagramme de classification de [20] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala, on observe les types de roche suivantes: gabbros, diorites gabbroïques, granodiorites, tonalites, monzonites et granites (**Figure 11**). Les teneurs en An étant inférieurs à 50, les roches gabbroïques sont en fait des diorites, diorites quartziques et microdiorites quartziques, comme décrites lors de l'étude pétrographique.



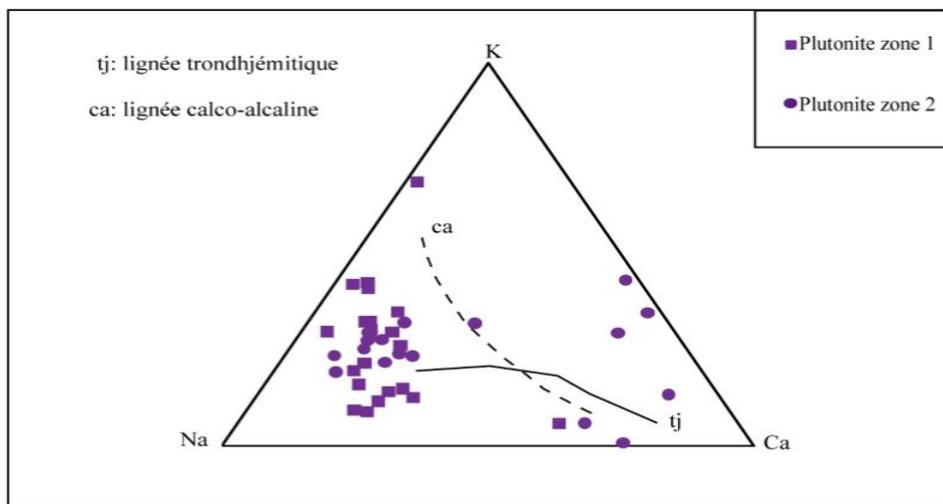
**Figure 7 :** Diagramme de [16] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala

**Tableau 1 : Compositions en éléments majeurs (%) et en traces (ppm) des plutonites de la région de Dabakala (Zone 2)**

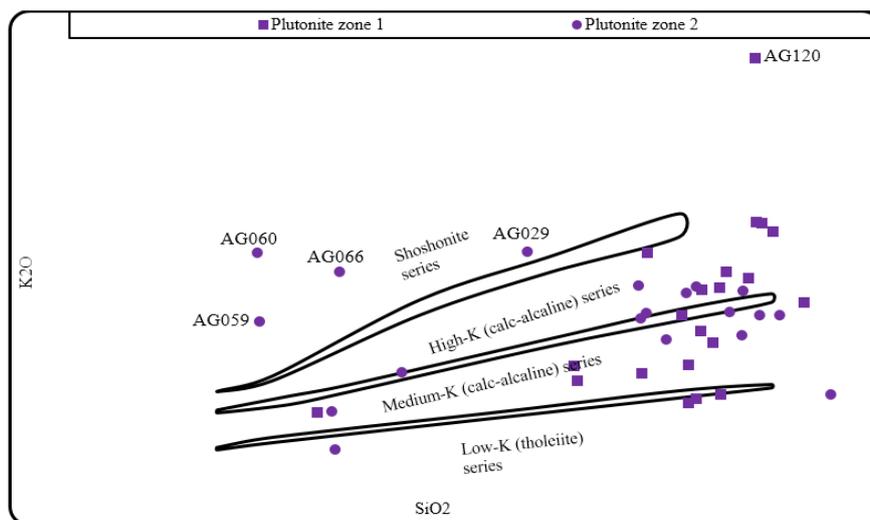
Echantillon	Zone 2																		
	AG059	AG060	AG061	AG066	AG111	AG168	AG012	AG009	AG010	AG051	AG029	AG005	AG017	AG013	AG030	AG006	AG018	AG033	AG076
Lithologie	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Monzonite	Granite							
SiO <sub>2</sub>	38,10	37,00	43,00	44,50	47,10	50,00	64,70	65,60	68,30	67,60	60,70	72,80	71,40	76,40	71,00	70,40	69,80	72,10	72,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	9,33	9,51	10,10	8,19	13,95	13,95	14,20	15,05	14,50	13,45	14,00	14,55	10,35	14,55	14,80	14,85	13,70	12,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,60	9,51	8,83	9,56	10,45	12,60	4,54	3,96	3,87	4,08	6,30	1,15	1,10	5,11	1,74	3,09	2,25	2,11	1,89
MnO	0,09	0,14	0,15	0,16	0,22	0,19	0,08	0,06	0,06	0,03	0,13	0,03	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04
MgO	4,53	11,00	8,61	8,68	6,41	7,05	2,46	1,94	1,65	1,52	4,92	0,17	0,17	0,91	0,57	0,96	0,70	0,52	0,50
CaO	3,37	7,13	9,71	7,96	10,10	10,65	2,28	3,36	3,14	2,53	4,90	1,35	1,75	0,45	1,93	2,35	2,03	1,72	1,63
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,16	2,36	0,79	0,67	1,89	3,43	4,04	4,44	4,14	3,12	5,35	5,69	2,56	4,60	4,50	4,85	4,31	3,83
K <sub>2</sub> O	2,28	3,36	0,80	3,36	1,52	0,15	3,44	2,81	3,03	2,41	4,24	2,92	2,48	1,28	2,98	3,44	3,51	3,42	2,87
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,61	0,75	0,66	0,68	0,80	0,37	0,48	0,45	0,52	0,34	0,09	0,10	0,57	0,18	0,35	0,27	0,20	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,24	0,29	0,42	0,29	0,06	0,20	0,16	0,15	0,18	0,10	0,01	0,05	0,06	0,06	0,12	0,12	0,07	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,11	0,08	0,07	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	<0,01
SrO	0,03	0,06	0,05	0,04	0,04	0,01	0,07	0,07	0,07	0,04	0,06	0,06	0,07	0,02	0,06	0,06	0,09	0,03	0,02
BaO	0,06	0,15	0,17	0,12	0,11	0,01	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,07	0,07	0,04	0,13	0,11	0,12	0,07	0,07
LOI	20,20	21,60	16,65	14,35	13,05	1,79	3,68	1,26	0,83	1,91	0,98	0,86	0,61	1,78	0,95	1,11	0,68	0,96	2,38
Total	100,84	100,40	100,96	100,77	98,87	99,17	99,33	98,07	101,16	99,58	99,42	98,86	98,04	99,58	98,76	101,34	99,28	99,23	99,09
As	<0,1	0,00	0,70	1,60	1,90	54,70	0,40	0,40	2,10	1,00	1,00	0,20	1,10	1,00	0,50	0,40	0,50	0,30	0,10
Au	0,03	2,60	0,01	0,01	0,02	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,03	<0,01	0,02	0,04
Ba	141	508	1435	1550	1080	1030	41,60	938	1045	1045	957	686	1050	1015	938	783	829	811	746
Bi	0,09	77,80	0,11	0,02	0,02	0,49	0,01	0,06	0,10	0,10	0,10	0,03	0,16	0,01	0,10	0,01	0,04	0,02	0,01
C	0,01	2,42	5,45	3,87	3,10	3,41	0,01	0,06	0,49	0,08	0,01	0,02	0,16	0,08	0,03	0,05	0,01	0,02	0,03
Ce	12,50	15,90	24,50	74,50	28,40	25,70	6,10	63,80	38,90	60,30	58,70	49,50	107,50	73,10	19,50	70,00	108,00	71,00	17,60
Cr	460	250	880	620	580	290	260	20	170	60	50	30	40	30	560	50	30	30	30
Cs	0,70	0,52	1,14	0,55	9,20	1,24	0,20	6,20	5,45	4,75	3,41	1,62	5,01	2,31	4,86	0,95	2,81	11,30	1,09
Dy	3,18	1,85	3,08	2,71	3,13	2,80	3,09	1,42	2,01	1,99	1,85	1,43	2,59	2,15	0,94	2,09	5,75	2,70	0,57
Er	2,00	1,04	1,66	1,28	1,71	1,55	2,09	0,69	1,06	1,09	0,95	0,69	1,27	1,13	0,48	0,92	2,79	1,39	0,27
Eu	0,88	0,42	0,99	1,77	1,08	0,94	0,72	0,93	0,90	1,23	1,12	1,16	1,24	1,15	0,56	1,66	2,62	0,57	0,64
Ga	18,00	10,00	11,60	12,60	11,60	10,10	16,20	19,10	18,60	19,50	19,50	22,70	18,70	16,50	18,60	21,00	25,50	23,30	20,80
Gd	2,78	2,01	3,62	4,54	3,75	3,10	2,67	2,28	2,87	3,27	2,97	2,65	3,83	3,15	1,61	3,78	9,12	3,88	0,95
Hf	1,10	1,10	1,60	2,00	1,70	1,40	1,00	4,10	3,50	4,20	3,80	3,30	4,90	4,20	2,30	4,50	4,30	4,20	4,40
Hg	<0,005	0,09	0,03	0,01	0,02	0,02	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,005	0,01	0,01	0,01	<0,005	0,01	<0,005	<0,005
Ho	0,69	0,38	0,64	0,51	0,63	0,58	0,70	0,27	0,40	0,39	0,36	0,26	0,49	0,42	0,19	0,37	1,06	0,50	0,11
La	6,60	7,60	11,70	37,20	13,50	12,30	2,10	34,60	19,50	30,10	30,30	24,60	57,80	37,90	7,80	34,60	54,30	41,60	10,50
Lu	0,30	0,16	0,23	0,18	0,25	0,23	0,31	0,12	0,17	0,15	0,14	0,08	0,19	0,19	0,08	0,12	0,29	0,18	0,04
Nb	2,80	2,10	4,50	3,10	4,60	3,00	1,70	5,50	4,50	6,30	5,50	4,40	11,70	6,70	3,50	4,90	10,10	19,40	1,90
Nd	7,50	8,30	14,20	35,90	16,10	13,90	5,20	23,80	17,10	24,90	22,60	24,10	37,40	29,10	10,40	30,40	60,50	23,20	6,80
Pr	1,77	2,02	3,37	9,35	3,89	3,36	0,95	7,13	4,81	7,14	6,62	5,96	11,35	8,42	2,58	8,06	14,15	6,99	1,88
Rb	28,20	69,70	126,50	39,20	173,00	43,90	4,00	104	147,00	102,50	119	49,50	106	102	152,50	43,30	69,30	282	35
S	<0,01	14,15	0,03	0,04	0,01	1,01	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,04	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Sb	<0,05	1,01	1,02	0,21	0,39	0,25	0,05	0,05	0,31	0,10	0,11	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,05	<0,05
Se	0,30	17,00	0,30	0,20	0,30	0,50	0,30	0,20	0,00	0,20	0,20	0,40	0,30	0,20	0,20	0,30	0,50	0,40	0,20
Sm	2,17	2,00	3,52	6,40	3,82	3,24	1,83	3,55	3,45	4,44	4,01	3,93	5,38	4,50	1,98	5,24	12,15	4,10	1,22
Sn	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	<1	2	1	2	1	2	3	1
Sr	242	210	501	435	366	322	84,60	451	660,00	627	582	871	311	414	433	917	865	262	624
Ta	0,30	0,10	0,30	0,20	0,30	0,20	0,10	0,60	0,40	0,70	0,60	0,30	0,90	0,50	0,20	0,30	1,30	2,30	0,10
Tb	0,49	0,31	0,55	0,55	0,57	0,49	0,48	0,28	0,38	0,43	0,39	0,32	0,52	0,41	0,21	0,44	1,18	0,56	0,12
Te	<0,01	52,00	0,41	0,02	0,02	0,13	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Th	0,47	1,72	3,73	8,27	4,38	3,10	0,18	6,41	6,41	9,23	7,83	2,36	11,70	7,51	1,97	2,34	3,99	20,30	1,15
Tl	<0,5	0,00	0,00	0,00	0,60	0,50	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50	<0,5	0,50	0,50	0,60	<0,5	0,30	1,30	<0,5
Tm	0,32	0,17	0,25	0,18	0,25	0,22	0,30	0,10	0,17	0,16	0,14	0,11	0,17	0,16	0,07	0,14	0,38	0,21	0,06
U	0,96	0,63	1,00	2,07	1,16	0,78	0,05	2,76	1,76	2,10	2,34	0,49	2,06	1,41	0,65	0,33	1,30	9,88	0,58
V	284	165	226	211	244	187	314	43	88	79	71	58	69	55	95	93	95	28	35
W	<1	19	15	4	5	3	1	1	1	1	0,9	<1	1	1	1	<1	0,9	<1	<1
Y	19,70	9,70	17,10	14,20	16,50	14,90	18,30	7,60	10,90	10,70	9,10	7,20	13,60	11,70	5,10	8,90	31,20	16,30	2,90
Yb	1,99	1,00	1,55	1,12	1,56	1,44	2,00	0,69	1,02	0,98	0,90	0,59	1,14	1,15	0,48	0,78	2,14	1,22	0,26
Zr	40	40	60	80	60	50	50	160	140	160	140	130	200	160	80	160	190	140	190



**Figure 8 :** *Diagramme de [17] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala*



**Figure 9 :** *Diagramme K-Na-Ca [18] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala*



**Figure 10 :** *Diagramme binaire  $K_2O$  en fonction de  $SiO_2$  des séries calco-alcalines de [19] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala*

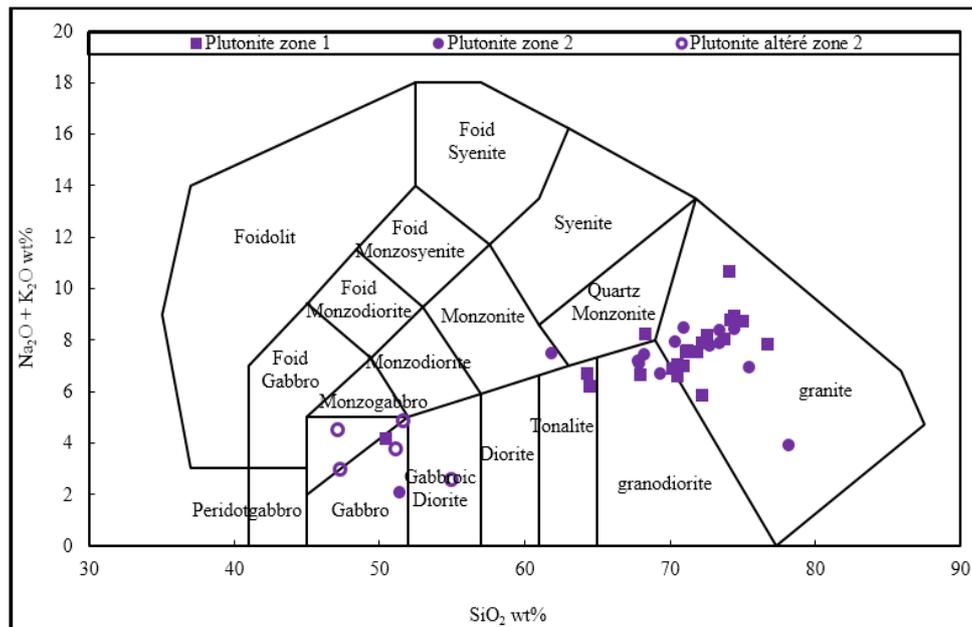


Figure 11 : Diagramme de classification de [20] appliqué aux plutonites de la région de Dabakala

Quatre (4) échantillons de roches mafiques provenant des carottes d'exploration d'or de Wendéné (AG111, AG060, AG061 et AG066) et deux (2) autres échantillons provenant des localités de Tindéné (AG029) et de Gawi (AG168) ont été analysés. Les roches des carottes du prospect aurifère de Wendéné ont été décrites comme des diorites quartziques/microdiorites quartziques et celles de Tindéné et de Gawi, respectivement comme des diorites. Ces roches ont des teneurs en  $SiO_2$  de 47,15 % à 61,81 % et en alcalins ( $Na_2O + K_2O$ ) de 2,10 % à 7,49 %. Leurs teneurs respectives en  $MgO$  et  $Al_2O_3$  varient de 5,01 % à 14,02 % et de 8,67 % à 14,33 % (**Tableau 2**). Leur valeur en  $TiO_2$  est faible (0,35 % à 0,89 %). Selon leurs compositions normatives, elles correspondent à des tonalites (AG168) et des monzonites quartziques (AG029) (**Figure 13**). Les teneurs en terres rares ( $\Sigma REE$ ) de toutes ces roches sont comprises entre 28,54 ppm et 176,19 ppm. Les spectres des terres rares de ces roches, normalisés aux chondrites selon Sun & McDonough [19] sont représentés à la **Figure 22**, avec un taux de fractionnement très faible à élevé :  $(La/Sm)_N = 0,70 - 3,54$  et  $(La/Yb)_N = 0,69 - 21,93$ . Ces roches présentent une anomalie négative à quasiment nulle en europium ( $Eu/Eu^* = 0,65 - 1,01$ ). Elles dérivent certainement de roches basiques ou ultrabasiques n'ayant pas de plagioclase au résidu de fusion. Notons également une anomalie négative à quasiment nulle en cérium ( $Ce/Ce^* = 0,92 - 1,02$ ). La forte anomalie négative en Eu est présentée par la roche AG059 des carottes de Wendéné. Cette dernière montre une anomalie positive en Tm. L'échantillon AG061 est le plus enrichi en LREE que tous les autres échantillons. La roche AG168 de Gawi est très appauvrie en LREE et enrichie en HREE que les autres formations. La roche AG 029 est la plus appauvrie en HREE. Les compositions en éléments en traces de ces roches sont reportées sur les diagrammes multi-éléments normalisés aux N-MORB et au manteau primitif (**Figures 13, 14**). Les profils sont généralement semblables et montrent un enrichissement en éléments lithophiles (Cs, Ba et K), plus marqué sur le diagramme normalisé aux-N-MORB. On observe une anomalie généralement positive en Ba et Sr, et négative en Nb et en Ta.

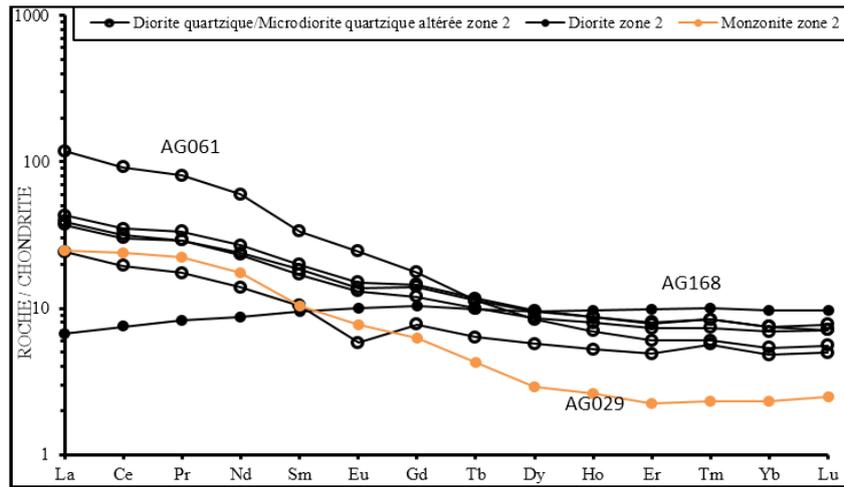


Figure 12 : Spectres des REE normalisés aux chondrites appliqués aux roches mafiques de la zone 2 (région de Dabakala)

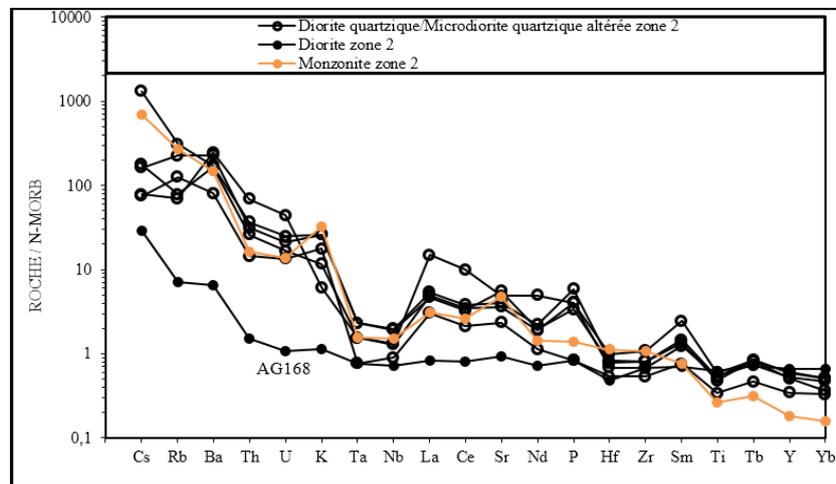


Figure 13 : Spectres multi-éléments normalisés aux N-MORB appliqués aux roches mafiques de la zone 2 (région de Dabakala)

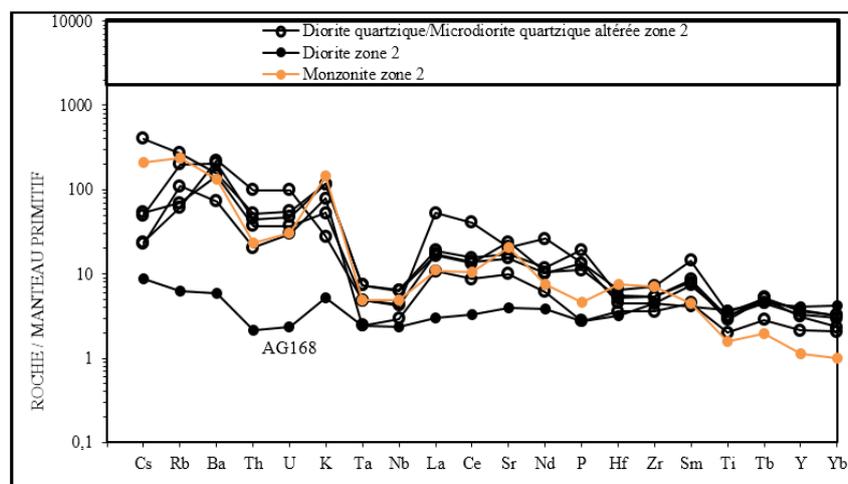
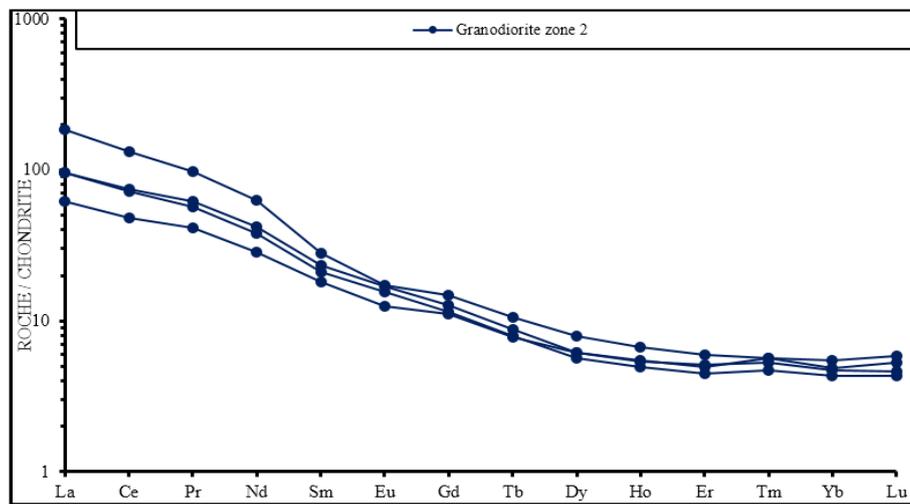
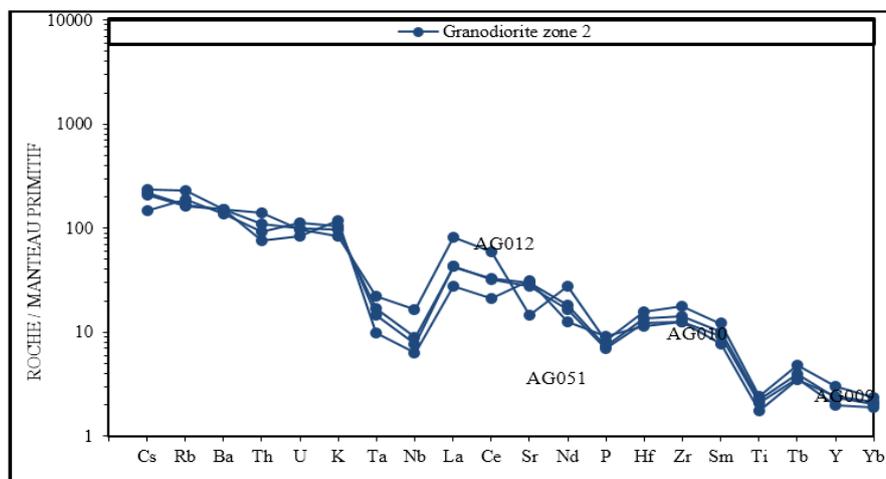


Figure 14 : Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif appliqués aux roches mafiques de la zone 2 (région de Dabakala)

Les tendances géochimiques telles que l'enrichissement en Ba et Sr, et l'appauvrissement en Nb, Ta, et Ti, sont des caractéristiques typiques des magmas de zones de subduction. Toutefois, il faut noter qu'on observe une tendance d'anomalie négative et positive en P par rapport au manteau primitif, tandis qu'on observe une anomalie positive par rapport aux N-MORB. La roche AG018 de Gawi est très appauvrie en éléments lithophiles et en LREE que les autres échantillons. Cinq (5) échantillons provenant des localités de Tonfoin (AG009), de Tiébénéyé Dougou (AG010), de Gbagba-Sirakoro (AG012) et de Sorolo (AG051) ont été analysés. Les granodiorites ont des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 67,78 % à 69,33 % et en alcalins (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de 6,72 % à 7,46 % (**Tableau 2**). Leurs teneurs en MgO varient de 1,56 % à 2,58 %, en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 14,61 % à 15,03 %, et en TiO<sub>2</sub>, très faible (0,39 % à 0,53 %). Les teneurs en terres rares (ΣREE) des granodiorites sont comprises entre 92,74 ppm et 230,87 ppm. Les spectres des terres rares de ces roches, normalisés aux chondrites selon [19] sont présentées à la **Figure 15**, avec un taux de fractionnement modéré à élevé : (La/Sm)<sub>N</sub> = 3,45 - 6,55 et (La/Yb)<sub>N</sub> = 12,62 - 33,48. Ces roches présentent une anomalie négative à quasiment nulle en europium (Eu/Eu\* = 0,84-1) et en cérium (Ce/Ce\* = 0,94 - 0,99). Les compositions en éléments en traces des granodiorites sont reportées sur les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (**Figures 15, 16**). Les profils sont généralement semblables, marqués par un enrichissement en éléments lithophiles (Cs, Ba, Th, U et K), et une anomalie négative marquée en Nb, Ta et Ti.

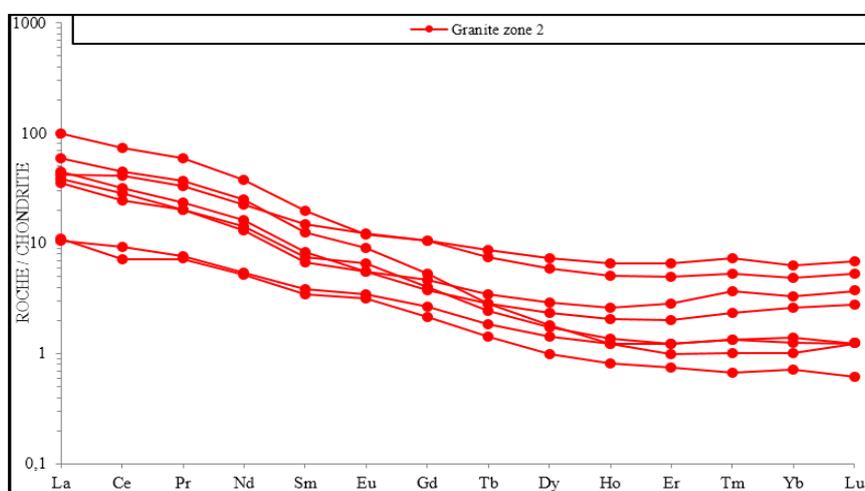


**Figure 15 :** Spectres des REE normalisés aux chondrites appliqués aux granodiorites de la zone 2 (région de Dabakala)

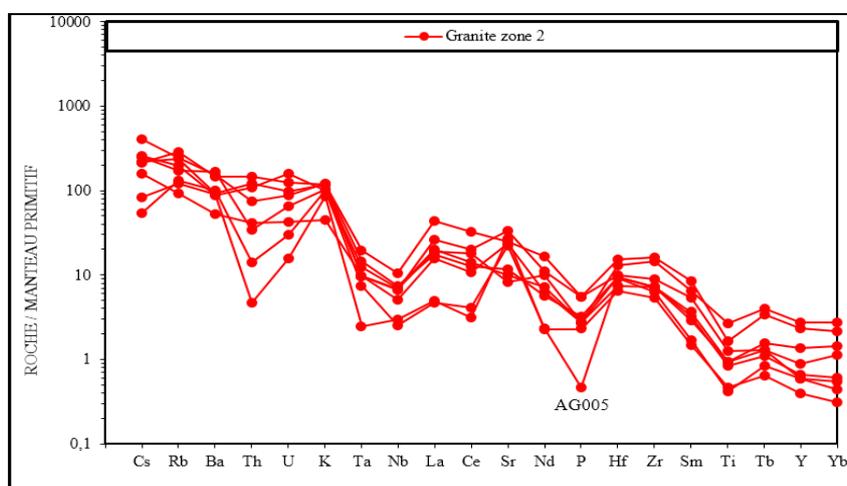


**Figure 16 :** Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif appliqués aux granodiorites de la zone 2 (région de Dabakala)

Les arachnogrammes de ces roches montrent des tendances d'anomalie négative (AG051) et positive (AG009, AG010, AG012) en Sr. On observe également un appauvrissement plus marqué en P par rapport au manteau primitif. Sept (7) échantillons de granite provenant des localités de Lassogoro (AG005 et AG017)), de N'Dokariendougou (AG006), de Yaossédougou (AG018), de Tindéné (AG030), de Gbagba- Ouandérama (AG013) et de Wendéné (AG033, AG076) ont été analysés. Les granites ont des teneurs en  $\text{SiO}_2$  de 70,36 % à 78,17 % et en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de 3,93 % à 8,50 % (**Tableau 2**). Leurs teneurs en  $\text{MgO}$  varient de 0,17 % à 0,96 %, en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 10,59 % à 15,09 % et en  $\text{TiO}_2$  de 0,09 % à 0,58 %. Les teneurs en terres rares ( $\Sigma\text{REE}$ ) des granites sont comprises entre 15,48 ppm et 132,25 ppm. Les spectres des terres rares de ces roches, normalisés aux chondrites selon [19], sont présentés à la **Figure 17**, avec un enrichissement en LREE par rapport aux HREE. Le taux de fractionnement est modéré à fort :  $(\text{La}/\text{Sm})_N = 2,85 - 5,76$  et  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6,65 - 58,80$ . Ces roches présentent une anomalie négative à positive en europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,83 - 1,19$ ) et en cérium ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,80 - 1,10$ ). Les compositions en éléments en traces des granites sont reportées sur les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (**Figures 17, 18**). Les profils sont généralement semblables avec un enrichissement en éléments lithophiles (Cs, Ba, K). Nous observons généralement une anomalie négative en Th, Nb, Ta, P et Ti. Toutefois, une tendance d'anomalie négative et positive en Ce.



**Figure 17 :** Spectres des REE normalisés aux chondrites appliqués aux granites de la zone 2 (région de Dabakala)



**Figure 18 :** Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif appliqués aux granites de la zone 2 (région de Dabakala)

#### 4. Discussion

Les roches plutoniques de la région de Dabakala sont formées de granites, granodiorites, tonalites, monzonites, trondhjémites et diorites. Ils correspondent à des plutonites d'arcs volcaniques, tout comme ceux du gisement d'Agbahou [12]. Reportés sur le diagramme de Shand, nous constatons que les plutonites de la région de Dabakala sont métalumineux à hyperalumineux, tout comme ceux décrits par [17]; cependant, ils sont plus métalumineux. Les spectres des terres rares des plutonites de la région de Dabakala sont généralement semblables à ceux décrits par [17]. Toutefois, on note que les plutonites prélevés dans le Type Sarala sont plus enrichi en HREE et montrent une anomalie négative marquée en europium que ceux de type Sarala décrits par [17, 18]. Notre étude révèle que l'histoire géologique de la région de Dabakala a certainement débuté par une phase de déformation D1, résultant d'une compression NW à WNW. Elle est à l'origine de la foliation régionale pénétrative S1 d'orientation NE à NNE et observable tant dans les séries volcano-sédimentaires que dans les séries TTG (Tonalite-Trondhjémite-Granodiorite). Ce méga-raccourcissement induit des phénomènes de plissement et de métamorphisme régional allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Les sillons volcano-sédimentaires occupent une position synclinale ou anticlinale [19, 20]. Les granitoïdes de la région de Dabakala présente une affinité avec les formations d'une zone de subduction; contexte identique à celui des adakites. En effet, les adakites sont des analogues effusifs actuels (quoique quelques plutons soient connus) des TTG archéennes [21, 22] prenant naissance dans les zones de subduction.

Les plus connues sont celles de Patagonie (Chili) où la ride chilienne qui sépare les plaques Nazca et Antarctique plonge sous le continent sud-américain. [21, 22] souligne cependant l'existence d'une contribution archéenne à proximité du craton de Man dans la zone SASCA, suggérant une reprise locale près des noyaux archéens. Selon lui, les interactions entre l'Archéen et le Birimien sont précoces; le rifting du continent archéen a certainement débuté depuis le Léonien. Entre la fin du Léonien (vers 3 Ga) et la fin de l'Archéen, il n'y a pas de création de croûte majeure, excepté le recyclage partiel du Léonien au Libérien. Pendant cette période de 500 Ma environ, le rifting du continent archéen va se produire, puis une océanisation et érection d'arcs volcaniques et continentaux. C'est dans ce contexte que les magmas juvéniles du Protérozoïque inférieur (Dabakalien, puis Birimien) vont commencer à se mettre en place en recyclant la croûte archéenne. Des reliques de croûtes archéennes vont ainsi pouvoir être conservées dans les formations burkiniennes et birimiennes et des études révèlent de plus en plus cet héritage. Selon [31], le seul héritage mis en évidence dans la région de Dabakala pourrait être une contribution birimienne précoce à 2300-2400 Ma. Les séries TTG se sont mises en place au cours de cette même phase de déformation D1 couvrant la période 2190-2130 Ma. Ces granitoïdes de Dabakala, loin d'être des formations pré-birimiennes transformées en gneiss et migmatites par la déformation D1 telle que suggéré par [23, 24], consistent plutôt en des granites, granodiorites et tonalites syntectoniques mis en place dans une déformation tectonique transcurrente [20 - 24].

#### 4. Conclusion

Les plutonites de la région de Dabakala sont composés de granite, de diorite, de tonalite, de monzonite, de granodiorite et de trondhjémite. Elles sont hyper-alumineuses. Ces roches sont généralement calco-alkalines et de Type 'I'. Les roches plutoniques définissent deux lignées: une lignée calco-alkaline (plus nette) dessinant un nuage parallèle au trend calco-alkalin, avec une tendance prononcée vers le pôle sodique et une lignée trondhjémitique. Les roches plutoniques sont généralement enrichies en éléments lithophiles (Cs, Rb, K, etc) avec une anomalie négative en Nb et Ta, indiquant qu'elles se sont mises en place dans une zone de subduction. Aucun des échantillons de roches plutoniques ne présente les caractéristiques de magma primaire. Les rapports  $Mg / (Mg + Fe)$  observés sont relativement faibles ( $< 0,70$ ). Les plutonites de la région de Dabakala, sont liés à des arcs volcaniques et caractérisent un magmatisme calco-alkalin de marge active.

### Références

- [1] - A. POUCKET, M. VIDAL, C. DELOR, Y. SI MEON, & G. ALARIC, Le volcanisme birimien du Nord-Est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-plutoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bulletin Société géologique de France*, 3 (167) (1996) 307 - 309
- [2] - W. HIRDES, D. W. DAVIS and B. N. EISENLOHR, Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Research*, 56 (1992) 89 - 96 p.
- [3] - A. POUCKET, S. DOUMBIA, M. VIDAL, Geodynamic setting of the birimian volcanism in central Ivory Coast (Western Africa) and its place in the evolution of the paleoproterozoic of the Man shield. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 177 (2) (2006) 195 - 121
- [4] - W. ABOUCHAMI, M. BOHER, A. MICHARD and F. ALBARÉDE, A major 2,1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95 (11) (1990) 17605 - 17629
- [5] - M. BOHER, Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. Apport de la Géochimie isotopique. Doctorat, Univ. Nancy-I, (1991) 180 p.
- [6] - W. HIRDES, D. W. DAVIS, G. LUDTKE, K. G. KONAN, Two generation of birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in North-Eastern Côte d'Ivoire (West-Africa) : consequence for the "birimian controversy". *Precambrian Res.*, 80 (1996) 173 - 191
- [7] - M. LOMPO, Structural evolution of Paleoproterozoic belts (Eburnean event) in the Man-Leo Shield, West African Craton. Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, 58 (2010) 19 - 36
- [8] - M. VIDAL, C. GUMIAUX, F. CAGNARD, A. POUCKET, G. OUATTARA and M. PICHON, "Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West African Craton (Ivory Coast)", *Tectonophysics*, 477 (2009) 145 - 159
- [9] - R. FABRE, B. MOREL, Stratigraphie des unités birimiennes dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164 (4) (1993) 609 - 921
- [10] - J. P. MILESI, P. LEDRU, J. L. FEYBESSE, A. DOMMANGET and E. MARCOUX, Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58, 1-4 (1992) 305 - 344
- [11] - J. L. FEYBESSE, M. BILLA, C. GUERROT, E. DUGUEY, J. L. LESCUYER, J. P. MILESI and V. BOUCHOT, The Paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research*, 149, Issues 3-4 (2006) 149 - 196 p.
- [12] - N. HOUSSOU, Etude pétrologique, structurale et métallogénique du gisement aurifère d'Agbahou, Côte d'Ivoire. Thèse de doctorat, Univ. Félix Houphouët-Boigny, (2013) 177 p.
- [13] - J. CAMIL, Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte-d'Ivoire). Thèse de docteur d'Etat ès Sciences Naturelles. Université d'Abidjan, (1984) 306 p.
- [14] - B. BESSOLES, Géologie de l'Afrique. Le Craton Ouest-Africain. Mémoire B.R.G.M., (88) (1977) 402 p.
- [15] - S. LEMOINE, Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au protérozoïque inférieur. Possibilités d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso. Thèse ès Sci., Univ. Clermont-Ferrand, (1988) 388 p.
- [16] - M. H. LEAKE, The petrogenesis and structural evolution of the early proterozoic Fetekro greenstone belt, Dabakala region, NE Côte d'Ivoire. PhD. thesis, Univ. Portsmouth, U.K., (1992) 315 p.
- [17] - S. J. SHAND, Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons, (1943)
- [18] - F. BARKER and J. G. ARTH, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4 (1976) 596 - 600

- [19] - A. PECERILLO and S. R. TAYLOR, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribs. Mineral. Petrol.*, 58 (1976) 63 - 81
- [20] - Middlemost. Volcanic TAS - K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> chemical classification for plutonic rocks. *Chem. Geol.*, 47 (1994) 249 - 260
- [21] - S. S. SUN and W. F. MCDONOUGH, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42 (1989) 313 - 345
- [22] - I. YACE, Etude du volcanisme éburnéen dans les parties centrales et méridionales de la chaîne précambrienne de Fétékro. Direction de la géologie (RCI), (1982) 156 p.
- [23] - K. A. A. HEIN, Succession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso): Implications for West African tectonics. *Journal of African Earth Sci.*, 56 (2010) 83 - 94
- [24] - L. BARATOUX, V. METELKA, S. NABA, M. W. JESSEL, M. GREGOIRE and J. GANNE, Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2-2.0 Ga), western Burkina Faso. *Prec. Res.*, 191 (2011) 18 - 45
- [25] - M. JESSEL, P. O. AMPONSAH, L. BARATOUX, D. ASIEDU, J. K. LOH and J. GANNE, Crustal-scale transcurrent shearing in Paleoproterozoic Sefwi-Sunyani-Comoe region, West Africa. *Precambrian Res.*, 212 - 213 (2012) 155 - 168