

Pétrologie des granitoïdes paléoprotéroïques de la région de Zam, centre du Burkina Faso, craton ouest-africain: Implication géodynamique

[Petrology of Paleoproterozoic granitoids from the Zam region, Burkina Faso center, west african craton: Geodynamic implication]

Ignace Dabone^{1,2}, Samuel Djiguemde^{1,2}, Urbain Wenmenga¹, Hermann Ilboudo¹, Paul Ismael Ouedraogo^{1,2}, Guy Kevin Coulibaly², and Souleymane Zoundi²

¹Laboratoire Géosciences et Environnement (LaGE), Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso

²Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB), Ouagadougou, Burkina Faso

Copyright © 2026 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

ABSTRACT: The Eburnean granitoids of the Zam area are located in the Boulsa square degree, in central-eastern Burkina Faso, approximately 80 km south of Ouagadougou.

It is a group of granitic rocks (s.l.), of variable composition, calc-alkaline to alkaline, belonging to the Baoulé-Mossi domain of the West African craton.

The petrography of the rocks that compose it reveals a range of facies. The lithological units observed show: i) a frequent association of gneissified tonalite-granodiorite; ii) biotite granites, sometimes muscovite granites, with passages of circumscribed porphyroid facies; iii) quartz-rich syenite massifs with felsic to neutral porphyritic veins at the western and eastern edges.

Geochemical signatures, like petrographic studies, reveal contrasts in composition. The major elements, based on their silica content, show two groups: neutral rocks, with $\text{SiO}_2 < 65$, and acidic rocks with $\text{SiO}_2 > 65$. The analysis of rare earths and trace elements is telling. The various diagrams define an orogenic setting with varied sources (crustal, mantle, and mixed).

Geochronological data from previous studies, combined with geochemical and petrographic data, show a sequential emplacement of these granitoids: i) Stage I: emplacement of tonalite-granodiorites; ii) Stage II: emplacement of granitic plutons; iii) Stage III: emplacement of the syenitic massif. (crustal, mantellic, and mixed).

KEYWORDS: Petrogenesis, Calc-alkaline, Alkaline, Volcanic arc, major element, trace element.

RESUME: Les granitoïdes éburnéens de la région de Zam sont localisés dans le degré carré de Boulsa, au Centre-est du Burkina, à environ 80 km au Sud de Ouagadougou.

C'est un ensemble de roches granitiques (s.l.), de composition variable, calco-alkaline à alcaline, appartenant au domaine baoulé-Mossi du craton ouest africain.

La pétrographie des roches qui le composent révèle un éventail de faciès. Les unités lithologiques observées montrent: i) une association fréquente de tonalite-granodiorite gneissifiée; ii) des granites à biotite, parfois à muscovite, avec des passages à faciès porphyroïde circonscrit; iii) des massifs de syénite quartzifère avec des filons porphyriques felsique à neutre aux bordures Ouest et Est.

Les signatures géochimiques donnent, comme l'étude pétrographique un contraste de composition. Les éléments majeurs en fonction de leur teneur en silice montrent deux groupes: les roches neutres, à $\text{SiO}_2 < 65$, et les roches acides à $\text{SiO}_2 > 65$. L'analyse des terres rares et des éléments traces est éloquent. Les différents diagrammes définissent un contexte de mise en place orogéniques avec des sources variées (crustale, mantellique, et mixte).

Les données géochronologiques des travaux antérieurs, couplées aux données géochimiques et pétrographiques, montrent une mise en place séquentielle de ces granitoïdes: i) Etape I: mise en place des tonalite-granodiorites; ii) étape II: mise en place des plutons granitiques; iii) étape III: mise en place du massif syénitique.

MOTS-CLEFS: Pétrogenèse, Calco-alkalin, Alcalin, Arc volcanique, élément majeur, élément trace.

1 INTRODUCTION

Les granitoïdes constituent les formations les plus abondantes de la croûte continentale terrestre (Clarke 1992). Au Burkina Faso cet ensemble granitique représente plus de 50% de la superficie du territoire. Les critères utilisés pour leur classification varient selon les auteurs. Castaing (2003) les subdivise en deux grands groupes sur la base des données pétrographiques et géochronologiques: i) l'ensemble tonalitique (2210-2100 Ma) composé essentiellement de Tonalites-Trondjémite-Granodiorite parfois gneissifiée qui sont des granitoïdes d'arc, et ii) l'ensemble granitique s.l. (2150-1820 Ma) composé de granodiorite, de granite calco-alcalin, de granite alcalin, de granite leucocrate et de pluton syénitique. Dahl (2018) décrit plutôt des complexes métamorphiques et anatectiques (CMA) d'âge Néoarchéen à Eburnéen constitués d'orthogneiss migmatitique et anatectique, de leurs produits de fusion partielle et d'intrusions felsiques foliées, ainsi que des intrusions felsiques à intermédiaires (2150-2000 Ma).

Kagambèga (2005) et Naba (2006 et 2007) donnent une classification simplifiée de cet ensemble granitique basée sur la composition minéralogique. Ces auteurs reconnaissent l'existence (i) de granitoïdes à amphibole, plus précoces avec une foliation bien marquée à l'état magmatique ou à l'état solide (Naba et al. 2006), et (ii) de granitoïdes à biotite qui sont tardifs (Naba 2007). Ces études ont concerné des zones plus réduites et ont permis i) de mieux cerner les caractères géologiques et géochimiques des différents faciès granitiques des zones étudiées; ii) de caractériser et d'établir une chronologie nette de mise en place des formations étudiées.

Cependant les granitoïdes de Zam, situés au Centre du pays, ont certes fait l'objet de plusieurs travaux (Ducellier, 1963; Ouédraogo, 1976; Castaing, 2003; Traoré, 2011), mais dans des cadres d'approches régionales. Ces granitoïdes font partie intégrante du complexe métamorphique et anatectique de Ouagadougou (Dahl 2018). Les différentes études menées sur ce complexe ont permis de spécifier les lithologies et d'évaluer le cadre géodynamique. Une étude détaillée sur l'évolution géologique, ainsi que les relations génétiques entre les différentes formations granitiques de Zam n'a pas été réalisée.

Ainsi, l'objectif de la présente étude est de:

- Réaliser une étude pétrographique et géochimique plus détaillée des différents faciès composant ces granitoïdes, révélée par la carte géologique à l'échelle 1/200000 et 1/50000;
- Comprendre les relations génétiques entre eux;
- Et établir une chronologie de mise en place des différentes formations granitiques.

Pour cela, de nouvelles observations et analyses géochimiques complémentaires (éléments majeurs, traces et Terres Rares) ont été réalisées sur les principaux faciès granitiques.

2 CONTEXTE GEOLOGIQUE

La géologie du Burkina fait partie intégrante du domaine Baoulé-Mossi du craton ouest africain. Elle est composée d'un socle d'âge Paléoprotérozoïque (Castaing et al., 2003) avec des reliques néoarchéens (Dahl 2018) représentant 80 % du territoire; et une couverture sédimentaire qui repose en discordance sur ce socle à l'Ouest, au Nord-ouest, au Nord et à l'Est du territoire. La zone de Zam (Fig. 1) est entièrement localisée dans le socle et présente deux grands ensembles: les ceintures de roches vertes birimiennes et les granitoïdes éburnéens.

Les terrains birimiens sont constitués d'un assemblage de roches volcaniques et volcanosédimentaires et de roches plutoniques mafiques parfois métamorphisées dans le "faciès schiste vert". Les unités volcaniques sont essentiellement des coulées et projections de basaltes et andésites parfois amphibolitisés associés à de petites unités de rhyodacite. Cet ensemble volcanique est intrudé par des massifs circonscrits de métagabbro et métadiorite ainsi que de roche ultrabasique. Des amphibolites franches s'individualisent au Nord et au Nord-ouest, tandis qu'au Sud-est dans la zone de Zam, un assemblage de métasédiments composé de micaschistes et de conglomérats affleurent particulièrement dans la zone.

Les formations granitiques, sont surtout représentées par des granodiorites et diorites quartzifères associées à des massifs plutoniques circonscrits de deuxième génération tels que les massifs de granite et les massifs de syénites.

Les intrusions magmatiques tardives sont marquées par la mise en place de dykes de dolérite, orientés WSW-ENE et étendus sur plusieurs kilomètres.

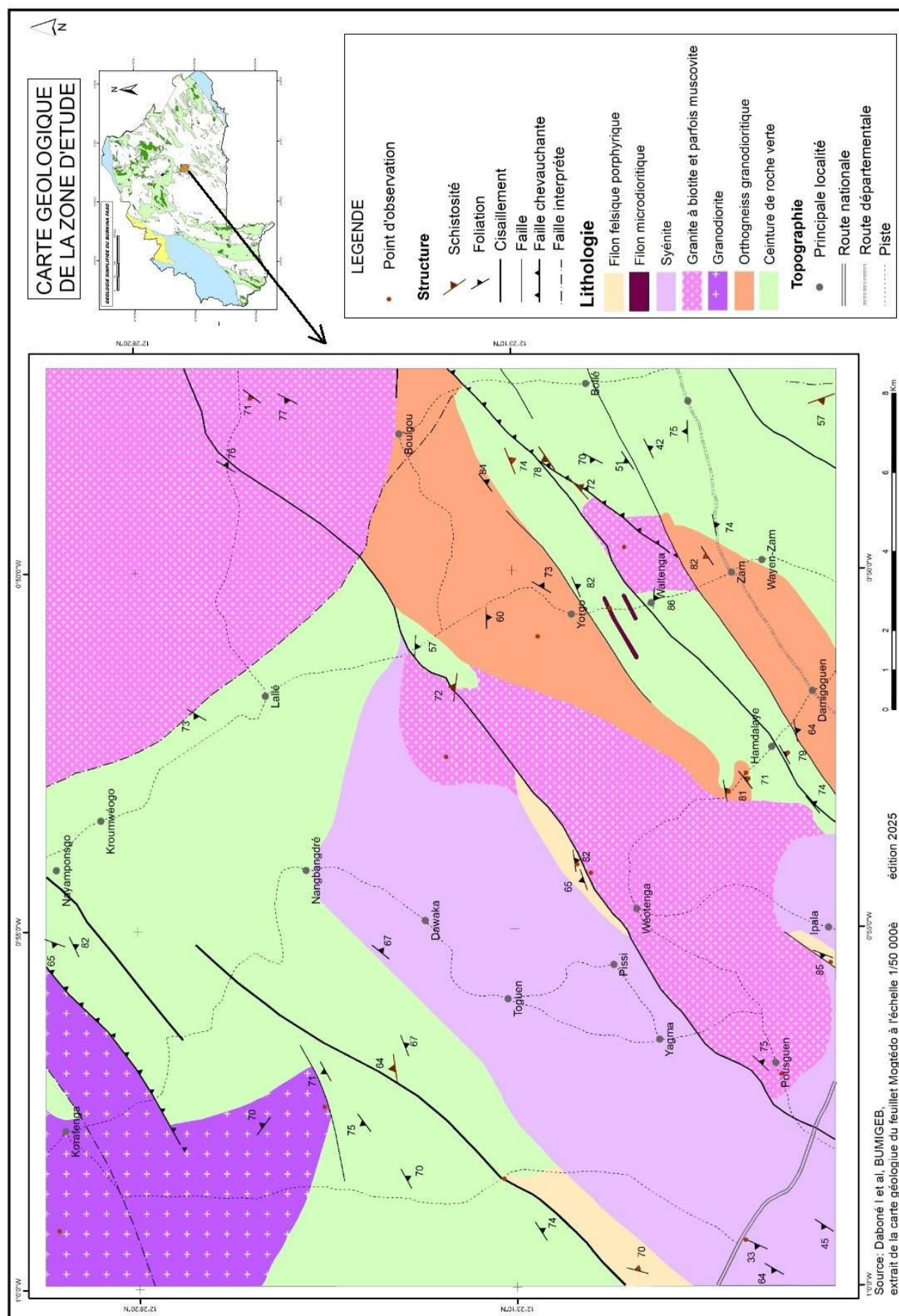


Fig. 1. Carte géologique de la zone de Zam et localisation

3 METHODOLOGIE

La méthodologie de travail a consisté:

- En une synthèse documentaire
- A l'acquisition des données de terrain et de laboratoire
- Au traitement et interprétation des résultats

La synthèse documentaire s'est focalisée sur une revue bibliographique des données antérieures et récentes existantes sur la zone d'étude. Elle a concerné les documents (cartes, rapports, mémoires, imagerie satellitaire, données géophysiques) et les cuttings des forages.

On a procédé à un levé cartographique de terrain au 1/50 000, au cours duquel il y a eu un prélèvement d'échantillons de roches.

Les travaux de laboratoire ont consisté à: i) la confection de lames minces (20 lames) et de lames polies suivi de la caractérisation pétrographique au microscope optique, et minéralogique à la microsonde électronique au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de Clermont-Ferrand (France); ii) des analyses lithogéochimiques sur roche totale dans le même laboratoire et au Laboratoire AcmeLab à Vancouver (Canada).

L'ensemble des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont été traitées avec différents logiciels de traitement dont notamment Excel, GDKit, Corel suivi de leur interprétation.

4 RESULTATS

4.1 CARACTERES PETROGRAPHIQUES

4.1.1 LA SYÉNODIORITE

Elle affleure au Sud-est de Pissi sous forme de bande orientée NE-SW. C'est une roche de teinte sombre fortement laminée et à texture porphyroïde. Elle a une composition syénodioritique, avec un développement de porphyroclastes qui s'individualisent dans une matrice composée de minéraux felsitiques et de ferromagnésiens à grain fin à moyen. La roche est moins riche en quartz qu'au niveau de la bordure Ouest. Les phénoclastes de plagioclase et de feldspath potassique, étirés et moulés par les minéraux ferromagnésiens, soulignent la foliation tectonique de la roche.

4.1.2 LES TONALITES

Elles affleurent au Sud-ouest de la zone d'étude. La couleur est grise et la texture grenue $\pm$ porphyroïde, localement affectée par des bandes cisaillantes et des injections circonscrites de veines de quartz à tourmaline, fortement cisaillée avec une foliation soulignée par une orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens. En lame le cisaillement est souligné par la biotite et certains produits de recristallisation secondaire (quartz, feldspath) selon les structures S/C. La déformation induit une recristallisation granoclastique des minéraux quartzo-feldspathiques. L'assemblage minéralogique se résume au feldspath-quartz-biotite. On distingue des fantômes de cristaux de plagioclase tabulaires totalement transformés en agrégats. L'altération hydrothermale conduit à une épidotisation par transformation des plagioclases et à une chloritisation par transformation des biotites. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la chlorite, la myrmékite, le sphène, le zircon, le carbonate et la séricite.

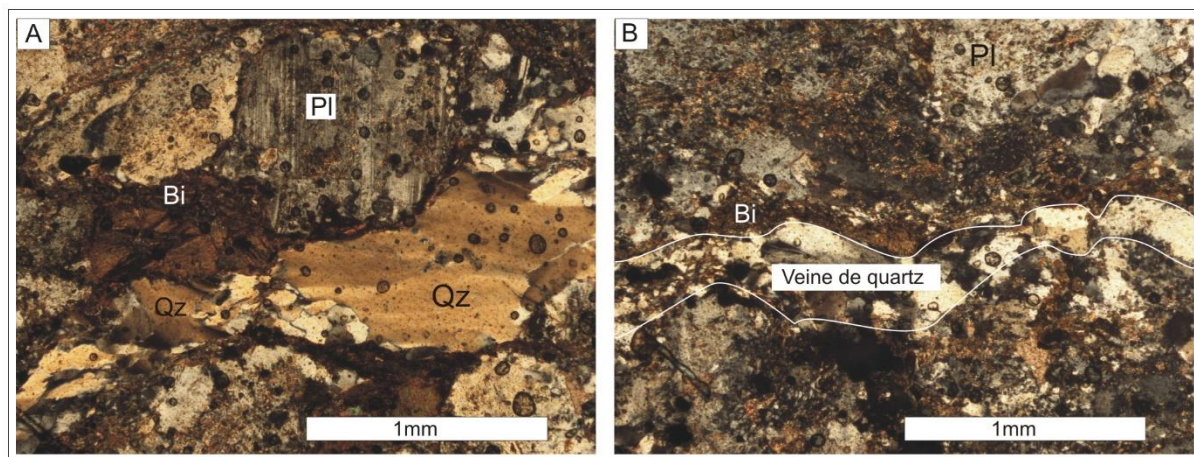


Fig. 2. Microphotographies de la tonalite au point DD025; Bi: biotite, Pl: plagioclase, Qz: quartz

4.1.3 LES GRANODIORITES

Elles affleurent à l'Ouest de la zone d'étude. La roche est de teinte grise, à grain moyen. Au microscope, elle présente une texture grenue à structure équante. Elle est composée de:

- Plagioclases, parfois altérés en épidote;
- hornblende verte-brune;
- feldspath potassique de type microcline dominant;
- biotite en feuillet;
- quartz xénomorphe;
- et accessoirement du sphène, de la chlorite, des carbonates et des minéraux opaques.

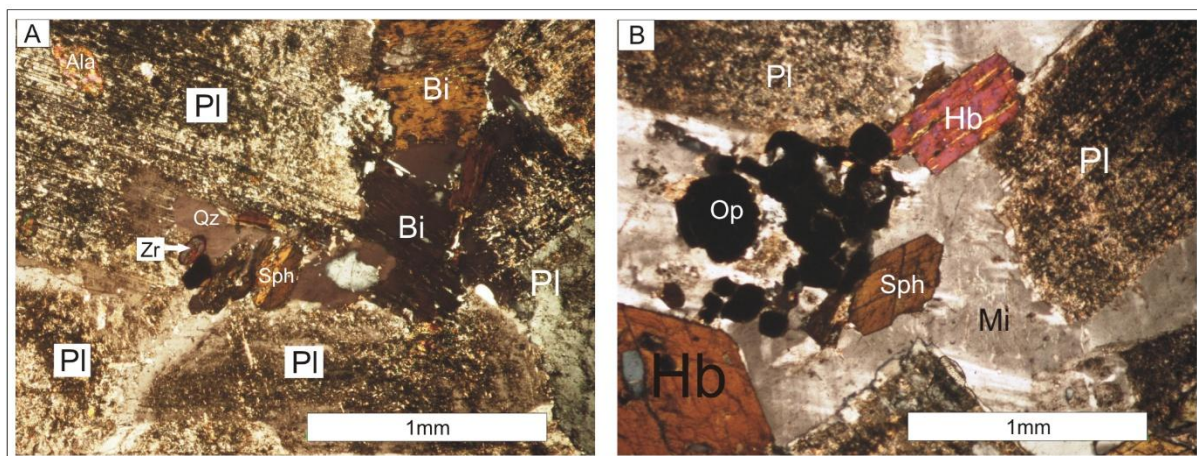


Fig. 3. Microphotographies de la granodiorite au point DD014; Bi: biotite, Hb: hornblende, Mi: microcline, Op: opaque, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Sph: sphène, Zr: zircon, Ala: allanite

4.1.4 LE GRANITE PORPHYROÏDE À BIOTITE

Ce granite affleure au Nord-est de Dawaka et à l'Est de la zone d'étude. C'est un granite relativement homogène contenant quelques enclaves basiques. Il se distingue aisément par son caractère porphyroïde: des tablettes de feldspath potassique automorphe de teinte blanc nacré de 1 à 3 cm de long se détachent d'un fond gris rosâtre à grain moyen (1 à 5 mm). La matrice, recristallisée, représentent 70 % de la roche. Elle est composée de plagioclase xénomorphe à sub-automorphe parfois poëcilitique, de quartz en plages polycristallines avec des sous grains arrondis ou allongés, de microcline en plages xénomorphes, de biotite brune, se présentant en cristaux isolés ou en amas, de rare mica blanc associé à la biotite et des minéraux accessoires dont le sphène, des oxydes de fer, de l'épidote, de l'apatite et du zircon.

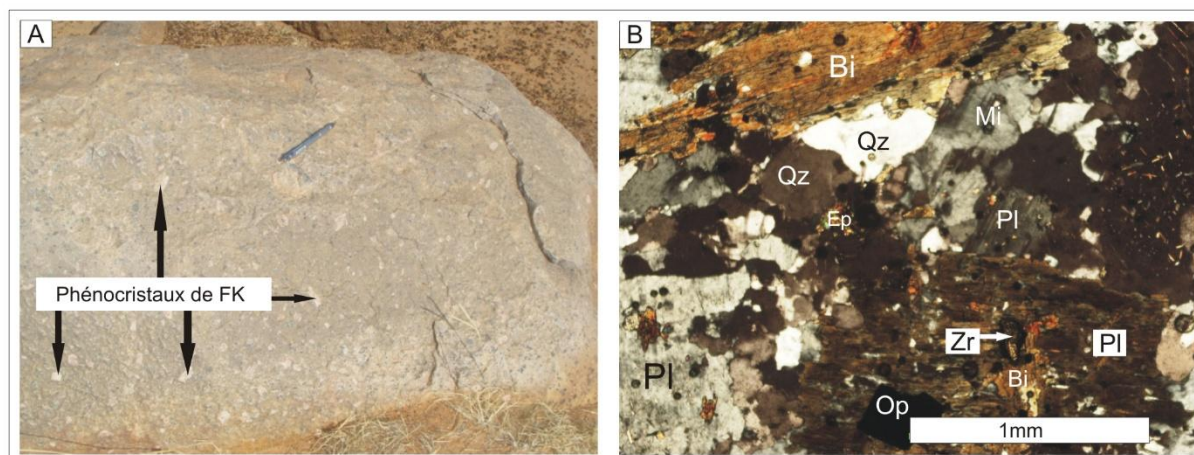


Fig. 4. A. Photographie d'un bloc du granite porphyroïde à biotite (DD094) avec des phénocristaux abondants de feldspath potassique; B: Microphotographie de la matrice du granite porphyroïde à biotite; Bi: biotite, Mi: microcline, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Zr: zircon, Op: opaque

4.1.5 LES GRANITES À BIOTITE

Ils forment des chaos de blocs, de boules ou de dalles de taille variable (décamétrique à plurimétrique) au Nord de Zam, à l'extrémité Sud-est de la zone d'étude et au contact des syénites à l'Ouest.

Au Nord de Zam, les affleurements montrent des roches de couleur grise, à grain moyen. De petites enclaves micassées et comagmatiques ont été identifiées dans ce granite. L'observation micropétrographique montre une roche marquée par une légère recrystallisation avec un début de protomylonitisation. On a ainsi une microtexture en cloison soulignée par des micas (biotite et muscovite) en lamelles disloquées et disposées selon les plans de cisaillement. L'association quartzo-feldspathique comprend toujours du quartz (20%) en petites plages xénomorphes à extinction roulante, du plagioclase (35%) perthitique et du feldspath potassique (25%) à microcline dominant. Parmi les minéraux colorés, la biotite est toujours présente et fréquemment chloritisée, tandis que l'amphibole est très rare. Les minéraux accessoires sont globalement les suivants: épidote, sphène, allanite, apatite et zircon.

A l'Ouest au contact des syénites, on a un granite subleucocrate. La texture est dans l'ensemble microgrenue mais des passages porphyriques ont été observés au contact. Ce faciès dispose de 10 à 20% de phénocristaux (0,5 à 2 mm) dans une mésostase à grain très fin ($\leq 0,1$ mm). Le faciès microgrenu révèle au microscope, un granite composé de plagioclase (35%), du feldspath potassique (25%), du quartz (30%), de la biotite (5%) plus ou moins muscovite et accessoirement de l'épidote, de la chlorite, du sphène, de l'allanite et du zircon. La variété porphyrique dispose de phénocristaux automorphe à sub-automorphe de plagioclase et d'orthose baignant dans une matrice microgrenue composée essentiellement d'une association quartzo-feldspathique auxquels s'ajoutent des minéraux phylliteux, et des minéraux accessoires (sphène, zircon et allanite).

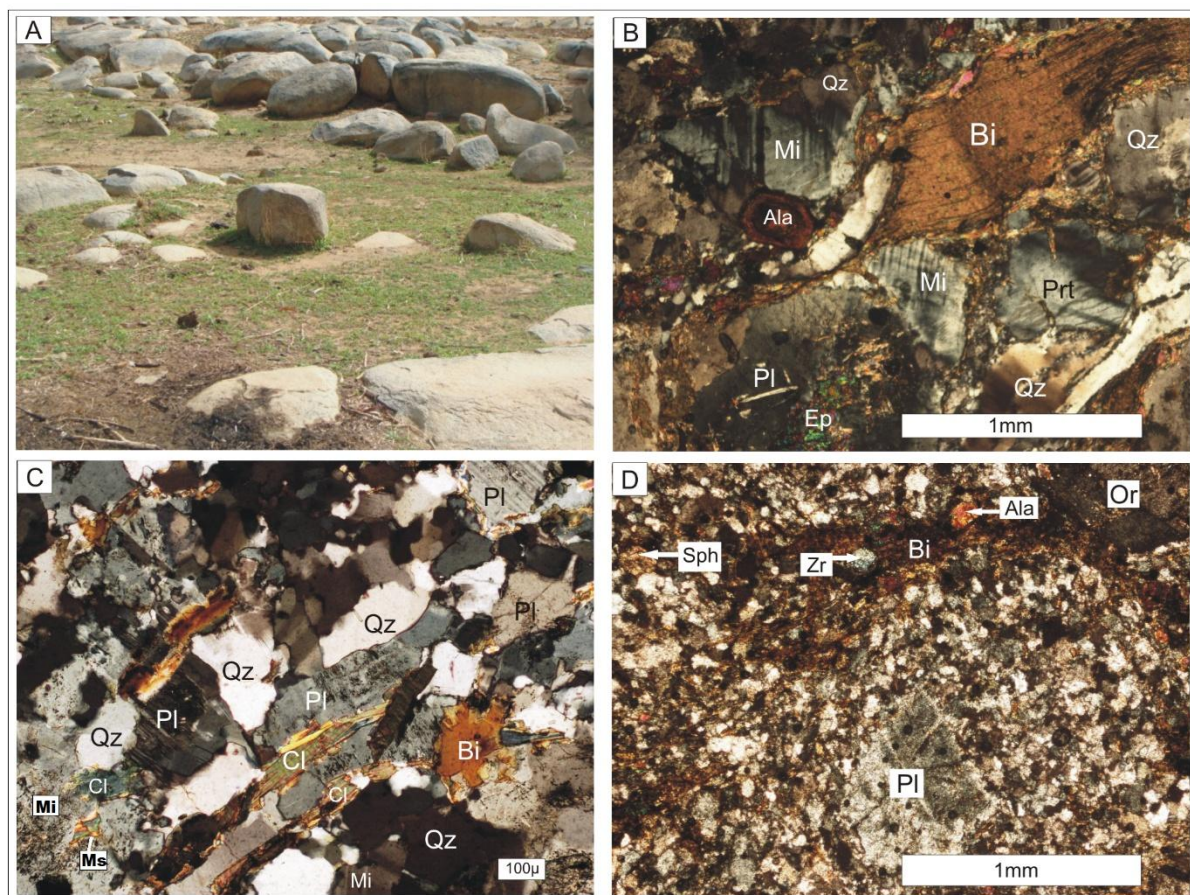


Fig. 5. Granite à biotite; A: mode d'affleurement en boules et en dalles; B: Microphotographie de la lame mince du granite à micro-texture en cloison au Nord de Zam; C: microphotographie de la lame mince du granite à texture fine au point DD061a; D: microphotographie de la lame mince du granite à texture porphyrique au point DD062b;

Bi: biotite, Ep: épidote, Ala: allanite, Mi: microcline, Ms: muscovite, Pl: plagioclase, Prt: microperthite, Qz: quartz, Cl: chlorite, Or: orthose, Sph: sphène, Zr: zircon.

4.1.6 LES SYÉNITES QUARTZIFÈRES

Elles se présentent sous forme d'inselberg au Sud-ouest et se prolonge jusqu'au Centre de la zone d'étude. A l'affleurement on constate de nombreuses enclaves sombres basiques et des filonnets de quartz. La texture est grenue à $\pm$ porphyroïde en ses bordures Ouest et Est. Sa minéralogie se résume au feldspath potassique, plagioclase, biotite, amphibole, pyroxène $\pm$ quartz. La granulométrie, les proportions en certains minéraux et la texture varient d'une zone à une autre.

A Pissi la roche est à grain moyen; l'association est à microcline-albite-pyroxène-amphibole-biotite-quartz avec accessoirement sphène-apatite-zircon; tandis qu'à Dawaka, on a une texture porphyroclastique et une composition à association de FK (Microcline + orthose) -albite-pyroxène et accessoirement amphibole. A Toguen, la roche a une texture grossière légèrement fluidale à gros cristaux de feldspath potassique (essentiellement microcline), d'albite avec pyroxène, un peu de biotite, magnétite, sphène, apatite. La roche est moins riche en quartz que le faciès situé à Pissi.

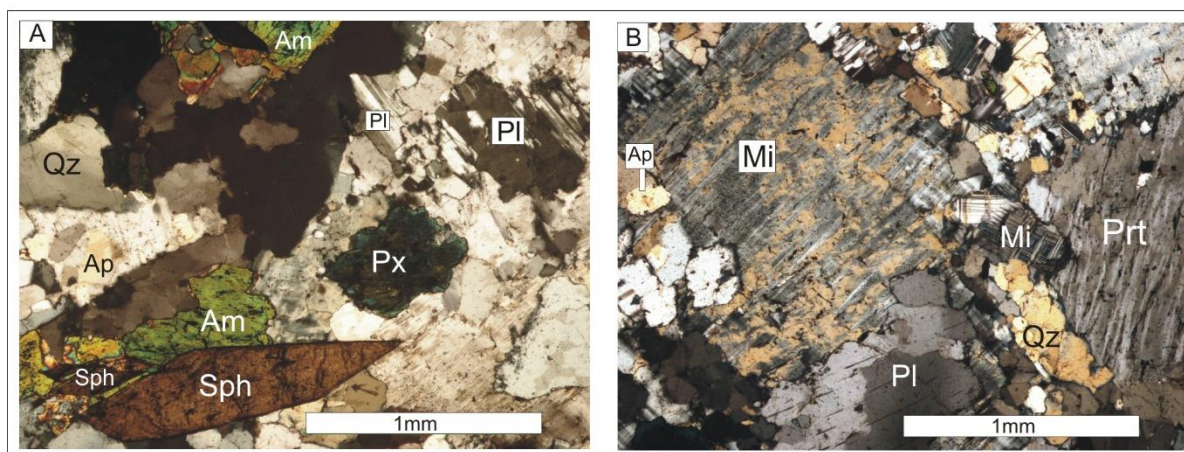


Fig. 6. Microphotographies de la syénite de Wayen (LMDD069); Am: amphibole, Px: pyroxène, Ap: apatite, Mi: microcline, Pl: plagioclase, Prt: microperthite, Qz: quartz. Sph: sphène

4.1.7 LE SYSTÈME FILONNIEN

LES FILONS BORDANT LES SYÉNITES

Sur la bordure Ouest et sur la bordure Est du massif, affleurent des unités sous forme filonienne entre.

Sur la bordure Ouest il affleure au contact des amphibolites et des microdiorites et au Sud-ouest il affleure au contact des granites dans la localité de Ipala. On observe un développement de porphyroblastes de feldspaths et de quartz. La roche, de couleur leucocrate s'avère plus riche en quartz. Elle présente une texture de recristallisation porphyroclastique œillée. Les porphyroblastes automorphes de plagioclase et de feldspath potassique sont moulés dans une matrice protomylonitique formée de reliques de feldspath et leur produit de décomposition (épidote, chlorite) ainsi que de minéraux phylliteux.

LES FILONS DE MICRODIORITE QUARTZIFÈRE

Ils constituent un ensemble de filons et filonnets souvent organisés en réseaux et recoupant les granodiorites dans la zone de Yorgo.

Le grain est fin à très fin et une texture souvent porphyrique avec une structure parfois foliée. L'association minéralogique est essentiellement à plagioclase-hornblende-biotite-quartz.

4.2 CARACTERES GEOCHIMIQUES

4.2.1 ELÉMENTS MAJEURS

Les résultats des analyses des majeurs (Tab. 1) permettent de distinguer deux groupes de roches en fonction de la teneur en SiO₂:

- Les roches à tendance neutres avec $\text{SiO}_2 < 65\%$ qui regroupent les syénodiorite, granodiorite et tonalite);
- Les roches acides à $\text{SiO}_2 > 65\%$, composées de granites, et de syénites.

Le diagramme de classification de Cox *et al.*, (1979) adapté aux roches plutoniques (figure 7A) montre au premier abord une "relative homogénéité chimique" qui s'explique par une forte similitude de composition minéralogique de ces faciès. Leur pourcentage en SiO₂ indique une composition variable dans l'ensemble du neutre à acide. Les études pétrographiques sont pour la plupart confirmées par les résultats des analyses géochimiques.

Les massifs granitiques se situent dans le champ des granites. Les tonalites, les granodiorites et les filons se répartissent entre le domaine syénodioritique à diorite quartzifère, tous du domaine à chimisme intermédiaire. Le massif syénitique est dans le champ des syénites. Cette tendance est confirmée dans le diagramme de O'Connor (1965) dans la figure 7B.

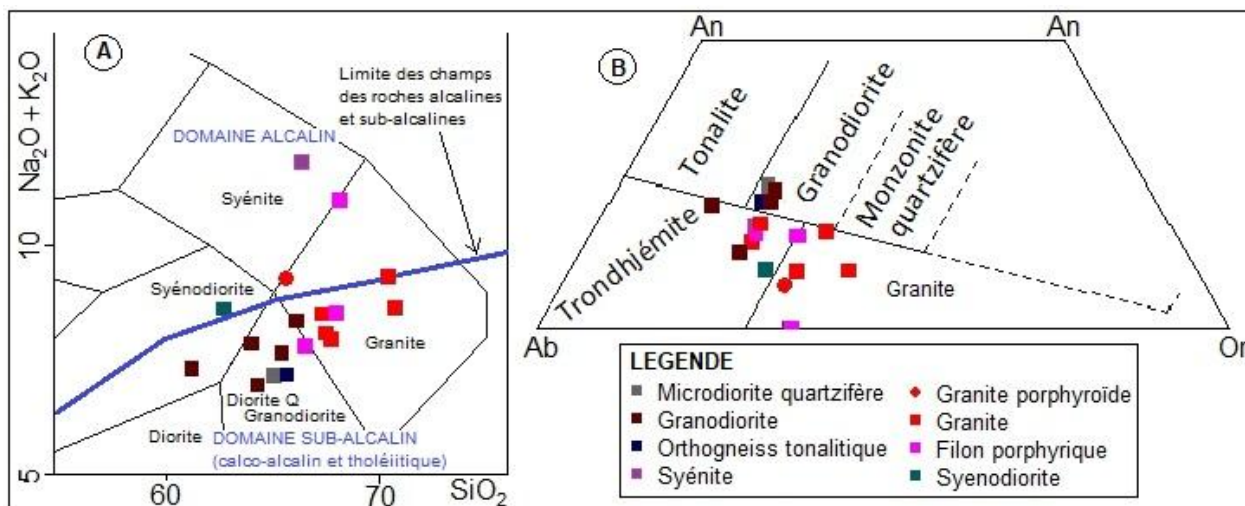


Fig. 7. Diagrammes géochimiques des granitoïdes de Zam: A) Diagramme de classification binaire de Cox (1979); B) Diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965)

Les diagrammes SiO_2 vs majeurs, de Harker (1909), montrent une répartition relativement continue des faciès granitiques (Fig. 8). Cette répartition définit des corrélations négatives entre SiO_2 et la majorité des autres éléments (TiO_2 , FeO_t , MgO , CaO) et une corrélation positive avec le K_2O . En effet, les granitoïdes de Zam montrent une continuité compositionnelle entre les faciès granodioritiques et les termes leucogranitiques. La corrélation positive entre le SiO_2 et le K_2O ainsi que les corrélations négatives entre SiO_2 et TiO_2 - FeO_t - MgO - CaO témoignent d'une certaine différenciation magmatique. Cependant la dispersion des teneurs de P_2O_5 indiquerait une source magmatique différente des granitoïdes et celle de Al_2O_3 due à l'altération.

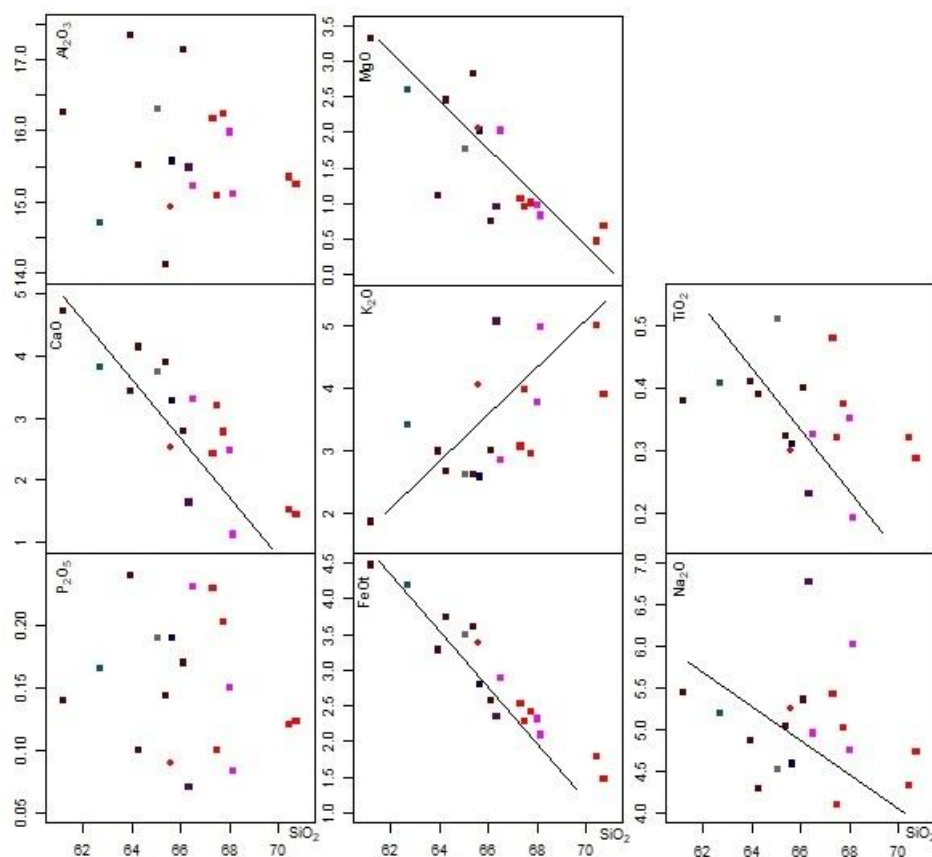


Fig. 8. Diagrammes géochimiques de type Harker: Variation des éléments majeurs (% Wt) en fonction de SiO_2

Selon les champs définis par Peccerillo & Taylor (1976) et Le Maitre *et al.* (1989) dans le diagramme K₂O vs SiO₂ (Fig. 9d), la syénite et son cortège filonien affichent un caractère fortement potassique à shoshonitique. Les granites, les granodiorites et les tonalites sont calco-alcalins variant du moyennement potassique au fortement potassique.

L'ensemble des formations sont de type igné, et présente un trend évolutif allant des termes majoritairement métalumineux à accessoirement peralumineux et peralcalin (Fig. 9a-b).

Les différentes formations granitiques de la zone d'étude montrent une affinité calco-alcaline et donc orogénique, précisément tardi à post-orogénique. Cette tendance est confirmée par le diagramme R₁ – R₂ de Batchelor et Bowden ainsi que les diagrammes discriminant (SiO₂ – FeO/FeO+MgO et C/ACF) de Maniar et Piccoli (1989). La source magmatique de cet ensemble varie des mafiques faiblement à fortement potassiques aux tonalites (Fig10. d).

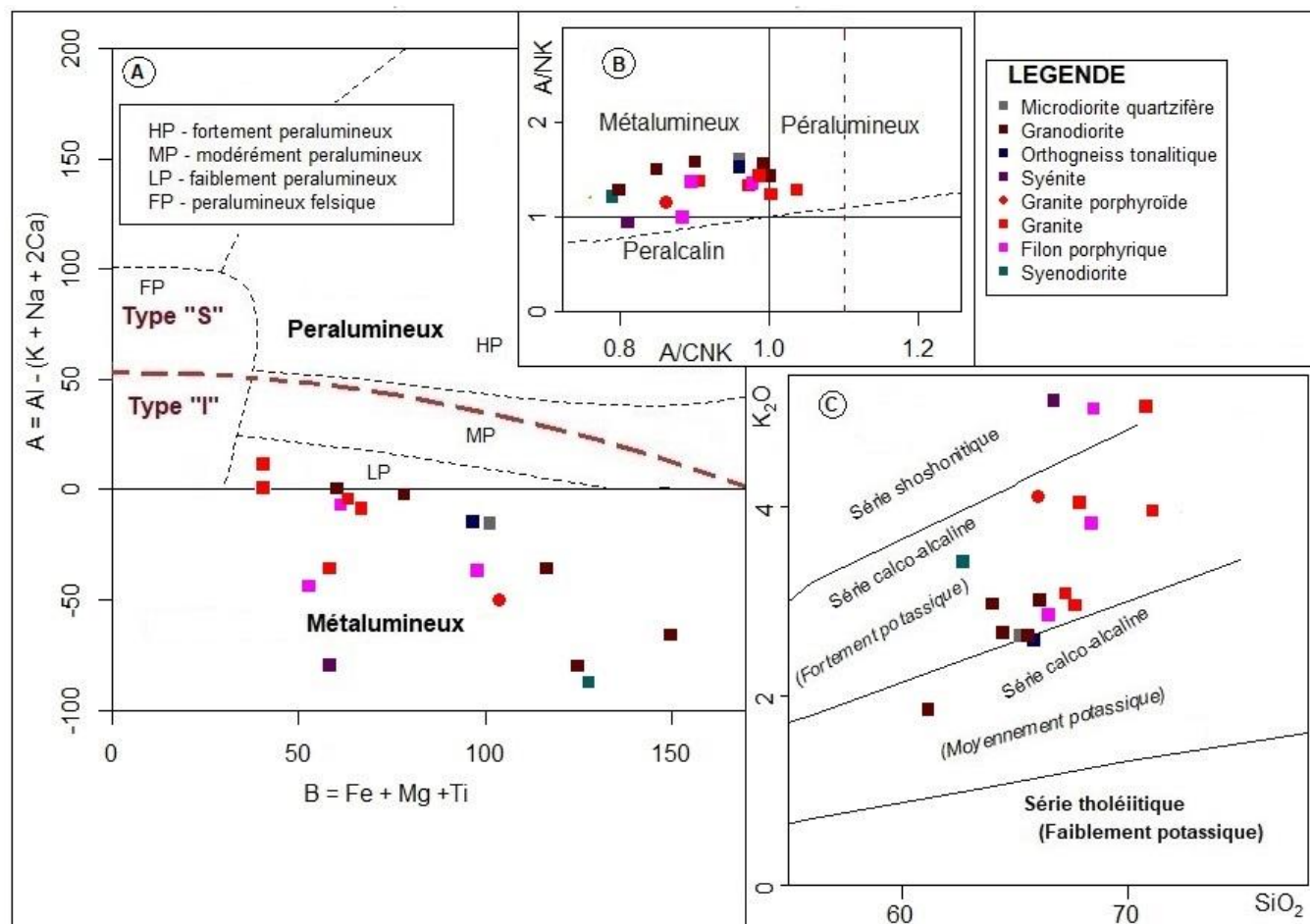


Fig. 9. Diagrammes géochimiques des granitoïdes de Zam: A) Diagramme binaire B – A modifié par Villaseca *et al.* (1998); B) Diagramme A/CNK-A/NK de Shand (1943); C) Diagramme binaire SiO₂ versus K₂O de Peccerillo et Taylor (1976)

4.2.2 ELÉMENTS TRACES ET TERRES RARES

Le spectre des terres rares des granites à biotite normalisé aux chondrites (Fig11A) montre un enrichissement en REE légères par rapport aux REE lourdes avec un trend décroissant caractéristique d'un processus de cristallisation fractionné. C'est le même constat pour l'ensemble granodiorite-tonalite (Fig. 11B). La syénite et ses filons de bordure montrent des spectres à allures différentes. La syénite a un trend décroissant et les filons ont un trend en dent de scie faiblement enrichie en REE légères.

Les spidergrammes de l'ensemble des granitoïdes sont en dents de scie; caractérisés par des anomalies positives en Ba, U, La, Pb, Sr, et Nd et des anomalies négatives en Th, Nb, P, Pr et Y pour les granodiorites et tonalites. Pour les granites à biotite, c'est le même constat à l'exception du La qui présente une anomalie positive pour certains et négative pour d'autres. Cela impliquerait un fractionnement de différents minéraux dont les feldspaths, les amphiboles et la biotite. La syénite présente une anomalie négative en Ba, U, P et Ti; et une anomalie positive Rb, Th, La et Zr. Le filon porphyrique montre une allure en dent de scie avec des anomalies parfois différentes de celle

des syénites mais proche des granites et des granodiorites. Il présente cependant une légère anomalie en Eu, caractéristique des granites évolués (ou ayant subi une altération).

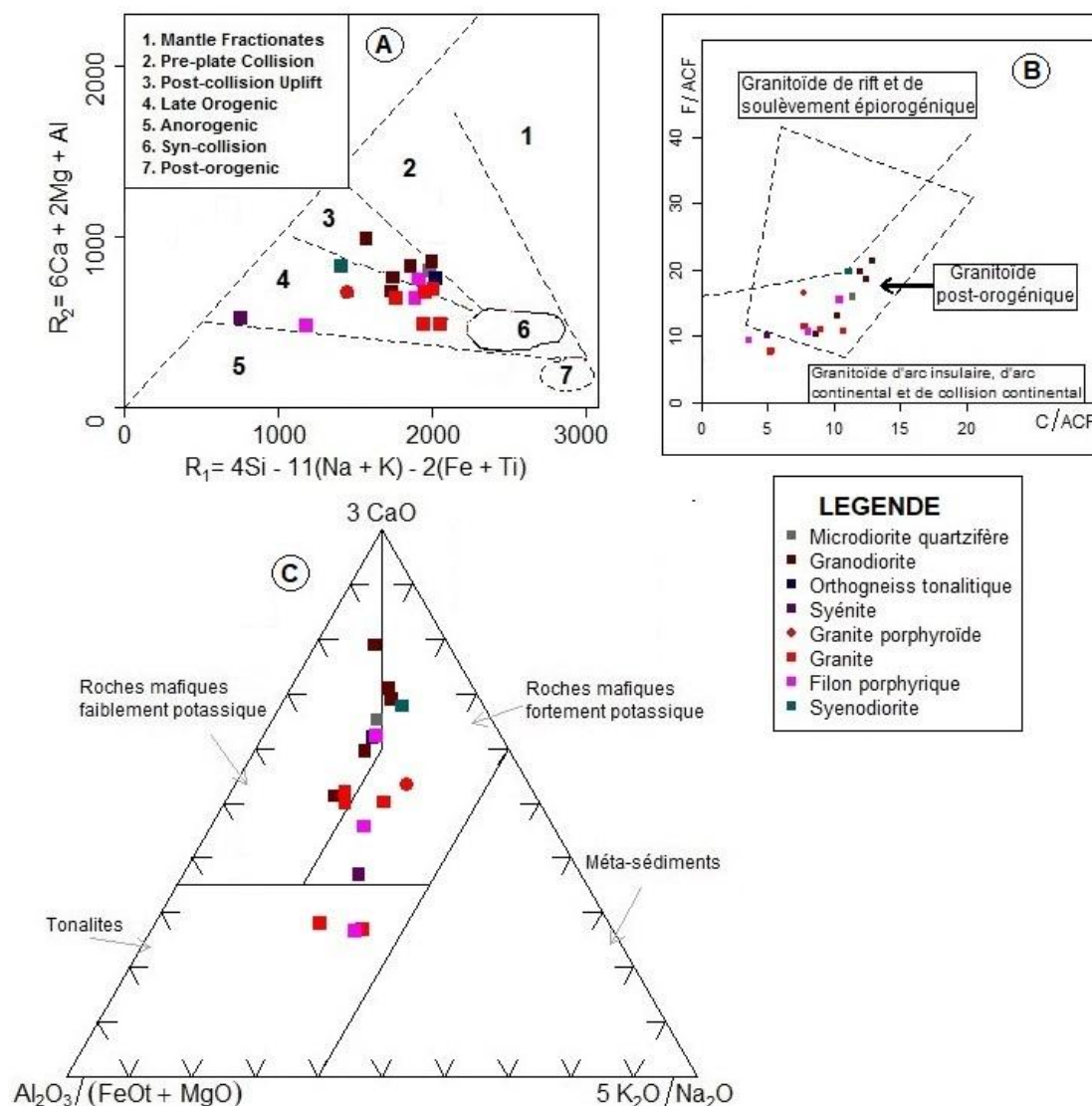


Fig. 10. Diagrammes géochimiques des granitoïdes de Zam: A) diagramme $R_1 - R_2$ de Batchelor et Bowden (1985); B) diagramme discriminant $C/ACF - F/ACF$ de Maniar et Piccoli (1989); C) diagramme ternaire des sources Magmatiques de Laurent et al. (2014)

Tableau 1. Résultats analytiques des majeurs des granitoïdes de Zam

Sample	DD003	DD014	DD025	DD057	DD069	DD094a	DD040b	DD078	DD130a	DD131	DD132	DD138	DD066	DD070	DD023	DD028	DD056	DD061a
SiO ₂	65,06	64,3	65,67	66,12	66,35	65,62	67,34	61,2	63,98	67,5	68,01	70,42	66,52	68,13	62,71	67,74	65,42	70,74
Al ₂ O ₃	16,31	15,51	15,57	17,13	15,48	14,93	16,16	16,25	17,34	15,09	15,98	15,35	15,23	15,11	14,7	16,23	14,13	15,25
Fe ₂ O ₃	3,88	4,15	3,11	2,85	2,61	3,75	2,82	4,97	3,65	2,53	2,57	1,99	3,2	2,32	4,66	2,68	4,01	1,63
MgO	1,76	2,45	2,02	0,76	0,95	2,05	1,07	3,31	1,11	0,95	0,98	0,47	2,02	0,83	2,6	1,01	2,83	0,67
CaO	3,74	4,13	3,28	2,78	1,64	2,53	2,43	4,71	3,43	3,2	2,47	1,53	3,29	1,13	3,81	2,77	3,89	1,46
Na ₂ O	4,53	4,29	4,59	5,36	6,77	5,26	5,43	5,44	4,87	4,1	4,76	4,33	4,96	6,02	5,19	5,02	5,04	4,74
K ₂ O	2,61	2,65	2,57	2,99	5,06	4,05	3,06	1,85	2,98	3,98	3,76	4,99	2,84	4,97	3,41	2,93	2,61	3,89
TiO ₂	0,51	0,39	0,31	0,4	0,23	0,3	0,48	0,38	0,41	0,32	0,35	0,32	0,33	0,19	0,41	0,37	0,32	0,29
P ₂ O ₅	0,19	0,1	0,19	0,17	0,07	0,09	0,23	0,14	0,24	0,1	0,15	0,12	0,23	0,08	0,17	0,2	0,14	0,12
MnO	0,05	0,08	0,06	0,04	0,05	0,07	0,04	0,1	0,07	0,07	0,04	0,04	0,06	0,05	0,09	0,04	0,1	0,02
LOI	1	1,5	2,1	0,9	0,5	0,9	0,56	0,52	0,73	1,47	0,78	0,22	0,31	0,56	1,85	0,57	0,31	0,52
Sum	99,62	99,58	99,51	99,45	99,76	99,59	99,62	98,9	98,81	99,31	99,84	99,79	99,42	99,76	99,91	99,88	99,11	99,64

Tableau 2. Résultats analytiques des Traces et terres rares des granitoïdes de Zam

Sample	DD003	DD014	DD025	DD057	DD069	DD094a	DD040b	DD078	DD130a	DD131	DD132	DD138
Ba	1163	1651	1375	2059	638	1059,00	2860,00	1270,00	1670,00	1450,00	1250,00	1640,00
Be	2	<1	3	<1	7	4	1,5	0,7	1,1	1	0,7	3,1
Co	73,1	64,1	65,3	77,5	72,5	63,6	11	18	9	8	12	9
Cs	2,3	0,9	1,1	3,2	0,2	2,2	1,8	1	1,3	2,1	0,3	5,3
Ga	17,7	16,7	16,1	19,0	23,5	22,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hf	3,4	2,4	3,0	3,4	7,5	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Nb	3,5	3,6	5,4	3,6	4,2	3,2	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Rb	65,7	58,7	74,6	73,8	73,5	116,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	979,7	832,0	1555,8	1688,7	193,7	1318,6	1190	990	1120	470	800	560
Ta	0,8	0,6	0,8	0,7	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Th	4,7	2,2	14,3	4,3	13,1	3,0	10,9	2,1	2,6	6,5	0,5	7,3
U	1,8	0,8	2,4	1,2	2,6	1,4	2,9	0,6	1,5	1,4	0,9	2,4
V	66	80	59	33	79	80	34	69	43	37	32	20
W	415,2	397,0	440,8	446,4	462,1	404,1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zr	119,4	87,6	117,0	127,1	263,2	96,3	130	38	104	121	192	178
Y	7,2	14,0	11,2	6,0	6,7	12,0	4	7,3	6,3	10,3	3,7	4,3
La	27,6	15,7	63,1	36,2	18,4	16,4	47,9	13	20,1	22,8	5,2	31,8
Ce	55,9	29,7	120,0	68,1	31,4	27,3	89,9	32,1	53,7	53,2	22,5	74
Pr	6,14	3,53	13,79	8,12	2,91	3,41	9,7	3	5,4	4,9	1,2	6,1
Nd	23,1	13,6	47,6	29,2	9,2	13,6	34,5	11,8	22,2	18,3	5	21,2
Sm	3,78	2,71	6,74	4,80	1,73	2,53	5,3	2,4	4,3	3,4	1	3,4
Eu	0,99	0,78	1,52	1,17	0,44	0,63	1,7	0,8	1,3	1,2	0,6	1
Gd	2,61	2,49	4,03	3,04	1,54	2,43	4	2,1	3,4	3,1	1,1	2,8
Tb	0,32	0,36	0,46	0,33	0,18	0,33	0,4	0,3	0,4	0,4	0,1	0,3
Dy	1,58	1,83	2,03	1,30	0,84	2,07	1,1	1,5	1,6	2,1	0,6	1
Ho	0,28	0,38	0,33	0,17	0,18	0,46	0,2	0,3	0,2	0,4	0,1	0,2
Er	0,55	1,13	0,81	0,42	0,68	1,41	0,5	1	0,7	1,3	0,4	0,5
Tm	0,10	0,18	0,12	0,06	0,11	0,20	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Yb	0,59	1,25	0,99	0,41	0,90	1,32	0,3	0,8	0,5	1,1	0,4	0,4
Lu	0,09	0,19	0,14	0,04	0,16	0,19	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Mo	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	1,7	1	1,4	2,1	1	5
Cu	16,7	20,3	2,2	10,2	9,1	22,7	17	45	9	12	7	2
Pb	2,1	2,3	6,0	4,0	3,2	1,9	15	9	14	12	21	23
Zn	58	31	46	66	3	27	45	48	58	23	36	39
Ni	11,5	20,9	35,2	2,9	1,4	22,0	19	53	14	27	20	14
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	30	29	31	37	39	36
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Sb	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	3,6	<0,3	<0,3	<0,3	3,2	<0,3
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,3	0,8	<0,3	<0,3	3,1	<0,3
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	1,3	0,6	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hg	*	*	*	*	*	*	0	0	0	0	0	0
Tl	0,4	<0,1	0,3	0,3	<0,1	0,1	0,5	0,2	0,4	0,5	0,3	1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
B	0	0	0	0	0	0	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Li	0	0	0	0	0	0	18	22	22	15	10	39

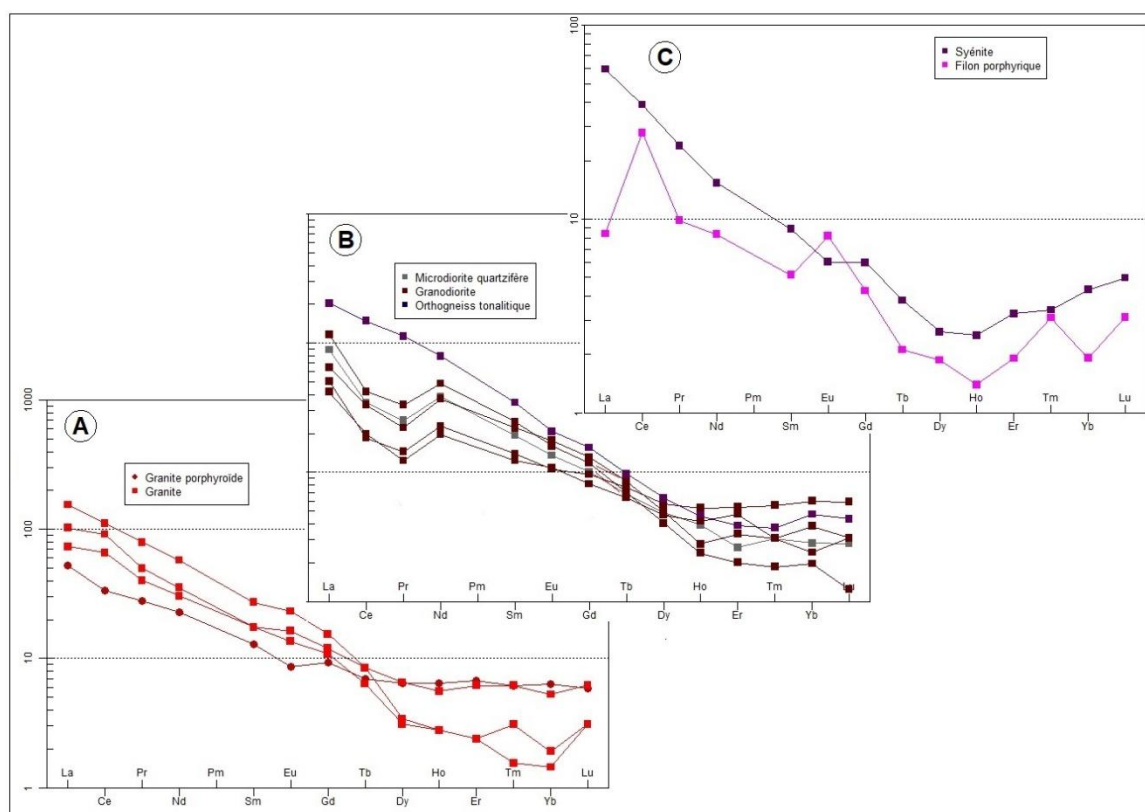


Fig. 11. Diagramme des terres rares normalisés aux chondrites de Boynton (1984) des granitoïdes de Zam: A) diagramme des granites à; B) diagramme des granodiorites et tonalites; C) diagramme de la syénite et des filons porphyriques

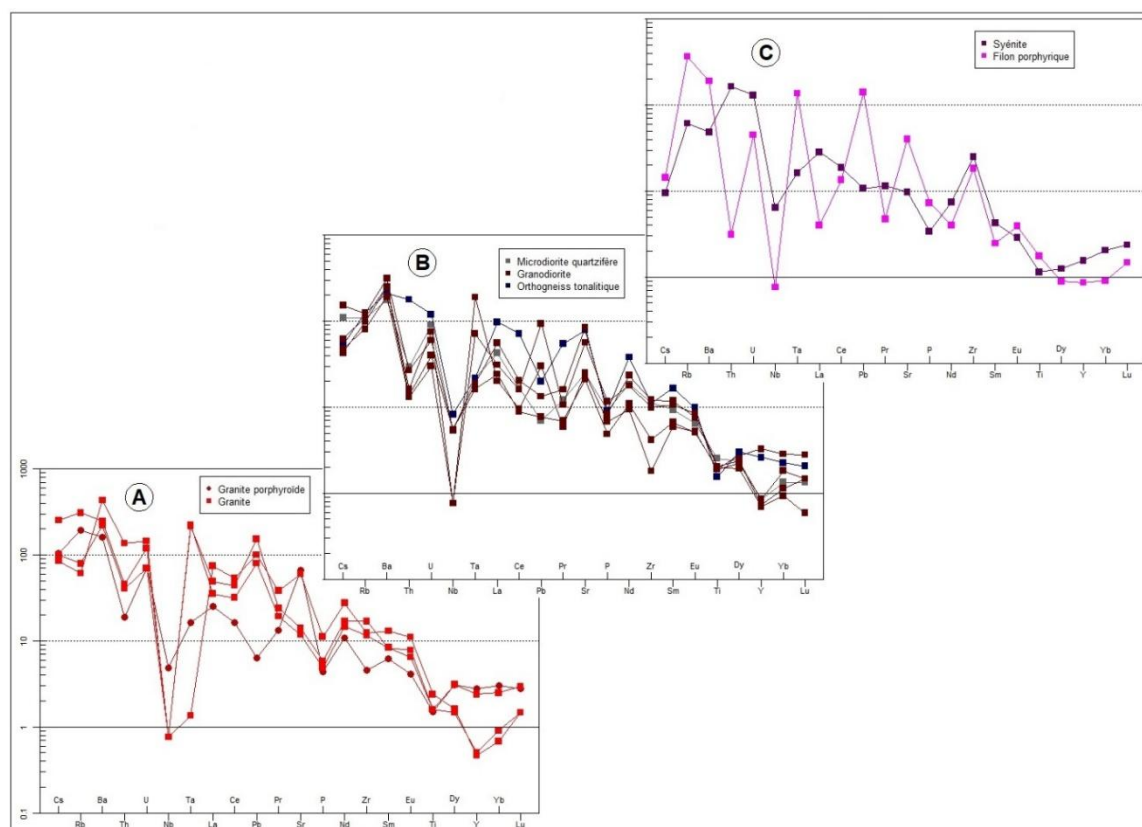


Fig. 12. Diagramme des éléments traces normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995): A) diagramme des granites à biotite; B) diagramme des granodiorites et tonalites; C) diagramme de la syénite et des filons porphyriques

5 DONNEES GEOCHRONOLOGIE

Plusieurs travaux antérieurs et récents réalisés sur la zone d'étude ont permis de réaliser des datations géochronologiques sur certains faciès des granitoïdes de Zam. La synthèse de ces données est consignée dans le tableau ci-dessous.

Tableau 3. Résumé des résultats géochronologiques

Référence échantillon	Méthode	Âge	Nombre analyses Conc.	MSWD	Remarques	Nature de la Roche
DD023	U/Pb	2179 ± 5	/	0,72	Âge Intercept Sup	Syénodiorite
DD054	U/Pb	2122 ± 8	/	0,89	Âge Intercept Sup	Granite à biotique
DD068	U/Pb	2128 ± 4			Âge concordant	Filon porphyrique
DD025	U/Pb	2174 ± 6	7/15	0,6	Âge concordant	Tonalite
DD040	U/Pb	2150 ± 13	13/15	1,2	Âge concordant	Granodiorite
DD069	K/Ar	1889 ± 27				Syénite

6 DISCUSSION

Une diversité de faciès compose les granitoïdes de zam. Les études pétrographiques couplées aux données de géochimie ont permis de discriminer trois groupes de roches avec des variations constatées au sein de chaque groupe: i) l'ensemble tonalite-granodiorite, avec des teneurs en silice variant entre 61 et 66 est composé de tonalite et granodiorite gneissifiées, de granodiorite et de syénodiorite en filon; ii) L'ensemble granitique s.s., à teneur en SiO₂ variant entre 65 et 70 %, est composé de granite à biotite parfois associée à la muscovite avec une variation de texture d'un affleurement à l'autre: grain moyen à fin et localement porphyroïde; iii) et l'ensemble syénitique.

Selon le diagramme de Peccerillo et Taylor (Fig. 9d), ce sont des granitoïdes calco-alcalins, caractéristiques des zones de subduction. Le diagramme de Maniar et Piccoli (Fig. 10B), confirme cette tendance orogénique avec une mise en place évolutive (Fig. 10A) dans un environnement post-collisionnel à tardi-orogénique. L'ensemble des formations de Zam ont un rapport A/CNK < 0,1; très faiblement peralumineux à métalumineux, avec des échantillons proches de la limite per-alcaline (syénite et quelques filons satellites). C'est un ensemble granitique à source ignée (croûte continentale et/ou manteau).

Les teneurs en FeO_T, MgO CaO et TiO₂ diminuent avec l'augmentation de SiO₂, alors que K₂O et Na₂O augmentent avec l'augmentation de la silice. Ces corrélations négatives d'une part et positives d'autres part s'expliquent par un processus de cristallisation fractionnée. Dans les granodiorites, l'amphibole, et dans une moindre mesure la biotite et le plagioclase sont les principales phases minérales qui fractionnent tandis que dans les granites le feldspath potassique contrôle le fractionnement et très rarement le plagioclase puisqu'on n'observe rarement des anomalies négatives en Eu.

Les spectres des terres rares (Fig. 11) décroissants pour les ensembles granitiques et granodioritiques matérialisés par une évolution parallèle des trends des différents faciès composant chaque unité suggère une source magmatique identique pour chaque ensemble. Les rapports Nb/Y (0,048 à 0,48) relativement faibles indiquent que ces roches sont issues de magma crustaux. Par contre les rapports Sr/Y (variant entre 45 et 297) très lâches suggèrent des profondeurs très variables de formation des granites et des granodiorites avec probablement des phénomènes de contaminations lors de leurs ascensions (anomalies positives en Ba et Sr), ainsi que les impacts des événements tectoniques post à tardi-orogénique avec l'interaction des fluides. La tonalitique ainsi que la syénite et les filons de bordure présentent des trends différents. Le gneiss tonalitique présente un spectre fortement décroissant caractéristique d'une roche différenciée avec un fort enrichissement en LREE par rapport aux HREE (plus de 50 fois). Son rapport Nb/Y (0,6) proche de 1 suggère une source assez profonde (croûte inférieure ou manteau), par contre son rapport Sr/Y (281,45) relativement élevé montre une source magmatique issue de la croûte supérieure. Au niveau de la syénite le rapport Nb/Y (0,63) élevé et Sr/Y (28,91) faible montre clairement une roche à source mantellique. Le diagramme de Laurent (Fig. 10C) confirme cette tendance à source multiple avec des roches à sources magmatiques ignées mais variables (issues de la fusion de roche basique fortement potassique ou non et ou issues de magma tonalitique).

Les différentes relations pétrographiques (enclaves basiques de nature amphibolitique dans les tonalites ainsi que des enclaves tonalitiques dans les granodiorites et granites) observées sur le terrain ainsi que les relations géochimiques témoignent d'une mise en place très complexe des formations de Zam. Le modèle AFC (Assimilation – Cristallisation fractionnée) ne saurait expliquer de façon exhaustive les conditions de formations des différentes unités de granitoïdes. Cette complexité pétrogénétique peut être expliquée par le modèle MASH (Melting Assimilation Storage et Homogénéisation) proposé par Hildreth et Moorbath, (1988) pour expliquer la contribution de l'apport crustal dans le magmatisme d'arc dans les Andes en Chili. Aussi de nombreux travaux dans le même sens (Clemens & Wall 1981, Kouchi & Sunagawa 1985, Liankun & Kuirong 1989, Zorpi *et al.* 1989, Orsini *et al.* 1991) qui ont proposé et expliqué de nombreuses complexités pétrogénétiques par l'intervention de mélanges magmatiques.

Pour les granitoïdes de Zam, le modèle MASH serait le mieux indiqué pour la compréhension des différents processus de formation. Cela se serait produit avec l'intervention de mélanges magmatiques entre un magma basique et un pôle acide ainsi que des processus de cristallisation fractionnée expliqueraient en grande partie la mise en place des granitoïdes de Zam. En effet leurs formations s'expliqueraient par la participation d'un pôle basique mantellique et d'une croûte inférieure avec l'intervention d'un processus complexe de fusion partielle, d'assimilation crustale et de cristallisation fractionnée avec des processus post-mélanges, de stockage et d'homogénéisation magmatique. Ainsi, en contexte orogénique, la croûte inférieure, partiellement fondue, constitue un site privilégié pour le stockage des magmas basaltiques ascendants. A ce niveau, toutes les conditions thermodynamiques sont favorables à des phénomènes de mélanges magmatiques et d'assimilation.

En outre, les magmas basiques peuvent se différencier par cristallisation fractionnée, induisent la fusion de la base de la croûte et se mélangent de façon plus avancée avec les liquides anatectiques crustaux, ce qui aboutit à des mélanges magmatiques plus ou moins complets (Hildreth 1981, Clemens & Wall 1988, Huppert & Sparks 1988). Ces magmas, hybrides et assez hétérogènes, peuvent monter directement ou être stockés au niveau de la croûte moyenne. Durant ce stockage, parfois assez long, ils peuvent subir une parfaite homogénéisation chimique et isotopique avant de poursuivre leur ascension vers la croûte supérieure.

Partant de ce principe et en se référant aux données géochronologiques existantes (Castaing et al., 2003; Dahl et al., 2018; Masurel et al., Daboné et al., 2024) nous envisageons une pétrogenèse des unités granitiques de Zam en selon des phases tectono-magmatiques échelonnés dans le temps:

Première phase: Elle correspond au début de l'histoire géologique de la zone d'étude, avec probablement la subduction d'une croûte océanique entre 2300 et 2150 Ma. L'existence de cette croûte océanique a été mise en évidence par les différents âges radiométriques obtenus à travers les résultats d'études publiés par Lompo (2010), Baratoux et al. (2011), Dahl et al. (2018), Masurel et al. (2021).

Deuxième phase: ~ 2187-2115 Ma ~ Phase de granitisation

La phase de granitisation du feuillet, commencée sensiblement autour de 2187 Ma, s'est faite en plusieurs étapes jusqu'à 2115 Ma (Daboné et al., 2024).

Etape 1: La mise en place de l'ensemble tonalitique (2187 – 2150 Ma) de composition variable (tonalite, diorite quartzifère, granodiorite). Elle est due, probablement à un magma basique mantellique selon le diagramme des sources magmatiques de Laurent et al. (Fig. 10C) qui se serait injecté à la base de la croûte inférieure, La chaleur apportée par le liquide basique induit la fusion partielle de la croûte sus-jacente donnant naissance à des liquides anatectiques crustaux. Ceux-ci se mélangent d'une manière incomplète avec la composante basique pour donner un magma hybride. Ce premier magma a été drainé immédiatement vers la croûte supérieure le long de corridors d'accidents régionaux pour donner l'ensemble Tonalite/granodiorite au Sud-est puis au Nord-ouest de la zone d'étude.

Etape 2: La deuxième phase de granitisation se manifeste par des intrusions magmatiques de nature granodioritique à granitique sur de grande surface. Durant cette phase granitique se forment de grandes zones de cisaillement décrochant qui vont accommoder le raccourcissement régional mais aussi les subductions en cours. Ces décrochements vont permettre l'accrétion latérale et le collage de panneaux de croûte juvénile représentés par les lambeaux de croûte basaltique, les sédiments associés et les masses considérables de tonalites et de granites qui ont intrudé cette croûte basaltique primitive.

Les premiers décrochements sont orientés NE-SW et fonctionnent à partir de 2150 Ma (Daboné et al., 2024). Ceci est déduit du fait que certains granites, donc les plus anciens (2150-2135 Ma), s'allongent déjà le long de ces zones de cisaillement (Castaing et al., 2003).

Les événements tectono-métamorphiques majeurs se déroulent en ce moment et ce jusqu'en 2095 Ma. Les forces qui vont s'exercer sur les formations vont être la résultante du régime de raccourcissement et des contraintes plus locales induites par la mise en place et le gonflement des plutons ainsi que par le fonctionnement des cisaillements. La déformation et le métamorphisme ne vont pas être uniformes à l'échelle des unités, mais localisés dans des zones particulières telles que la périphérie des plutons et le voisinage de zones de cisaillement.

Troisième phase: ~ 1889 +/- 27 Ma (Castaing et al., 2003): Mise en place du pluton syénitique

La mise en place de ce pluton débute autour de 2125 le long du couloir de cisaillement de Toguen. Le jeu de cette faille à partir de 2015 Ma a permis la remontée d'un magma mantellique, alcalin sous l'effet de forces de convection le long de la croûte inférieure par le biais de ce grand accident régional (NE-SW). Ce magma alcalin, au cours de son ascension, la contribution de la croûte, modéré soit-elle a permis une certaine assimilation, qui permet d'expliquer la présence des filons monzodioritiques à monzogranitique au niveau des bordures Nord-ouest et Sud-est du pluton syénitique. Les relations de terrain entre la syénite et ses filons satellites montrent clairement que ces filons se sont mis en place avant le pluton syénitique.

Le modèle pétrogénétique proposé ci-dessous est une synthèse des différentes hypothèses sur la genèse de ces granitoïdes de Zam.

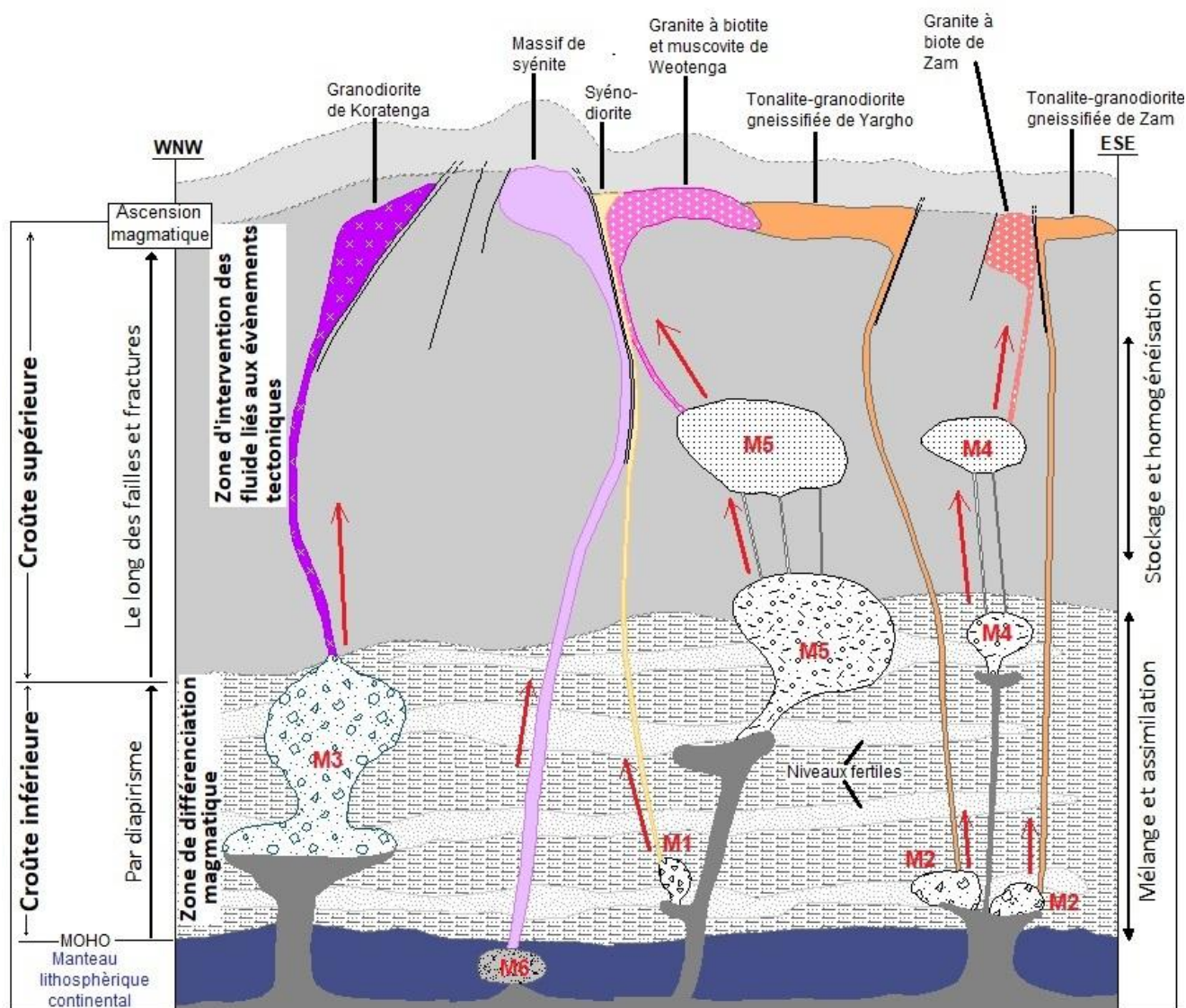


Fig. 13. Modèle pétrogénétique des granitoïdes de Zam

7 CONCLUSION

L'étude consacrée aux granitoïdes de Zam s'est concentrée sur la caractérisation pétrogéochimique desdites formations. Elle a permis d'apporter un complément d'informations sur la pétrographie et la géochimie des différents faciès qui composent cet ensemble.

La synthèse de l'ensemble des résultats a permis de définir le contexte géodynamique et de caractériser les liens pétrogénétiques de cet ensemble granitique. Ces formations, d'âge Paléoprotérozoïque, se sont mis en place dans un contexte orogénique syn- à tardi-tectonique, échelonné dans le temps à partir de 2174 Ma à travers des processus magmatiques plus ou moins complexes.

REFERENCES

- [1] Clarke D.B. 1992. Granitoids Rocks. Topics in Earth Sci., 7, Chapman & Hall, 283 p.
- [2] Castaing C., Bila M., Milési J-P., Thiéblemont D., Le Metour J., Egal E., Donzeau M., Guerrot C., Cocherie A., Chevremont P., Teygey I., Itard Y., Zida B., Ouédraogo I., Koté S., Kabore B-E., Ouédraogo C., Ki J-C. & Zunino C. 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1000 000. 3ème édition, BRGM, Orléans, France, 148 p.
- [3] Castaing C., Chevremont P., Donzeau M., Egal E., Le Metour J., Thiéblemont D., Teygey M., Guerrot C., Billa M., Itard Y., Delpont G., Ki J-C., Zunino C. & Ouédraogo O.F. 2003b. Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200000. Feuille Boulsa, 1ère édition, BRGM, Orléans, France, 64 p.

- [4] Dahl R., Hein K.A.A, Séjourné S., Ouedraogo, C, Giovenazzo, D., Ouedraogo A., Ouedraogo P.I., Sountra Y., Kambou A., Coulibaly G.K., Nassa O., Nassa N., Djiguemde S., Hema K.A.A., Bagoro F., 2018. Carte de synthèse géologique, structurale et des substances minérales du Burkina Faso à 1/1 000 000. Projet d'Appui au développement du Secteur minier (PADSEM). Ministère des Mines et des Carrières.
- [5] Hottin G. et Ouedraogo O. F. 1975. Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000 de la République de Haute Volta. Edition. B.R.G.M., Arch. D.G.M., 58 p.
- [6] Kagambega, N. (2005) Typologie des granitoides paleoproterozoïques (Birimien) du Burkina Faso Afrique de l'Ouest: Approche petrologique dans la region de Po. These, Universite Cheick Anta Diop de Dakar, Dakar, 192p.
- [7] Naba S. 1999. Structure et mode de mise en place de plutons granitiques emboîtés: exemple de l'alignement plutonique Paléoproterozoïque de Tenkodogo–Yamba dans l'Est du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Univ. Dakar, Sénégal, 236 p.
- [8] Naba, S., Vegas, N., Bouchez, J.L., Siqueira, R., Lompo, M. (2006): Caractères magnétiques fabriques et contexte géodynamique des granites du Burkina Faso oriental: les plutons de Tenkodogo-Yamba, de Kouare et de Naneni. *Africa Geoscience Review*, Vol.13, No. 1, p p. 63-76.
- [9] Duccellier J. 1963. Contribution à l'étude des formations cristallines du Centre et du Nord de la Haute Volta. Mem. BRGM, Paris, 10, 320 p.
- [10] Traoré A. S. 2011. Mise en place des plutons de granites alcalins paléoproterozoïques du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Thèse unique, Université Ouagadougou, Burkina Faso, 123 p.
- [11] Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen & Unwin, London, 450 p.
- [12] O'Connor J.T. (1969) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, pp. 79-84.
- [13] Harker, A., 1909. The naturel history of igneous rocks. New York, Macmillian.
- [14] Vilaseca et al.
- [15] Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore. Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley and Sons.
- [16] Peccerillo A. and Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calca-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- [17] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J. Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H. Streckeisen A., Wooley A.R. & Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- [18] Batchelor, R.A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- [19] Maniar, P.D. and Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin*, 101, p. 635-643.
- [20] Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.-F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-1301 Archean granitoids: Evidence for the onset of «modern-style» plate tectonics between 3.0 and 1302 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235.
- [21] Boynton W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare Earth Element Geochemistry* (ed. P. Henderson), pp. 63–114. Elsevier.
- [22] McDonough, W.F. and Sun, S. (1995) The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- [23] Haïmeur J., El Amrani El Hassani I-E. & Chabane A. 2004. Pétrologie et géochimie des granitoïdes calco-alcalins de Zaër (Maroc central): modèle pétrogénétique. *Bul. Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, n° 2004, n°26, 27-48.
- [24] Hildreth W. & Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- [25] Clemens J.D. & Vielzeuf D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 287- 306.
- [26] Clemens J.D. & Wall V.J. 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19, 111-131.
- [27] Kouchi A. & Sunagawa I. 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 17-23.
- [28] Liankun S. & Kuirong Y. 1989. A two-stage crust-mantel interaction model for mafic microgranular enclaves in the Daning granodiorite pluton, Guangxi, China. In Didier J. & Barbarin B (eds), *Enclaves and granite petrology*, Develop. Petrol. 13, Elsevier, 95-110.
- [29] Zorpi M.J., Coulon C et Orsini J.B. & Cocirta C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.
- [30] Orsini J.B., Cocirta C. & Zorpi M.J. 1991. Genesis of mafic microgranular enclaves trough differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: Didier J. & Barbarin B. (eds) *Enclaves and granite petrology*, Develop. Petrol. 13, Elsevier, 445-463.
- [31] Masurel.
- [32] Daboné, I. et Coulibaly, G.K. 2024 Cartographie géologique à l'échelle 1/50 000 de la feuille Mogtédou.

- [33] Denis Thiéblemont et Monique Téguy. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées, témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C.R. Acad. Sci; Paris, t, 319, série II, p 87 à 94.
- [34] Harpum J-R. 1963. Petrographic classification of granitic rocks by partial chemical analysis. Tanganyika Geol. Surv., 10, 80-88.
- [35] Huppert H.E. & Sparks R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. J. Petrol., 29, 599-624.
- [36] Ilboudo, H., Sawadogo, S., Kagambega, N. and Remmal, T. (2021) Petrology, Geochemistry, and Source of the Emplacement Model of the Paleoproterozoic Tiébélé Granite Pluton, Burkina Faso (West-Africa): Contribution to Mineral Exploration. International Journal of Earth Sciences, 110, 1753-1781. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02039-3>.
- [37] Nesbitt H. W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. Nature 279, 206 –210.
- [38] Wenmenga U. et Affaton P. 2003. Origine du complexe gneissique paléoproterozoïque du domaine Baoulé Mossi de la région de Kaya (Burkina Faso). J. Min. Geol., 39, 1, 11-20.
- [39] Yameogo A.O. Naba S. et Traoré A.S. 2020 Caractères pétrographiques et Géochimiques des granitoïdes de la région de Dori au Nord-Est du Burkina Faso, Craton Ouest Africain.