HAL
open science

Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne panafricaine au Nord-Cameroun): analyses pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques

Daouda Dawaï

▶ **To cite this version:**

Daouda Dawaï. Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne panafricaine au Nord-Cameroun): analyses pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2014. Français. NNT : . tel-01027578

HAL Id: tel-01027578

https://theses.hal.science/tel-01027578

Submitted on 22 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Cotutelle internationale avec :
Université de Ngaoundéré

Présentée et soutenue par :
Daouda DAWAÏ
Le vendredi 14 mars 2014

Titre :
Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne panafricaine au Nord-Cameroun): analyses pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques

---

École doctorale et discipline ou spécialité :

Unité de recherche :
Géosciences Environnement Toulouse (GET)

Directeur(s) de Thèse :

Jean-Luc BOUCHEZ, Professeur (Université de Toulouse 3)
Rigobert TCHAMENI, Maître de Conférences (Université de Ngaoundéré)

Rapporteurs :
VANDERHAEGHE Olivier, Professeur
BASCOU Jerôme, Maître de Conférences
PENAYE Joseph, Maître de Recherche

Autre(s) membre(s) du jury :

BITOM Lucien Dieudonné, Professeur
NKOUMBOU Charles, Maître de Conférences

DEDICACE

A

Mon père DAWAÏ ZOURMBA ;

ma mère NDAVA TODOU

et mon oncle BAKARI ZOURMBA.

Trouvez dans la concrétisation de ce travail le fruit de vos efforts consentis à ma formation.

REMERCIEMENTS

La réalisation de ce travail a bénéficié de la contribution de nombreuses personnes :

Au premier rang de celles-ci, mes directeurs de thèse à qui j'exprime toute ma gratitude :

- Le Pr Jean-Luc BOUCHEZ, malgré ses nombreuses occupations et la distance qui nous séparait, a fait preuve d'un encadrement exemplaire. Son engagement, son optimisme et sa compréhension m'ont permis de persévérer en dépit d'innombrables adversités. J'ai été très séduit aussi bien par son savoir-faire que par son savoir-vivre, et je suis très honoré d'être compté parmi ses étudiants ;
- Le Pr Rigobert TCHAMENI, qui a su guider mes pas en recherche depuis mes débuts en année de maîtrise à l'Université de Ngaoundéré. C'est grâce à l'intérêt qu'il a toujours accordé à mes travaux de recherche, la confiance et le climat de complicité qu'il a su instaurer entre nous que j'ai pu poursuivre mes études jusqu'ici.

Je remercie vivement le Pr Anne NEDELEC, qui m'a fait bénéficier de son expertise. Avec beaucoup de gentillesse et de patience, elle m'a initié à la préparation des séances de microsonde et de MEB et m'a apporté beaucoup d'enseignement en minéralogie et géochimie. Ses suggestions au cours de nos discussions scientifiques ont considérablement amélioré la qualité de ce travail.

J'exprime ma grande reconnaissance à l'endroit du Dr Jean-Louis PAQUETTE pour sa grande collaboration. C'est grâce à son apport qu'a été rendu possible le volet géochronologie de ces travaux.

J'adresse mes sincères et cordiaux remerciements au Directeur du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET), Dr Michel GREGOIRE, ainsi qu'à tous ses collaborateurs, qui ont accepté de m'accueillir à plusieurs reprises, de mettre à ma disposition la logistique et un cadre de travail adéquat, même pendant les périodes de crise de logement que traversait le GET.

Je remercie le Dr Mark JESSEL, coordonnateur du programme WAXI, qui a sans cesse soutenu mes candidatures aux programmes de Bourse.

Je remercie également le Dr Jérôme BASCOU qui a gentiment accepté d'effectuer une partie de mes analyses thermomagnétiques dans son laboratoire de l'Université de Saint-Etienne.

J'adresse mes sincères remerciements au Président de l'Université de Toulouse III, Pr Bertrand MONTHUBERT, et le Recteur de l'Université de Ngaoundéré, Pr Paul Henri AMVAM ZOLLO, qui ont donné leurs accords à la mise en route de cette thèse en cotutelle.

Je remercie également le Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Ngaoundéré, le Pr Dieudonné Lucien BITOM OWONO et son prédécesseur le Pr Ismaëla NGOUNOUNO, ainsi que le Directeur de l'Ecole Doctorale SDU2E, Pr Patrick MASCART, pour leurs soutiens multiformes.

Je remercie le Pr Olivier VANDERHAEGHE, Pr Dieudonné Lucien BITOM OWONO, Pr Charles NKOUMBOU, le Dr Joseph PENAYE et le Dr Jérôme BASCOU et qui ont accepté d'évaluer ce travail.

J'exprime ma reconnaissance à mes enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Ngaoundéré, en particulier le Pr Jean-Pierre NGUETKAM, le Pr Benjamin NGOUNOU NGATCHA et le Pr A. Alembert GANWA, et le Dr Joseph PENAYE, Directeur du Centre de Recherche Géologique et Minière (CRGM) de Garoua, pour les précieux conseils et encouragements qu'ils n'ont cessés de me prodiguer.

J'exprime également ma reconnaissance aux autorités de l'Université de Maroua pour tout le soutien qu'ils m'ont apporté, notamment à travers les accords de candidature aux programmes de Bourse et les accords de mise en stages.

Je remercie Mme Sylvie MOUANGUE et Mme Florence NTASSI de l'AUF-BACGL, Mme Annick MALLET du Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France au Cameroun, Mme Sandrine LEROSIER de l'IRD et Mme Marie-Claude CATHALA de l'Ecole Doctorale SDU2E pour toutes les facilités administratives qu'elles m'ont accordées.

Je remercie Jean-Paul SEP, Directeur-adjoint du CRGM de Garoua, qui a participé à mes toutes premières campagnes de terrain et accepté que la séparation des concentrés riches en zircons, destinés à la datation, se fasse dans son centre de recherche.

Je remercie les autorités administratives et traditionnelles du département du Mayo-Louti, en particulier le Lamido de Mayo-Oulo, pour leurs soutiens multiformes au cours de mes phases de campagne de terrain.

J'exprime toute ma reconnaissance à l'endroit de mon épouse HAOUA VONDOU qui, à travers ses encouragements, sa patience et son amour, a su m'apporter tout le soutien dont j'avais besoin. Et ma fille, Mouslimatou BAIDAFDAI, née au moment de la rédaction de cette thèse, a été une grande source de motivation pour moi.

J'exprime ma reconnaissance à mes parents, mon grand frère ABDOURAMAN WELLERBANG et son épouse BILKISOU, pour l'hospitalité et l'aide qu'ils m'ont apportées durant toutes les années de préparation de cette thèse.

J'exprime ma gratitude à mes amis AKONA EVELE, DAOUDA MOUSSA, MAIGUEDA SADJO, MOUHAMADOU DOUBLA ; mes guides de terrain, ADAMOU, RAZIL, et BOUBAKARI et mes cadets académiques, Periclex FOSSO THUNTE et Salomon AWE pour tous les moments de labeurs que nous avions passés sur le terrain. Un merci particulier à AKONA EVELE et Jean-Philémon YANMANGA, que j'aime affectueusement appelés « mes compagnons de galère ». Ils ont toujours répondu présents à mes sollicitations incessantes.

Je remercie tous mes collègues et amis de l'ENS de Maroua, en particulier Moussa DJAOUDA qui, pendant mes séjours toulousains, a résolu diligemment mes différents dossiers administratifs ; Gilbert TODOU qui a gracieusement accepté de transporter une partie de mes échantillons de Maroua à Montpellier et Justin NGUIHDAMA DAGWAÏ qui a accepté de prendre en charge mes enseignements durant mes périodes de stage au GET.

Merci à Fabienne de PARSEVAL, Sonia SOUSSE, Melina MACOUIN, Philipe de PARSEVAL, Philipe OLIVIER, Jean-François MENA, Ludovic MENJOT et Stéphane PERROUTY, pour l'aide permanente et la sympathie qu'ils m'ont accordées durant mes séjours à Toulouse.

Je remercie également Roberto SIQUEIRA qui, de son lointain laboratoire de Sao Paulo au Brésil, m'a apporté la solution au traitement informatique des mes données d'ASM.

Je ne pourrais oublier mes amis camerounais et africains de l'OMP, Marie ROUMI OUAFO, Joël YOUEGO SIHON, Henriette ATEBA, Sylvestre NTOMBA, Raphaël OUGUENE, Thierno DOUMBIA, Saga SAWADOGO et José KPEOU KOLENGUE, merci pour tous ces moments de convivialité et de partage.

L'aboutissement de cette thèse n'aurait été possible sans le concours de plusieurs organismes. C'est le lieu ici, pour moi, de leur exprimer mes très vifs remerciements. Il s'agit :

- du Bureau Afrique Centrale et Grands-Lacs de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF), qui ma accordé une bourse doctorale de 7 mois à l'Université Paul Sabatier et de 3 mois à l'Université de Ngaoundéré ;
- de l'Ambassade de France au Cameroun qui m'a accordé une bourse doctorale de 3 mois à l'Université Paul Sabatier ;
- et de l'Institut de Recherches pour le Développement (IRD) qui m'a accordé une Bourse d'Echanges Scientifiques et Technologiques (BEST) de 3 mois au laboratoire GET et qui a également mis à notre disposition son véhicule lors ma première campagne de terrain en compagnie des mes deux encadreurs en décembre 2009.

Enfin, je remercie tous ceux dont j'ai oubliés de nommer, qui de près ou de loin ont également contribué à la réalisation de ce travail.

ABSTRACT

This manuscript focuses on the petrological, structural (field structures, micro-structures and magnetic fabrics), and geochronological (U-Pb/zircon) exploration of the Guider and Bossoum-Pologozom pluton, and their orthogneissic and granitic country rocks, located in the northern domain of the Central African Fold Belt (CAFB) in Cameroon. Finally, the geodynamic implications of these plutons at the scale of the CAFB and the link with the Borborema Province in Brazil are examined.

In the Guider pluton, intrusive in an orthogneissic basement, we have identified three rock-types: quartz diorite, gray quartz-syenite and pink quartz-syenite. Geochemical analyses show that these tock-types are transalkaline, metaluminous to peraluminous, and magnesian to ferroan. These formations are thought to result from a large partial melting (20-40%) of a basaltic source with fractional crystallization such as magmatic sedimentation, crustal assimilation and metasomatism. In the Bossoum-Pologozom pluton, we identified two types of ferro-potassic and metaluminous magma, *i.e.*, a melanocratic syenite and a syenogranite deriving from a granodioritic magma by fractional crystallization with formation of cumulate attributed to filter-pressing. Magnetic data show that the Guider Pluton is essentially ferromagnetic, and that Bossoum Pologozom Pluton is ferromagnetic (~82%) and locally paramagnetic (18%).

The Guider pluton was emplaced around 593 Ma, ~ 20 Ma younger than the onset of gneissification of the country-rocks, themselves mainly made of deformed granodiorites, diorites and tonalite, and emplaced at *ca*. 632 Ma. The structural markers indicate that the country rocks have been affected by shear deformation characterized by a dominant pure shear, causing a subvertical foliation with N-S to NNE-SSW direction. The shear component, at least in the places that we explored, is dextral. Microstructures and magnetic fabrics of the Guider Pluton suggest that its emplacement took place before the end of this transpressive deformation of the country rocks.

The Bossoum Pologozom pluton was emplaced around 566 Ma ago, against an orthogneissic formation (poorly studied) to the west, and within syntectonic granites consisting of coarse grain to fine grain granite to the east. The syntectonic granites, marked by NNE-SSW subvertical magnetic foliation oriented and magnetic linéations shallowly plunging to the SSW, are coeval with a shear episode that post-dates the previous transpressive episode and causes a foliation having approximately the same direction. The sense shear of this second transpressive event remains unclear. The internal structures of the pluton, in apparent continuity with the structures of its host rocks, suggest that this pluton is syn- to late-tectonic with respect to the deformation of its country rocks.

These results argue that, between 612 and 566 Ma, the crust in the study area has been affected by two transpressive deformation events: the first one started around 612 Ma and ended after 593 Ma; the second took place between 574 and 566 Ma. The sense (or the successive senses) of shear during the latter transpression remains uncertain.

This regional transpression results from the collision between the Mayo-Kébbi domain and the North-Cameroun domain whose collage was likely completed after the emplacement of the Bossoum-Pologozom pluton at *ca*. 566 Ma. This study suggests that: (1) the trans-alkaline magmatism of the Bossoum-Pologozom pluton is similar and contemporaneous to those of some plutons of the East-Nigeria and Seridó-Jaguaribe domains of the brazilian Nordeste; (2) the second transpressive event of the area under study is contemporaneous to the Patos transpressive shear zone of North-East Brazil.

Keywords: Panafrican fold belt, North-Cameroon, Guider pluton, Bossoum-Pologozom pluton, trans-alkaline magmatism, transpression, U-Pb dating, geodynamic.

RÉSUMÉ

Ce manuscrit porte sur l'exploration pétrologique, structurale (structures de terrain, microstructures, fabriques magnétiques) et géochronologique (U/Pb sur zircon) des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom, ainsi que de leurs encaissants orthogneissique et granitique, situés au Nord de la chaîne panafricaine d'Afrique centrale (CPAC) au Cameroun. Ce mémoire traite enfin de l'implication géodynamique de ces plutons à l'échelle de la CPAC, et du lien géologique entre cet ensemble et la province de Borborema au Brésil.

Dans le pluton de Guider, intrusif dans des orthogneiss, nous avons identifié trois faciès : la diorite quartzifère, la syénite quartzifère grise et la syénite quartzifère rose. Les analyses géochimiques montrent que ces faciès sont tous de nature transalcaline avec des caractères variés (méta-alumineux à hyper-alumineux, et magnésiens à ferrifères). Le magma parent serait issu d'une large fusion partielle (20-40%) d'une source basaltique, et les différents faciès résulteraient de processus de cristallisation fractionnée avec sédimentation magmatique, assimilation crustale et métasomatisme. Dans le pluton de Bossoum-Pologozom, nous avons identifié deux faciès de nature ferro-potassique et métalumineuse. Il s'agit de syénite mésocrate et de syénogranite issues d'un magma granodioritique par cristallisation fractionnée avec accumulation des minéraux précoces par un processus de type filtre-presse. Les données magnétiques montrent que le pluton de Guider est essentiellement ferromagnétique, et que le pluton de Bossoum-Pologozom est ferromagnétique (82%) avec localement des sites paramagnétiques (18%).

Le pluton de Guider s'est mis en place vers 593 Ma, environ 20 Ma après le début de l'orthognessification de son encaissant principalement constitué de diorite, de granodiorite et de tonalite déformées, et mises en place vers 632 Ma. Les marqueurs structuraux indiquent que l'encaissant a subi une déformation à cisaillement pur dominant, responsable d'une foliation subverticale et de direction N-S à NNE-SSW. La composante de cisaillement, au moins dans les lieux que nous avons explorés, est dextre. Les microstructures et les fabriques magnétiques du pluton de Guider suggèrent que sa mise en place a eu lieu avant la fin de cette déformation transpressive de l'encaissant.

Le Pluton Bossoum-Pologozom s'est mis en place vers 566 Ma, au contact d'une formation orthogneissique (peu explorée) située à l'Ouest, et au sein de granites syntectoniques s'étendant à l'Est et composés de granites à gros grain et à grain fin. L'installation de ces granites syntectoniques, caractérisés par une foliation magnétique sub-verticale orientée et des linéations magnétiques faiblement inclinées vers le SSW, est synchrone d'un épisode cisaillant, postérieur à l'épisode transpressif dextre sus-cité. Le sens de cisaillement de ce second épisode de transpression reste mal défini. Les structures internes du PBP, en apparente continuité avec celles de ses encaissants, suggèrent que ce pluton est syn- à tardi-tectonique de la déformation de ses encaissants.

Ces résultats montrent qu'entre 612 et 566 Ma, la croûte du secteur de Guider a subi une déformation transpressive avec deux épisodes cinématiques: le premier débute autour de 612 Ma et s'achève après 593 Ma ; le second se déroule entre 574 et 566 Ma. Le sens (ou les sens successifs) de cette transpression régionale reste(nt) incertain(s).

Cette transpression régionale est la conséquence de la collision entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun dont le collage se serait achevé après la mise en place du pluton de Bossoum-Pologozom autour de 566 Ma. Ces travaux suggèrent (1) que le magmatisme transalcalin du pluton de Bossoum-Pologozom est semblable et contemporain de ceux de certains plutons de l'Est du Nigéria et du domaine Seridó-Jaguaribe du Nordeste brésilien, et (2) que le second épisode de transpression du secteur de Guider est contemporain des grands cisaillements transpressifs de Patos, situés au Nord-Est du Brésil.

Mots-clés : Chaîne panafricaine, Nord-Cameroun, pluton de Guider, pluton de Bossoum-Pologozom, magmatisme transalcalin, transpression, âges U-Pb, géodynamique.

TABLES DE MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE……...2

1. Contexte……..2
2. Problématique…….....4
3. Choix de la méthode et du secteur d'étude…….....5
4. Objectif……....6
5. Structuration de la thèse……..6

CHAPITRE I- CONTEXTE GÉOLOGIQUE……...9

I. La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun……...……10

I.1. Le domaine Sud Cameroun…….…10

I.2. Le domaine Centre-Cameroun ou domaine Adamaoua……...……14

I.3. Le domaine Nord-Cameroun……16

I.4. Les grandes accidents tectoniques ou limites lithosphériques…….……19

I.4.1. Le Cisaillement de la Sanaga……19

I.4.2. La Faille Tcholliré Banyo…….…19

I.4.3. Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC)……20

I.4.4. La faille de Kribi Campo……...20

II. Les ensembles géologiques voisins……21

II.1. Domaine Sud-Ouest Tchad ou Mayo-Kebbi…….....21

II.2. Le domaine Est-Nigéria……...22

II.3. Le Métacraton Saharien…….…23

III. Modèles d'évolution géodynamique de la Chaine Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun (CPAC)……24

III.1 Collision entre craton du Congo et zone mobile……24

III.2. Poinçonnement entre craton du Congo et bloc Est-Sahara……27

CHAPITRE II- MATÉRIELS ET MÉTHODES……30

I. Anisotropie de susceptibilité magnétique……...30

I.1. Notions de base……....30

I.2. Comportement magnétique de la matière……31

I.3. L'ellipsoïde d'ASM et les paramètres de l'ASM……32

I.4. Origine de l'ASM……34
I.5. Susceptibilité magnétique des granites…….…...38
I.6. Matériel d'échantillonnage et mesure d'ASM…….38
II. Analyses chimiques des minéraux……41
III. Datation U/Pb sur zircon…….….41
III.1. Séparation des zircons……...41
III.1.1. Broyage et tri granulométrique……..41
III.1.2. Séparation au bromoforme……...….41
III.1.3. Séparation magnétique au Frantz…….….43
III.1.4. Séparation au diodométhane…….43
III.1.5.Tri et montage des zircons……..……44
III.2. Analyses isotopiques U-Pb-Th des zircons……...…44
CHAPITRE III- FORMATIONS ENCAISSANTES : LITHOLOGIE, PÉTROGRAPHIE ET STRUCTURES……...…….46
I. Les orthogneiss et amphibolites…….……..……46
I.1. Description de terrain……...46
I.2. Pétrographie et minéralogie…….47
I.2.1. Les orthogneiss…….47
I.2.2. Les amphibolites……..…51
I.3. Etude structurale de terrain…….54
II. Les granites syntectoniques……..….56
II.1. Observations de terrain…….….56
II.2. Caractères microscopiques……60
II.2.1 Granite à grain grossier (GG)……..…60
II.2.2 Granite à grain fin (GGF)……60
CHAPITRE IV- LES PLUTONS DE GUIDER ET DE BOSSOUM-POLOGOZOM: PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE…….….64
I. Le pluton syénitique de Guider……..64
I.1. Affleurement et lithologie……...64
I.2. Observations microscopiques…….66
II. Le pluton granitique Bossoum-Pologozom……...69
II.1. Affleurement et lithologie…….69

II.2. Observations au microscope…….…71
III. Minéralogie…….…….……76
III.1. Clinopyroxène…….…76
III.2. Amphiboles……..77
III.3. Biotite……...78
III.4. Plagioclase……78
IV. Géochimie…….79
IV.1. Echantillonnage et analyse……...79
IV.2. Eléments majeurs et classification des roches…….....80
IV.2.1. Le pluton de Guider……...80
IV.2.2. Le pluton de Bossoum-Pologozom……...81
IV 3. Eléments en traces et terres rares…….....84
IV.3.1. Le pluton de Guider……...84
IV.3.2. Le pluton de Bossoum-Pologozom…….…..85
CHAPITRE V- ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE PLUTONS DE GUIDER, DE BOSSOUM-POLOGOZOM ET LEUR ENCAISSANT.....89
I. Le pluton syénitique de Guider et son encaissant orthogneissique……89
I.1. Microstructures ...…….…..90
I.1.1. Les orthogneiss……..…...90
I.1.2. Le Pluton de Guider…….……91
I.2. Susceptibilité et minéralogie magnétique……...92
I.3. Pourcentage d'anisotropie magnétique et paramètre de forme……...…..92
I.4. Foliation et linéation magnétiques……..94
II. Le pluton de Bossoum-Pologozom……...96
II.1. Echantillonnage…….....96
II.2. Microstructures……..97
II.2.1. Les orthogneiss…….…..97
II.2.2. Les granites syntectoniques……97
II.2.3. Le pluton de Bossoum-Pologozom……..…101
II.2. Susceptibilité et minéralogie magnétiques……..103

II.3. Taux d'anisotropie et paramètre de forme……..105

II.4. Foliation et linéation magnétiques……..….107

II.4.1. Foliation magnétique……107

II.4.2. Linéation magnétique……...…107

CHAPITRE VI- GÉOCHRONOLOGIE……113

I. Formations encaissantes……..113

I.1- Datation des orthogneiss……..….113

I.2- Datation des granites syntectoniques……....114

II. Datation des plutons……115

II.1- Le pluton de Guider…….115

II.2- Datation du pluton Bossoum-Pologozom……...116

CHAPITRE VII- DISCUSSION……..119

I. Pétrogenèse des deux plutons étudiés……...…119

I.1. Le pluton de Guider……..…119

I.2- Le pluton Bossoum-Pologozom……...120

II. Evolution tectonique des formations encaissantes……..…122

III. Contexte tectonique de mise en place des plutons…….125

III.1. Mise en place du pluton de Guider…….125

III.2. Mise en place du Pluton Bossoum-Pologozom……..…126

IV. Plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom dans les chaînes panafricaine au Cameroun et au Brésil……..127

V. Implication tectonique…….130

V.1. Le collage transpressif des domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun……130

V.2. Sens du cisaillement dans la chaine panafricaine au Cameroun……130

V.2. Lien avec la chaine Brésilienne……...……131

CONCLUSION GENERALE……..137

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES……..……..141

ANNEXE……163

Annexe chapitre II..……..…163

Descriptif analytique de datation isotopique U-P sur zircon……..163

Références bibliographiques……...…164

Annexes chapitre III ……...……..……...….165

Tableau 3.1. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase des formations encaissantes……..165

Tableau 3.2. Résultats de microanalyses et formules structurales des biotites des orthogneiss et amphibolite…….166

Tableau 3.3. Résultats de microanalyses et formules structurales des amphiboles des formations encaissantes…….…….…….167

Tableau 3.4. Résultats de microanalyses et formules structurales de l'épidote des orthogneiss…….....168

Tableau 3.5. Résultats de microanalyses et formules structurales du grenat des amphibolites (formations encaissantes)……169

Tableau 3.6. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase des granites syn-tectoniques……..170

Tableau 3.7. Résultats de microanalyses et formules structurales des biotites des granites syn-tectoniques……..……171

Annexes chapitre IV…….172

Tableau 4.1. Résultat des microanalyses et formules structurales des clinopyroxènes (sur la base de 6 oxygènes)……172

Tableau 4.2a. Résultats de microanalyses et formules structurales des amphiboles du pluton de Guider……..…..173

Tableau 4.2b. Résultats de microanalyses et formules structurales des amphiboles du pluton Bossoum-Pologozom……..…174

Tableau 4.3a. Résultats de microanalyses chimiques et formules structurales des biotites du pluton de Guider…….….175

Tableau 4.3b. Résultats de microanalyses chimiques et formules structurales des biotites du pluton Bossoum-Pologozom……...…176

Tableau 4.4a. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase du pluton de Bossoum-Pologozom……...…177

Tableau 4.4b. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase du pluton de Bossoum-Pologozom……...…178

Tableau 4.5. Résultats d'analyses géochimiques des roches du pluton de Guider……...…179

Tableau 4.6. Résultats d'analyses géochimiques des roches du pluton de Bossoum-Pologozom……...…180

Annexes chapitre V……..……181

Tableau 5.1. Résultats de mesures d'ASM dans le pluton de Guider et son encaissant……181

Tableau 5.2. Résultats de mesures d'ASM dans l'encaissant du pluton de Bossoum-Pologozom……..……182

Tableau 5.3. Résultats de mesures d'ASM dans le pluton de Bossoum-Pologozom……183

Planche 5.1. Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans le pluton de Guider et son encaissant…….185

Planche 5.2. Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans les encaissants du pluton de Bossoum-Pologozom……..…….….186

Planche 5.3. Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans le pluton de Bossoum-Pologozom……..……...198

Annexe chapitre VI.……..……204

Tableau 6.1. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT23……204

Tableau 6.2. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT56A…….…….205

Tableau 6.3. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT18A……..…206

Tableau 6.4. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT40……207

Tableau 6.5. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT167.....208

Tiré-à-part d'article scientifique issu de la thèse……...210

LISTE DES FIGURES

Introduction générale

Figure 0.1. Contexte géologique. ……..2

Chapitre I

Figure 1.1. Schéma d'ensemble des cratons et des zones mobiles d'Afrique (d'après Goodwin, 1996, modifié)……...7

Figure. 1.2. Représentation schématique de l'évolution de la chaine panafricaine dans le domaine Sud Cameroun, d'après Toteu *et al*. (2006b)…….13

Figure 1.3. Esquisse géologique du domaine Nord-Ouest-Cameroun et des domaines voisins du Mayo-Kebbi, Adamaoua-Yadé et Nord-Est Nigéria (extrait de Penaye et al., 2006)……18

Figure 1.4. Principaux cratons et métacraton en Afrique (d'après Abdelsalam *et al*., 2011, modifié de Meert and Lieberman, 2007)……..24

Figure 1.5. Configuration schématique de la chaine Panafricaine entre le craton Ouest Africain (COA) et les cratons São Francisco (SFC) et Congo (CC) entre 580 et 600 Ma, d'après Toteu et *al*. (2004)……26

Figure 1.6. Evolution cinématique de la chaîne Panafricano–Brésilienne, d'après Ngako *et al.* (2008)……28

Chapitre II

Figure 2.1. Susceptibilité magnétique K…….30

Figure 2.2. Comportements magnétiques de la matière..…….32

Figure. 2.3. Ellipsoïde de susceptibilité magnétique……..…34

Figure. 2.4. L'ellipsoïde d'ASM de la magnétite est semblable à l'ellipsoïde de forme de la magnétite…….……..36

Figure 2.5. Interaction magnétique entre grains de magnétite. ……..……36

Figure 2.6. Susceptomètres de l'atelier de magnétisme du laboratoire GET..…….…....37

Figure 2.7. Propriétés magnétiques de quelques minéraux ferromagnétiques (sens large) communs (oxydes ou sulfures). ……..……..……..37

Figure 2.8. Pratique des fabriques magnétiques. ……...40

Figure 2.9. Dispositif de séparation des minéraux par liqueurs denses (Laboratoire GET)...42

Figure 2.10. Séparateur magnétique (Frantz)...……43

Figure 2.11. Zircons de l'échantillon DGT40 rangés en lignes dans une coupelle…….44

Chapitre III

Figure 3.1. Carte lithologique du secteur d'étude (d'après Schwoerer, 1965, modifié) et orientation de la foliation sur quelques sites autour du pluton de Guider et à l'Ouest du pluton Bossoum-Pologozom……..……..49

Figure 3.2. Quelques aspects des orthogneiss et amphibolites. ……..…50

Figure 3.3. Microphotographies des orthogneiss et amphibolites. **a :** texture granoblastique d'un lit clair d'orthogneiss en LPA (échantillon 56B). **b :** texture grano-lépido-nématoblastique d'un lit sombre d'orthogneiss en LPA (échantillon 30A). **c :** texture nématoblastique de l'amphibolite à grenat en LPA (échantillon 23A). **d :** grenat (LPNA) dans l'amphibolite à grenat (échantillon 23A)…….52

Figure 3.4. Diagramme de nomenclature des amphiboles suivant la classification de Leake *et al.,* 1997. ..……..…..53

Figure 3.5. Diagramme de classification des biotites des orthogneiss et amphibolites……..53

Figure 3.6. Méso-structures de déformation dans les orthogneiss le long du Mayo Louti. ……..……..…….…….....55

Figure 3.7. Relations entre le faciès à gros grain (GG) et le faciès à gain fin (GF) du granite syntectonique…..…….…….58

Figure 3.8. Enclaves et marqueurs structuraux dans les granites syntectoniques.……...59

Figure 3.9. Diagramme de classification des biotites du GG et du GF……61

Figure 3.10. Microphotographies de lames minces des granites syn-tectoniques. ……...62

Chapitre IV

Figure 4.1. Aspects macroscopiques des principaux faciès du pluton de Guider……..…….65

Figure 4.2. Enclaves dans le pluton de Guider……..……..66

Figure 4.3. Filon de syénite quartzifère rose dans l'encaissant orthogneissique.……..…67

Figure 4.4. Microphotographies de lames minces des principaux faciès du pluton de Guider. ……..68

Figure 4.5. Affleurements du pluton de Bossoum-Pologozom. ……...……69

Figure 4.6. Aspects macroscopiques des principaux faciès du pluton de Bossoum-Pologozom. ……...70

Figure 4.7. Enclave dans le Pluton de Bossoum-Pologozom……..……72

Figure 4.8. Relation du pluton de Bossoum-Pologozom avec les roches encaissantes.…….73

Figure 4.9. Microphotographies du syénogranite du pluton de Bossoum-Pologozom…….……..……74

Figure 4.10 : Microphotographies de lames minces de la syénite mésocrate. ..……....75

Figure 4.11. Classification des clinopyroxènes de la syénite mésocrate du pluton Bossoum-Pologozom (PBP) et de la diorite du pluton de Guider (PG), selon Morimoto (1988)……....76

Figure 4.12. Classification des amphiboles selon Leake *et al.* (1997)……..……..77

Figure 4.13. Diagramme de classification des biotites des Pluton de Guider et de Bossoum-Pologozom……78

Figure 4.14. Carte d'échantillonnage géochimique……...…..…79

Figure 4.15. Classification des roches des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom. ……82

Figure 4.16. Diagramme de Harker des éléments majeurs des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom……....83

Figure 4.17. Diagramme de Harker des éléments en trace sélectionnés (Ba, Sr et Rb, Zr Nb, Ta et Th)……86

Figure 4.18. Spectres de terres rares des principaux faciès du pluton de Guider.……87

Figure 4.19. Spectres de terres rares des faciès du pluton Bossoum-Pologozom. ..……..87

Chapitre V

Figure 5.1. Carte d'échantillonnage et structures de terrain dans l'encaissant orthogneissique.……....89

Figure 5.2. Microstructures des orthogneiss……..…….90

Figure 5.3. Microstructures dans le pluton de Guider.……..……91

Figure 5.4. Susceptibilité magnétique en fonction de la température dans les roches du pluton de Guider et son encaissant. ……92

Figure 5.5. a : diagramme de P% *vs*. K_m, et **b** : diagramme de T *vs.* P% dans le pluton de Guider et son encaissant……93

Figure 5.6. Magnétites observées en lame mince….……93

Figure 5.7. Carte de distribution du paramètre de forme dans le pluton de Guider et son encaissant……..94

Figure 5.8. Cartes des structures magnétiques dans le pluton de Guider et dans sont encaissant.……95

Figure 5.9. Carte d'échantillonnage du pluton de Bossoum-Pologozom et de ses encaissants……96

Figure 5.10. Carte des microstructures dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissant……..99

Figure 5.11. Microstructures dans les granites syntectoniques. ……...…..100

Figure 5.12. Microstructures dans le pluton de Bossoum-Pologozom……102

Figure 5.13. Carte des susceptibilités magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants (en 10^{-3} SI)……..104

Figure 5.14 : Diagramme de K_m *vs.* T (°C).……...105

Figure 5.15. Diagrammes de P% vs Km et T vs P% du pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants.……..……106

Figure 5.16. Paramètres magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants. …….108

Figure 5.17. Carte et stéréogrammes des pôles de la foliation magnétique dans le pluton de Bossoum-Pologozom et dans ses encaissants.……..…….110

Figure 5.18. Carte et stéréogrammes des pôles de linéations magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et dans ses encaissants.……112

Chapitre VI

Figure 6.1. Diagramme Tera–Wasserburg ($^{207}Pb/^{206}Pb$ *vs* $U^{238}/^{206}Pb$) des orthogneiss…….114

Figure 6.2. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT18A.…….115

Figure 6.3. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT40.……...116

Figure 6.4. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT167.…….……....117

Chapitre VII

Figure 7.1. Stéréogrammes et diagrammes de densité des pôles de la foliation et de la linéation magnétiques des formations encaissantes……....124

Figure 7.2. Carte géologique du Cameroun illustrant les âges U-Pb/zircons de quelques plutons tardi- à post-tectoniques…….129

Figure 7.3. Configuration pré-mésozoïque de la chaîne Panafricano-brésillienne entre le NE Brésil et le Cameroun (d'après la carte de Caby, 1989)……132

Conclusion générale

Figure 7.4. Modèle schématique proposé pour l'évolution géodynamique de la croute dans le secteur de Guider.…….……...……...134

LISTE DE TABLEAU

Chapitre 7

Tableau 7.1 : Synthèse des données géochimiques et géochronologiques discutés……..135

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Afs : Feldspath alcalin

ASM : Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

Bt : Biotite

CETIC : Collège d'Enseignements Technique, Industriel et Commercial

CPAC: Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale

Cpx : Clinopyroxène

CRPG: Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques

ENIEG : Ecole Normale des Instituteurs de l'Enseignement Général

Fl : Fluorite

GET : Géosciences Environnement Toulouse

Grt : Grenat

LPA : Lumière Polarisée Analysée

LPNA: Lumière Polarisée Non Analysée

Mag : Magnétite

MALI: Modified Alkali Lime Index

MEB : Microscope Electronique à Balayage

Ms : Muscovite

MSWD: Mean Square Weighted Deviation

Myr: Myrmékite

Opq: Opaque

Pl: Plagioclase

Qz: Quartz

REE: Rare Earth Elements

Spn: Sphène

Zrn: Zircon

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. Contexte

La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC), identifiée dès le début des années 1960, est un vaste ensemble géologique situé au Nord du craton du Congo (Bessoles et Trompette, 1980). S'étendant de la République Centrafricaine (RCA) jusqu'à l'Est du Nigéria en passant par le Tchad et le Cameroun, et se prolonge de l'autre côté de l'Atlantique, dans la province du Borborema, au Nord-Est du Brésil (Almeida *et al.,* 1981 ; Oliveira *et al*., 2006 ; Van Schumus *et al.,* 2008 ; Archanjo *et al*., 2013 ; Fig. 0.1a) ; cette chaîne correpond à un orogène qui s'est formé entre 700 et 500 Ma.

Au Cameroun, la CPAC est subdivisée en trois principaux domaines lithostructuraux (Toteu *et al.,* 2004; Ngako *et al.,* 2008 ; Van Schumus *et al.,* 2008) : i) le domaine Sud-Cameroun (DSC) ; ii) le domaine Centre-Cameroun ou domaine Adamaoua-Yadé (DAY); et iii) le domaine Nord-Cameroun (DNC). Cependant, l'évolution tectonique de la CPAC fait débat depuis près d'une décennie. Deux modèles d'évolution géodynamique de la CPAC au Cameroun seront présentés en détail au chapitre 1. Donnons-en ici les principaux éléments :

- D'après Toteu *et al*. (2004, 2006 a, b), Penaye *et al*. (2006) et Van Schumus *et al.* (2008), la formation de la CPAC au Cameroun se résume à une collision en multiples étapes entre 650 et 580 Ma, entre le craton du Congo et la zone mobile, constituée de micro-blocs ou microcontinents et micro-océans séparés par de grandes zones de cisaillement ou fractures lithosphériques.
- Ngako (1999), Ngako *et al*. (2008) et Ngako et Njonfang (2011) proposent un modèle de poinçonnement, comparable à la collision himalayenne, entre le métacraton saharien (Abdelsalam *et al*., 2002) et le craton Sao-Francisco-Congo vers 640 Ma. La collision s'est poursuivie entre 640 et 580 Ma par une migmatisation et une granitisation des deux blocs impliqués. Au cours de cette période, deux épisodes cinématiques auraient contrôlé la mise en place des granitoïdes : (i) un épisode sénestre (613-585 Ma) suivi (ii) d'un épisode dextre (585-540 Ma).

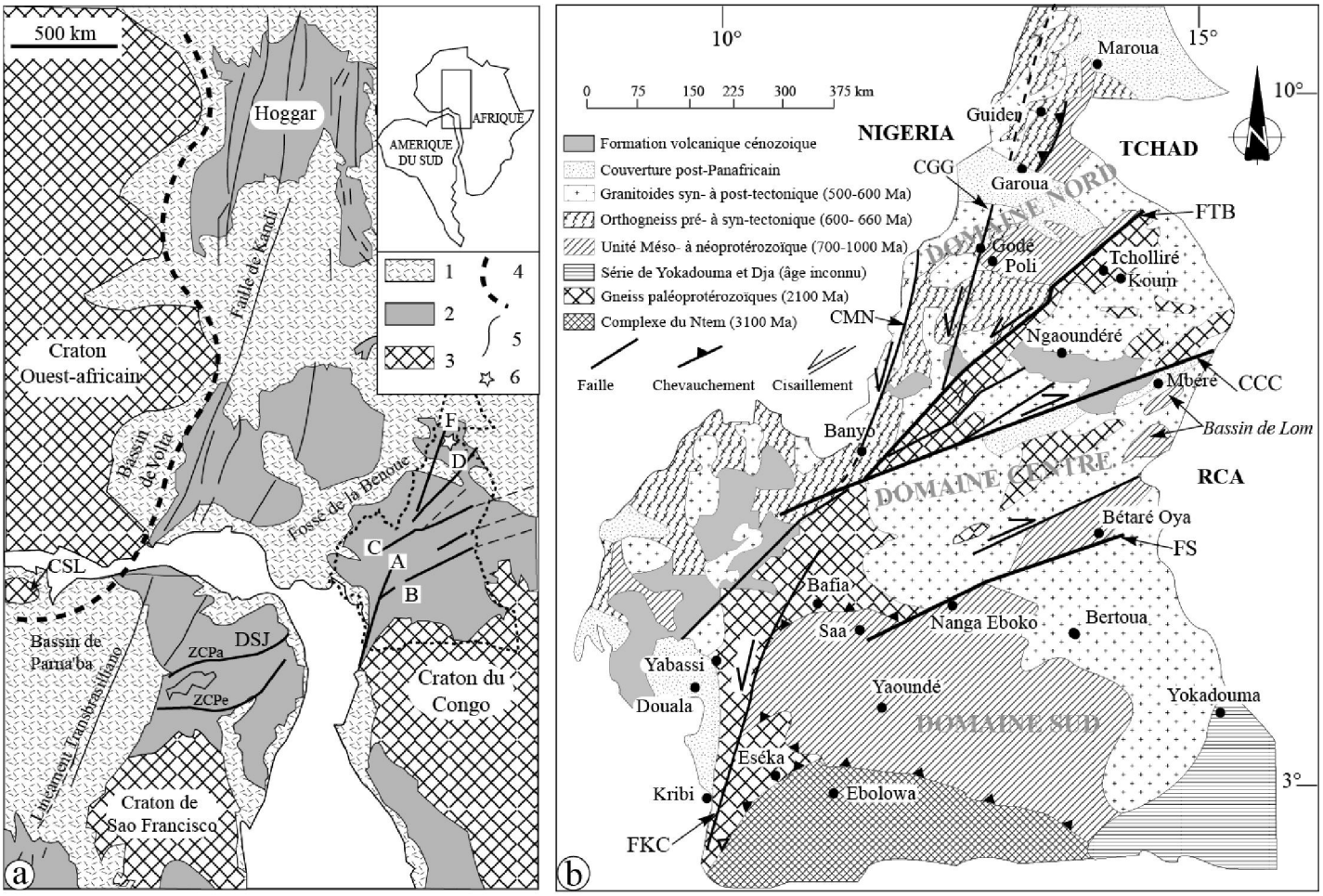


Figure 0.1. Contexte géologique. **a :** Configuration pré-mésozoïque de la chaîne Panafricano-brésilienne entre le NE Brésil et le Cameroun (d'après la carte de Caby, 1989); (1) Sédiments post-orogéniques ; (2) Chaîne Panafricano-Brésilienne ; (3) Cratons; (4) Zone de suture ; (5) Zone de cisaillement : ZCPa: Zone de Cisaillement du Patos; ZCPe: Zone de Cisaillement de Pernambuco; (6) Zone d'étude. A : Faille de la Sanaga (d'après Ngako *et al*., 2008); B : Faille Kribi-Campo (d'après Toteu *et al*., 1994); C : Cisaillement Centre Camerounais (d'après Ngako *et al*., 2003); D : Faille Tcholliré-Banyo (d'après Toteu *et al*., 2004); F: Cisaillement Godé-Gormaya (d'après Ngako *et al*., 2008). **b :** Carte géologique du Cameroun illustrant les principaux domaines lithotectoniques et cisaillements. D'après Toteu *et al.* (2001) et modifié par Van Schums *et al.* (2008). FKC, Faille Kribi-Campos; FS : Faille de la Sanaga ; CCC : Cisaillement Centre Camerounais ; FTB : Faille Tcholliré-Banyo ; CGG : Cisaillement Godé-Gormaya ; CMN : Cisaillement Mayo-Nolti ; CSL : Craton Sào Luis ; DSJ : Domaine Sériodo-Jaguaribé.

2. Problématique

La portion camerounaise de la CPAC est marquée par de nombreux cisaillements dextres et sénestres, dont certains juxtaposent des segments crustaux de différents âges. Ces cisaillements varient d'une direction N-S à l'Ouest, à une direction NE-SW à l'Est (Fig. 0.1b). Les divergences entre les deux modèles précédents résident en partie sur l'interprétation de ces zones de cisaillements, et sur la détermination du sens de cisaillement lui-même.

En effet, dans le modèle de collision entre le craton du Congo et la zone mobile, les cisaillements dextres et sénestres sont considérés comme contemporains, mais l'âge précis de la déformation n'est pas précisé. Par contre dans le modèle de poinçonnement, deux épisodes successifs de cisaillement sont mis en évidence: un épisode de cisaillement sénestre, lié à la convergence du métacraton saharien, suivi d'un épisode dextre en relation avec le mouvement du craton Ouest Africain. La chronologie de ces épisodes reste peu probante car les âges attribués aux différents épisodes cinématiques sont peu fiables. A titre d'exemple (i) la fin de l'épisode sénestre est définie à partir de l'âge des mylonites de la faille Tcholliré-Banyo, daté à 580 ± 11 Ma par la méthode U-Pb sur sphène (Penaye *et al*., 1989); (ii) l'âge minimum (540Ma) de l'épisode dextre est déterminé à partir de l'âge du massif granitique de Gouna, daté à 540-538 par la méthode Rb-Sr (Bessoles et Trompette, 1980) et supposé synchrone des cisaillements dextres de la Vallée des Roniers et de Demsa (Ngako *et al*., 2008).

3. Choix de la méthode et du secteur d'étude

Dans ce travail, notre choix est d'étudier la structure au sens large des granitoïdes, par l'analyse des microstructures et des fabriques magnétiques (ASM). Cette analyse permet de renseigner sur l'évolution de la croûte via l'étude de la phase de mise en place des granites (Nédélec et Bouchez, 2011). Plusieurs travaux ont montré par la concordance fréquente entre les fabriques internes des plutons granitiques et les structures de leurs encaissants, que de nombreux plutons peuvent être utilisés comme "marqueurs" de la déformation régionale (Ingramand et Hutton, 1994; Leblanc *et al*., 1996 ; Saint-Blanquat et Tikoff, 1997 ; Gleizes *et al*., 1998 ; McCaffrey *et al*., 1999 ; Greiling et Verma, 2001 ; Majumder et Mamtani, 2010 ; Jirí Zák *et al*., 2012). De plus, pour caler dans le temps la fin d'un épisode tectonique, les datations radiochronologiques des plutons syn-tectoniques s'avèrent plus adaptés que leurs encaissants, précocement déformés et généralement affectés par des transformations métamorphiques. L'approche par l'analyse des microstructures et fabriques magnétiques (ASM)

des plutons couplés à des datations isotopiques est donc tout à fait adapté pour apporter des solutions au problème de compréhension géologique des zones de socle.

Dans les études pour la compréhension de l'évolution géodynamique de la CPAC, le domaine Nord-Cameroun apparaît insuffisamment exploré. Ce domaine a certes fait l'objet de nombreuses études (structurales, pétrologiques et géochronologiques) au cours des dernières décennies (ex : Dumont *et al*., 1985 ; Njel, 1986 ; Toteu *et al.,* 1987, 2001, 2006 ; Ngako, 1986 ; Angoula Biouelé, 1988; Penaye, 1988; Pinna *et al*., 1994; Ngako *et al*., 2008 ; Bouyo Houketchang *et al.,* 2009, 2013 ; Kouské *et al.,* 2012), mais la plupart de ces travaux ont concerné les secteurs de Poli et de Tcholliré, situés dans la partie Sud du domaine Nord, séparé de la partie nord par le fossé de la Bénoué. Ces études antérieures ont principalement porté sur les terrains métamorphiques et beaucoup plus rarement sur les granitoïdes (Bassahak, 1988). Par ailleurs, ce domaine Nord occupe une position charnière entre, à l'Ouest le domaine Est Nigéria, appartenant à la chaîne Transsaharienne (Ferré *et al.,* 1998, 2002), à l'Est, le domaine Mayo-Kebbi, à croute juvénile (Penaye *et al*., 2006; Isseini, 2011), et au Sud le domaine Adamaoua-Yadé, délimité par la faille sénestre Tcholliré-Banyo et caractérisé par la présence des blocs Paléoprotérozoïques plus ou moins recyclés (Toteu *et al*., 2001,2004; Penaye *et al*., 2004; Ganwa *et al*., 2011). Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi d'étudier les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom, et leurs encaissants. Les choix de ces plutons se justifient par : (i) la localisation de ces plutons au Nord du domaine Nord-Cameroun ; (ii) l'accessibilité à ces plutons et leurs encaissants, et (iii) leurs diversités pétrographiques, décrite par les travaux de reconnaissances de Schwoerer (1965) et plus récemment par Dawaï (2007).

4. Objectif

Ce travail focalisé sur les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom et leurs encaissants, vise à contraindre le contexte géodynamique de leur mise en place, et de les intégrer dans l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine du Cameroun, voire de la chaine Panafricano-brésilienne.

Pour y parvenir il faudra :

1- identifier et caractériser sur les plans pétrographique et structural les formations encaissantes de ces plutons Bossoum-Pologozom et Guider (données de terrain, microstructures et fabriques magnétiques) ;

2- identifier les différents faciès lithologiques des deux plutons et déterminer leurs caractéristiques pétrographique, minéralogique et géochimique, et démêler leur processus pétrogénétique ;

3- caractériser les microstructures et fabriques magnétiques des deux plutons ;

4- déterminer les âges de mise en place de ces plutons, ainsi que ceux de leurs encaissants (datation U-Pb sur zircon).

5. Structuration de la thèse

En plus de cette introduction, ce manuscrit comprend 7 chapitres :

- Chapitre 1 : « Contexte géologique », où est présenté l'état de connaissances sur la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun et ses domaines voisins (Nord-Est Nigéria, Sud-Ouest Tchad, métacraton Saharien)

- Chapitre 2 : « Matériels et méthodes ». Ce chapitre a pour objet la présentation du matériel utilisé et des méthodes employées, en mettant l'accent sur la méthode d'ASM appliquée aux formations granitiques.

- Chapitre 3 : « Lithologie, pétrographie et structures des formations encaissantes ». Dans ce chapitre nous présentons les résultats des études pétrographiques, minéralogiques et structurales (structures de terrain) des orthogneiss et granites syn-tectoniques, encaissants des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom.

- Chapitre 4 : « Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom: pétrographie, minéralogie et géochimie ». Ce chapitre est consacré à la présentation des observations pétrographiques, et des résultats des analyses minéralogiques et géochimiques (éléments majeures, traces et terres rares) des plutons étudiés;

- Chapitre 5 : « Analyse microstructurale et fabriques magnétiques des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom et leurs encaissants ». Dans ce chapitre, nous décrypterons d'abord le message des microstructures des formations plutoniques et encaissantes étudiées, puis nous présentons leurs données magnétiques.

- Chapitre 6 : « Géochronologie » présente les résultats de datation radiochronologique U/Pb sur zircons des deux plutons et leurs encaissants.

- Chapitre 7 : « Discussion ». Dans un premier temps, les résultats des analyses géochimiques des deux plutons sont discutés afin de les caractériser et de cerner les processus magmatiques au cours leur évolution. Dans un second temps, il s'agira d'interpréter les résultats des fabriques magnétiques des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom en relation avec les structures de leur encaissant. Enfin, dans ce même chapitre, les conclusions issues des discussions précédentes seront intégrées au contexte géologique régional afin de mieux appréhender l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine et tenter une corrélation entre le domaine Nord-Cameroun et le domaine Sérido-Jagurabi (NE-Brésil).

Enfin une conclusion générale présentera les principaux enseignements et les perspectives de ces travaux en termes de : (i) caractérisation de la cinématique de la croute durant la période de mise en place des nombreux plutons panafricain au Nord Cameroun ; et (ii) tentative de corrélation entre le Cameroun et la Province de Borborema (Brésil).

CHAPITRE I -
CONTEXTE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE I
CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Dans le monde, les affleurements de croûte néoprotérozoïque représentent environ dix millions de km^2 ou 33% des affleurements du Précambrien. Le continent africain à lui seul représente 56% de ce total et l'Amérique du Sud 17% (Goodwin, 1996). A la fin du Précambrien, autour de 600 Ma, la partie ouest du Gondwana, représentée par l'Afrique et l'Amérique du Sud, a été affectée par l'orogenèse brasiliano-panafricaine. En Afrique, il existe plusieurs chaînes panafricaines parmi lesquelles celles d'Afrique centrale, ou « zone mobile » d'Afrique centrale (Lasserre 1979 ; Lasserre et Soba 1979 ; Bessoles et Trompette 1980 ; Affaton *et al*., 1991). Elle correspond à une méga ceinture orogénique allongée en direction E-W, d'une longueur supérieure à 5 000 km et de 300 km de large qui s'étend sur le Nigeria, le Cameroun, le Tchad et la République Centrafricaine (Fig. 1.1).

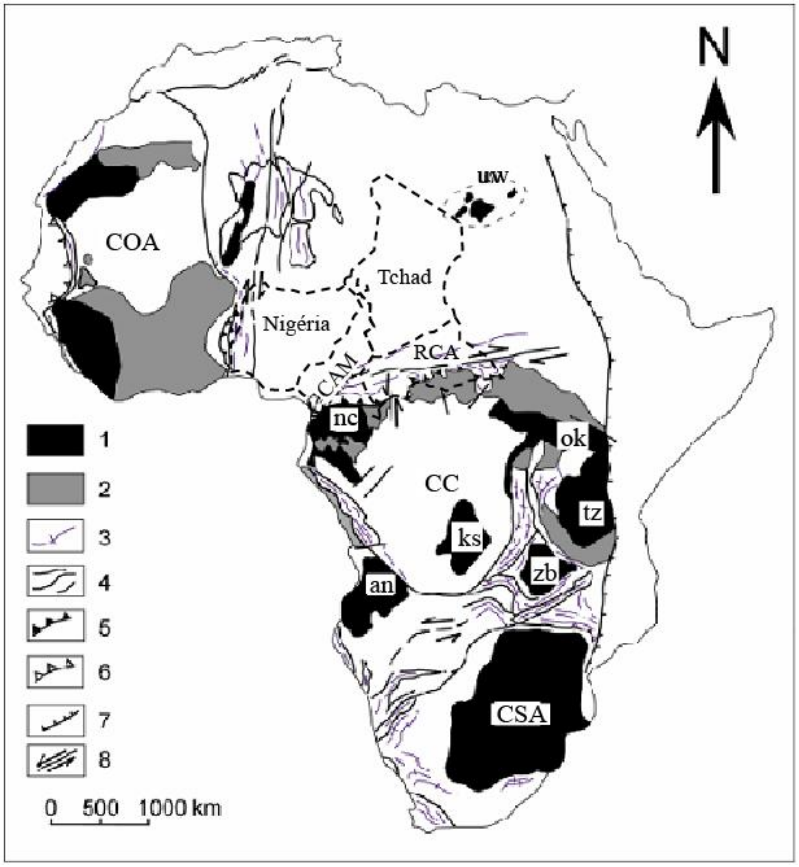


Figure 1.1. Schéma d'ensemble des cratons et des zones mobiles d'Afrique (d'après Goodwin, 1996, modifié). 1 : formations archéennes; 2 : formations paléoprotérozoïques; 3 : formations kibariennes; 4 : chaînes panafricaines; 5 : chevauchements panafricains; 6 : chevauchements hercyniens; 7 : ceinture mozambicaine (limite de Gondwana est et Gondwana ouest); 8 grandes failles chevauchantes. CAM, Cameroun ; CC, craton du Congo (an, bloc angolais; bk, bloc Bomu-kibalien; ks, bloc de Kasaï; nc, bloc du Ntem-Chaillu; tz, bloc tanzanien; zb, bloc zambien). COA, craton ouest-africain; CSA, craton sud-africain. Uw, secteur de l'Uweignat.

I. La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun

Au Cameroun, trois principaux domaines litho-structuraux de la chaine panafricaine sont connus : le domaine Sud-Cameroun, le domaine Centre-Cameroun et le domaine-Nord Cameroun (Fig. 0.1b).

I.1 Le domaine Sud-Cameroun

Le domaine Sud-Cameroun s'étend du craton du Congo jusqu'au domaine Adamaoua-Yadé (Fig. 0.1b) et se prolonge en République Centrafricaine où il est connu sous le nom des oubanguides qui, pour certains auteurs désigne toute la CPAC (Poidevin, 1991), et au Nord-Est du Brésil par la chaine Sergipano (Toteu *et al*., 2001 ; Oliveira *et al*., 2006). Il correspond à une nappe de charriage allochtone posée sur le complexe du Ntem et les séries de Dja et Yokadouma (Nédélec *et al*., 1986 ; Nzenti *et al*., 1994 ; Toteu *et al*., 2004). Sa particularité lithologique est l'absence de granitoïdes tardi-à post-tectoniques, formations très abondantes dans les autres domaines de la chaîne panafricaine au Cameroun (Toteu *et al*., 2001, 2004). Dans ce domaine on distingue quatres groupes : le groupe de Mbalmayo, le groupe de Yaoundé, le groupe de Bafia et les séries de Dja inférieur, Yokadouma, Nola et Mintom.

Les groupes de Yaoundé et Mbalmayo sont en majorité constitués de formations méta-sédimentaires (pélites, méta-grauwackes, quartzites, talc-schistes) et de quelques formations méta-ignées (métadiorites et amphibolites) pré- à syn-tectoniques (Nzenti *et al.,* 1998 ; Owona *et al*., 2012). Ces formations présentent un gradient métamorphique croissant du sud vers le nord, caractérisées par l'unité des schistes (de faible à moyen degré) du groupe de Mbalmayo, passant en continuité vers le Nord à l'unité de micaschistes et gneiss grenatifères, granulites et gneiss migmatitiques du groupe de Yaoundé (Nédélec *et al*., 1986 ; Nzenti *et al*., 1988 ; Owona *et al.,* 2012). Les roches de haut grade du groupe de Yaoundé sont affectées par un métamorphisme régional rétrograde, passant du faciès des granulites au faciès des amphibolites. Les paragenèses minérales attestent de conditions métamorphiques entre 575°-800C et 9-12 kbar, pour les micaschistes et les gneiss, et entre 750-550°C et 7-10 kbar pour les roches méta-ignée (métadiorites ; Ball *et al*. 1984; Nzenti *et al*., 1988; Mvondo *et al*., 2003; Owona, 2008; Owona *et al*., 2011).

Les données isotopiques Sm-Nd (Penaye *et al*., 1993 ; Toteu *et al*., 2001, 2006b ; Nkoumbou *et al.,* 2013) des méta-sédiments du groupe de Yaoundé indiquent qu'ils dérivent d'un protholite mixte, constitué des détritus d'une croûte paléoprotérozoïque et de matériaux

pré- à mi-néoprotérozoïques juvéniles, sans contribution majeure du craton archéen du Congo. La source de la composante paléoprotérozoïque de ces méta-sédiments est attribuée au socle paléoprotérozoïque du domaine Adamaoua-Yadé et leur âge de dépôt est estimé entre 625 et 624 Ma (Toteu *et al*., 2006b ; Owona *et al*., 2012). Quant aux roches méta-ignées, elles se sont mises en place autour de 624 ± 2 Ma (Owona *et al*., 2012) dans un contexte d'arc magmatique néoprotérozoïque à proximité du craton du Congo (Toteu *et al.* 2006b). L'emplacement de la nappe tectonique de Yaoundé, sur le craton du Congo, débute au pic du métamorphise granulitique, entre 616 et 610 Ma (Penaye *et al*. 1993; Toteu *et al*. 1994, 2006b; Stendal *et al*. 2006), et se poursuit sous des conditions de grade moyen à faible jusqu'à vers 600-590 Ma (Toteu *et al*., 2006b ; Nsifa *et al*., 2013). Les roches métamorphiques de faible grade du groupe de Mbalmayo sont interprétées comme étant la semelle de la nappe (Nédélec *et al*. 1986).

Le groupe de Bafia est une unité hétérogène composée de reliques de roches paléoprotérozoïques de haut grade (gneiss à biotite-grenat ou biotite-hornblende et amphibolite) et de méta-sédiments néoprotérozoïques, recoupés par des granitoïdes néoprotérozoïques (Tchakounté, 1999 ; Penaye *et al*., 2004 ; Tchakounté Numbem *et al*., 2007 ; Ganwa *et al.,* 2008b). Les reliques paléoprotérozoïques sont datées, par la méthode U-Pb sur zircon, autour de 2100Ma (Toteu *et al*., 2001). Les méta-sédiments se distinguent de ceux des groupes de Yaoundé et Bafia par l'abondance de métagrauwackes et par la rareté des métapélites. Les études isotopiques sur ces méta-sédiments (Toteu *et al*., 2001, 2006a ; Nzolang, 2005 ; Tchakounté Numbem *et al*., 2007 ; Ganwa *et al*., 2008b) révèlent la présence de matériel détritique d'âge paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque et suggérent que la séquence sédimentaire s'est déposée après l'ère mésoprotérozoïque, à partir d'une source située au Nord (domaine Adamaoua-Yadé) ou à l'Est (unité du Nyong) plutôt qu'au Sud (craton du Congo ; Tchakounté Numbem *et al*., 2007 ; Ganwa *et al.,* 2008a).

Les séries sédimentaires (pélites et quartzites) du Dja inférieure, Yokadouma et Nola sont considérées comme d'âge Tonien (Vicat *et al*., 1997; Caron *et al*., 2010). Ils sont composés de coulées et dykes basaltiques de type tholeiite continentale et considérée comme liée à l'extension pré-panafricain le long de la marge nord du craton du Congo (Vicat *et al*., 1997, 2001). Ces séries ont été recristallisées par un métamorphisme de faible grade et déformé au cours de l'orogenèse panafricaine, excepté dans la partie sud de la série de Nola (Moloto-a-Kenguemba *et al*., 2008).

L'évolution tectono-métamorphique de l'ensemble du domaine Sud-Cameroun est marquée par deux phases majeures de déformations. La phase première est peu connue, occulté par la seconde phase de déformation. Elle correspond probablement au premier stade de la formation de la nappe de Yaoundé, associée au métamorphisme granulitique (Toteu *et al*., 2004 ; Mvondo *et al*., 2007). La phase de déformation D_2 est caractérisée par une foliation régionale, plate et faiblement inclinée vers le nord, et par une linéation d'étirement de direction N20°E à N30°E à plongement SSW. Ces structures résultent du chevauchement vers le Sud du domaine Sud-Cameroun (Toteu *et al*., 2004, 2006b) ou de son extension (Mvondo *et al.*, 2003, 2007).

Le groupe de Bafia est particulièrement marqué par une évolution tecto-métamorphique semblable à celle des groupes de Yaoundé et Mbalmayo et par une présence de reliques paléoprotérozoïques rétromorphosées semblables à celles du domaine Adamaoua-Yadé. Il formerait ainsi la de transition entre le groupe de Yaoundé et le domaine Adamaoua-Yadé (Tchakounté Numbem *et al*., 2007).

La formation du domaine Sud-Cameroun se résume à une collision entre le craton du Congo et le domaine Adamaoua-Yadé, qui s'est faite en plusieurs étapes (dépôt, enfouissement, métamorphisme granulitique, exhumation et charriage sur le craton du Congo ; Fig. 1.2). Cette évolution est caractérisée par le développement d'un arc magmatique au nord du craton du Congo et par l'ouverture puis la fermeture rapide de bassins sédimentaires marginaux liés à la subduction vers le Nord, sous le domaine Adamaoua-Yadé (Toteu *et al*., 2006a, b ; Owona *et al*., 2011, 2012).

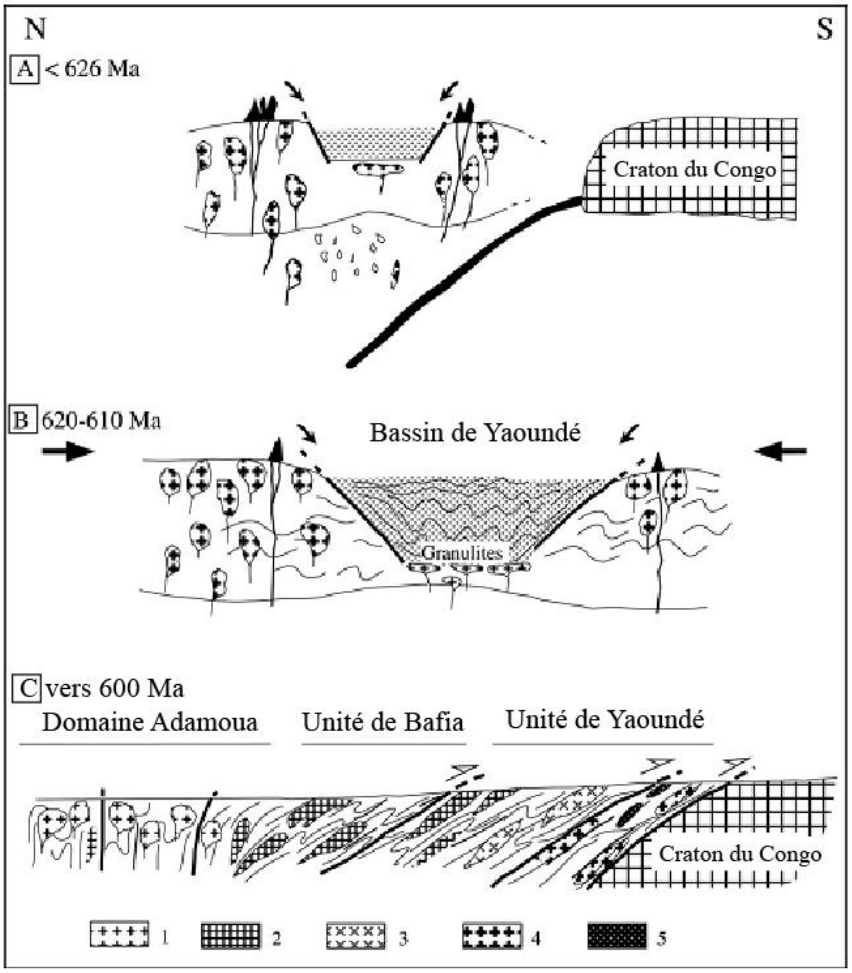


Figure. 1.2. Représentation schématique de l'évolution de la chaine panafricaine dans le domaine Sud-Cameroun, d'après Toteu *et al*. (2006b). (A) Développement du basin de Yaoundé probablement dans le cadre arrière arc. Les premiers détritus du bassin se forment à partir de l'arc magmatique. (B) Compression et enfouissement des sédiments à environ 40 km de profondeur (dans les conditions du faciès des granulites et de fusion de la base du groupe) et mise en place des intrusions syn-granulitiques. (C) exhumation et empilement de nappes sur le craton du Congo, largement contemporain à la mise en place des granitoïdes vers 600 Ma. (1) Granitoïdes post-nappe de la région de l'Adamaoua, (2) Granitoïdes d'environ 600 Ma, (3) Granitoïdes d'environ 620 Ma (métadiotite à clinopyroxène et grenat de Yaoundé par exemple), (4) plutonisme basique de 660–640 Ma (gabbro de Masins par exemple) ; et (5) roches ultramafiques de la région de Lomié.

I.2 Le domaine Centre-Cameroun ou domaine Adamaoua

Le domaine Centre-Cameroun, encore dénommé domaine Adamaoua, s'étend entre le domaine Sud-Cameroun au Sud et le domaine Nord-Cameroun au Nord. Dans la partie sud, la transition entre le domaine Centre-Cameroun et le domaine sud se fait par le groupe de Bafia alors qu'au Nord, ce domaine est limité du domaine Nord par la faille de Tcholliré-Banyo (Fig. 1b). Ce domaine se poursuit en République Centrafricaine, où il est connu sous le nom de domaine Yadé, d'où l'appellation « domaine Adamaoua -Yadé » souvent employée. Ce domaine correspond à un socle paléoprotérozoïque démembré au cours de l'orogenèse panafricaine (Toteu *et al*., 2004 ; Van Schmus *et al.,* 2008) avec la formation des bassins sédimentaires (série de Lom; Soba, 1989; Toteu *et al*., 2006a) et l'intrusion de plusieurs générations de granitoïdes d'âge panafricain (Tchameni *et al*., 2006; Njanko *et al*., 2006; Ganwa *et al.*, 2011). Ces formations sont recoupées par le Cisaillement Centre Camerounais (CCC ; Ngako *et al*., 1991).

- Les septas paléoprotérozoïques sont constitués de méta-sédiments (métapelites, méta-grauwackes...) et d'orthogneiss (gneiss à biotite amphibole, gneiss à amphibole-pyroxène et amphibolites) caractérisés par une importante contribution de la croûte archéenne à paléoprotérozoïque et par un métamorphisme granulitique plus ou moins rétrograde dans le faciès des amphibolites (Penaye *et al*., 1993, 2004 ; Toteu *et al*., 2001 ; Ganwa *et al*., 2008a ; Bouyo Houketchang *et al*., 2013). Ces septas sont considérés comme dérivant du recyclage (sédimentation et fusion) des formations du complexe archéen à paléoprotérozoique du Ntem, situé au Sud Cameroun (Toteu *et al*., 2004 ; Van Schmus *et al*., 2008). Des travaux plus récents sur les métapélites et métagranodiorites dans la zone de Tcholliré (Bouyo Houketchang *et al*., 2009 ; 2013) ont permis de dater le métamorphisme granulitique entre 594 et 604 Ma et d'estimer l'âge de dépôt des sédiments, à partir des protolithes paléoprotérozoïques, mésoprotérozoïques et néoprotérozoïques, à une période postérieure à 620 Ma.
- Le bassin de Lom dessine une ceinture discontinue de direction générale NE-SW. Il est composé de méta-tufs, de schistes d'origine volcanoclastique ou sédimentaire, de micaschistes à staurotide et grenat, de schiste à andalousite, de quartzite, localement associées à des niveaux de conglomérat, recoupés par des intrusions granitiques (Soba *et al*., 1991). L'âge du dépôt se situe entre 613 et 600 Ma et les zircons détritiques indiquent des sources archéenne à paléoprotérozoïque, tardi-mésoprotérozoique à pré-néoprotérozoïque et néoprotérozoïque (Toteu *et al*., 2006a). Selon Ngako *et al*. (2003, 2008) et Toteu *et al*. (2006), ce bassin corres-

pond à un « pull apart » post-collisionnel intracontinental résultant d'une transtension en relation avec la faille de la Sanaga et les failles locales. Cependant, Kankeu et Greiling (2006) et Kankeu *et al*. (2009) suggèrent que le « pull-apart » correspond plutôt à une zone de tectonique transpressive formée au cours de l'orogenèse panafricaine.

- Le massif de Yadé, en République Centrafricaine, est un complexe granito-gnessique encore peu connu d'âge Archéen supposé (Poidevin, 1991). Cependant, sa proximité avec la zone de l'Adamaoua, au Cameroun, la continuité des structures de terrain et les études isotopiques Sm-Nd, indiquent qu'il repose sur une croûte paléoprotérozoïque et suggèrent que ce massif est un prolongement du domaine Centre-Cameroun (Toteu *et al*., 2004 ; Van Schmus *et al*., 2008). Au Tchad, il est connu sous le nom du massif de Mbaibokoum.

- Les granitoïdes syn- à post-tectoniques panafricains sont intrusifs dans le socle paléoprotérozoique et localement couverts par des dépôts du crétacé (bassin de Mbéré, bassin de Djérem, bassin de Koum), par des formations volcaniques cénozoïques, ou recoupés par des dômes phonolitiques (Nkouandou *et al*., 2008 ; Nkouandou et Temdjim, 2011). Ils forment une grande variété de roches (granites à biotite et amphibole, granite à muscovite et biotite, granite à biotite seul, diorites, gabbros et syénites). Suivant leur âge et leur état de déformation à l'état solide, ils sont classés en granitoïdes syn-tectoniques (630-620Ma), tardi-tectoniques (600-580Ma) et post-tectoniques (550 Ma) (Lasserre, 1961 ; Toteu *et al*., 2001 ; Tchameni *et al*., 2006). En général, ces granitoïdes appartiennent à la série calco-alcaline très potassique à shoshonitique ; ils sont métalumineux à légèrement peralumineux et de type I (Lasserre, 1961 ; Soba *et al*., 1991 ; Toteu *et al*., 2001 ; Njanko *et al*., 2006 ; Tchameni *et al*., 2006 ; Djouka-Fonkwe *et al*., 2008 ; Ganwa *et al*., 2011) et localement de type S (Soba, 1989 ; Tchameni *et al*., 2006 ; Djouka-Fonkwe *et al*., 2008). Les données isotopiques indiquent que ces granitoïdes sont d'origine crustale (croûte paléoprotérozoïque) ou mixte, résultant d'un mélange entre source juvénile mantellique et croute paléoprotérozoïque à archéenne (Soba *et al*., 1991; Toteu *et al*., 2001 ; Tchameni *et al*., 2006 ; Kwékam *et al*., 2010 ; Ganwa *et al*., 2011).

Sur le plan structural le domaine Centre-Cameroun est affecté par deux phases de déformation ductile (Toteu *et al*., 2004 ; Njanko *et al*., 2006 ; Tchameni *et al*., 2006). La première est caractérisée par une foliation subhorizontale. Elle est généralement transposée par la deuxième phase, en plis droits à axe horizontal. Cette seconde phase est caractérisée par une

foliation régionale de direction NE-SW et à fort pendage vers le SE ou le NW, et par une linéation L_2 subhorizontale, de direction NE-SW et à plongement SW. Des marqueurs de cisaillement C_2 associés aux plans de foliation S_2, sont également décrits. Ces marqueurs indiquent un mouvement sénestre dans la partie nord du domaine, en relation avec la faille Tcholliré-Banyo (Tchameni *et al*. 2006 ; Ganwa *et al*., 2011), et un mouvement dextre dans sa partie sud, en relation avec le CCC et la faille de l'Adamaoua (Njanko *et al*., 2006 ; Njonfang *et al*., 2006).

I.3. Le domaine Nord-Cameroun

Le domaine Nord-Cameroun dans lequel se trouve secteur d'étude est aussi appelé domaine Nord-Ouest Cameroun (Toteu *et al.,* 2004 ; Penaye *et al.,* 2006), en relation avec sa localisation au Nord-Ouest de la faille Tcholliré-Banyo (Fig. 1b). Au Sud et Sud-Ouest, il est séparé du domaine Centre-Cameroun par la faille Tcholliré-Banyo, et à l'Est il est rattaché au domaine Mayo Kébbi (Fig. 1.3). Sa limite Ouest reste encore floue. Toutefois, les études antérieures (Ferré *et al.,* 1996, 2002 ; Ekwueme et Kröner, 1998 ; Toteu *et al*., 2004) considèrent ce domaine comme un prolongement nord-est du domaine Nord-Est Nigeria (Fig. 1.2). Les travaux (Toteu, 1990 ; Penaye, 1988 ; Penaye *et al*., 1989, 1993, 2006 ; Montes-Lauar *et al*., 1997 ; Dawaï, 2007 ; Heudaïbe, 2007 ; Bouyo Houketchang *et al*., 2009, 2013, Fosso Tchunte, 2012) menés dans ce domaine permettent de distinguer cinq unités : (1) le groupe de Poli, (2) les granitoïdes pré- à syn-tectoniques, (3) les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques, (4) les granitoïdes post-tectoniques et (5) les bassins de dépôt molassiques.

- Le groupe de Poli correspond à un bassin arrière-arc néoprotérozoïque précoce formé entre 830 et 665 Ma (Toteu, 1990; Ngako, 1999; Penaye *et al*., 2006; Toteu *et al*., 2006a). Il est constitué de schistes et gneiss formés à partir de protolihtes sédimentaires et ou volcaniques, et est caractérisé par des assemblages métamorphiques de moyen à haut grade (Penaye, 1988 ; Toteu *et al*., 2006a ; Bouyo Houketchang *et al*., 2009). Dans la zone de Banyo, prolongement sud-ouest du groupe de Poli (Ngako, 1999; Nzenti, 1994; Toteu *et al*., 2004), le métamorphisme granulitique affectant les métasédiments et métabasites est daté entre 594 et 605 Ma (Bouyo Houketchang *et al*., 2009). Ces formations sont marquées par une importante composante juvénile néoprotérozoïque et une faible contribution paléoprotérozoïque sans aucune présence de matériel archéen (Toteu *et al*., 2001, 2006a ; Bouyo Houketchang *et al*., 2009). C'est une différence majeure avec les formations de l'Adamaoua-Yadé voisin.

- Les granitoïdes pré-tectoniques comprennent des métadiorites et des métagranodiorites que Toteu *et al.* (1987) qualifient de « BIP rocks » (Basic to Intermediate Plutonic rocks). Ils se sont mis dans les schistes et gneiss qu'ils contiennent souvent en enclaves. Ces granitoïdes sont affectés par la déformation panafricaine D_2, qui les transforme en orthogneiss et localement en migmatites.

- Les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques (D_2) constituent la plus grande majorité des roches plutoniques panafricaines du domaine Nord-Cameroun. Ils sont composés de granites à grain moyen à porphyroïde, et à feldspath alcalin rose.

- Les granitoïdes post-tectoniques correspondent aux granites et aux syénites leucocrates à texture variable (aplitique, porphyroïde, pegmatitique) qui affleurent sous forme de coupoles ou d'inselbergs recoupant la structure régionale D_2 et dominant le relief de plaine.

- De nombreux bassins, telle que la série de Mangbaï, constitués de roches sédimentaires et volcaniques faiblement métamorphisées ont été identifiés comme des dépôts de molasse panafricaine (Montes-Lauar *et al*., 1997).

Les granitoïdes du domaine Nord-Cameroun restent encore peu documentés sur le plan géochronologique et isotopique, plus particulièrement par les méthodes U-Pb sur zircon ou Sm-Nd sur roche totale et minéraux. Cette insuffisance de données sur les granitoïdes du Nord Cameroun ne permet pas encore de bien les caractériser. D'après les données isotopiques disponibles (Sm-Nd ; Toteu *et al*., 2001), ces granitoïdes sont principalement issus d'une croute néoprotérozoïque juvénile, avec quelquefois une très faible contamination par une croûte plus ancienne (paléoprotérozoïque). Encore une fois, ceci tranche avec les formations au Sud-Est de la faille Tcholliré-Banyo (domaine Adamaoua-Yadé), très marquées par la présence d'une croute paléoprotérozoïque à archéenne. D'après Van Schmus *et al*., (2008) cette croûte paléoprotérozoïque serait discontinue ou absente dans le domaine Nord-Cameroun.

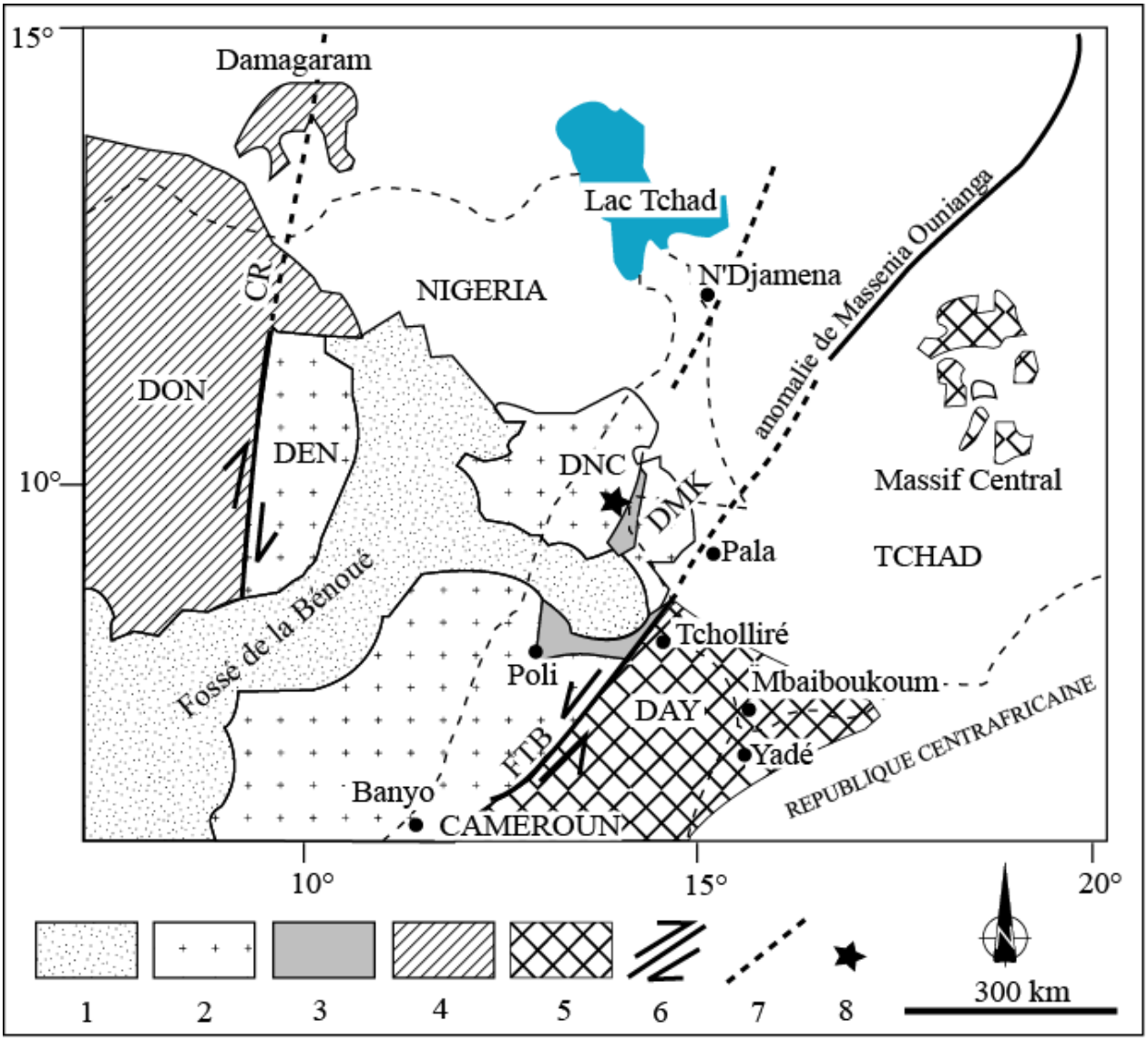


Figure 1.3. Esquisse géologique du domaine Nord-Cameroun et des domaines voisins du Mayo-Kebbi, Adamaoua-Yadé et Nord-Est Nigéria (extrait de Penaye et al., 2006) : 1-Bassin sédimentaire ; 2- Domaine Néoprotérozoïque avec reliques paléoprotérozoïques; 3-Formation méta-volcanosédimentaire; 4-Socle Paléoprotérozoïque réactivé; 5-Socle archéen à paléoprotérozoïque réactivé ; 6-Zone de décrochement ; 7-Anomalie gravimétrique de Massenia Ounianga ; 8-Localisation du secteur d'étude ; DON : Domaine Ouest Nigeria ; DEN : Domaine Est-Nigeria ; DNC : Domaine Nord-Cameroun ; DMK : Domaine Mayo Kébbi ; DAY : Domaine Adamaoua-Yadé ; CR : Cisaillement de Rahgane) ; FTB : Faille Tcholliré-Banyo.

Sur le plan structural deux phases de déformation sont communément décrites dans ce domaine (Dumont *et al*., 1985 ; Penaye, 1988 ; Toteu *et al*., 2004).

La première phase se présente à l'état de reliques dans les gneiss et les schistes du groupe de Poli et ses équivalents. Elle est caractérisée par une foliation de direction et de pendage variables dus au plissement de la phase D_2. Les axes des plis P_2, en raison de leurs plon-

gements généralement faibles suggèrent l'existence d'une foliation initialement subhorizontale pouvant résulter d'un régime de cisaillement tangentiel (Penaye, 1988 ; Toteu *et al*., 1990 ; Ngako, 1999).

La seconde phase est caractérisée par des plis serrés et des plis droits associés à une foliation de plan axial vertical. Cette foliation porte une linéation minérale parallèle aux axes de plis, orientés NNE-SSW à NE-SW avec des plongement de 0° à 50° vers le Sud ou le Nord (Toteu *et al*., 2004). Dans la zone de Poli, des cisaillements conjugués syn-migmatitiques, dextres et sénestres, sont associés à cette deuxième phase de déformation. Les zones de cisaillement sénestres sont N-S à NE-SW, et localement associées à des charriages vers le Sud. Quant aux zones de cisaillement dextres elles sont NE-SW à ESE-WNW. Cette phase de déformation est aussi marquée par un métamorphisme prograde, allant du faciès des schistes vert au faciès des amphibolites avec présence de migmatites (Ngako, 1986 ; Penaye, 1988 ; Toteu *et al*., 2004).

I.4. Les grands accidents tectoniques ou limites lithosphériques

I.4.1. Le Cisaillement de la Sanaga

La faille de la Sanaga (FS ; Fig. 1b) est une faille ductile sénestre de direction N70E, qui correspond à un prolongement vers l'Ouest de la faille Bozoum-N'délé située en République Centrafricaine (Dumont, 1986). Elle est localisée au Sud du Cisaillement Centre-Camerounais (CCC) et longe la bordure sud du bassin de Lom, qui résulte d'un jeu de faille entre la FS et les failles locales (Ngako *et al*., 2003). L'âge de dépôt du bassin, évalué entre 600 et 613 Ma (Toteu *et al*., 2006a), est estimé équivalent à l'âge du mouvement sénestre de la FS (Ngako *et al*., 2008).

I.4.2. La Faille Tcholliré Banyo

La faille Tcholliré-Banyo (TBF ; Toteu *et al*., 2004), encore appelée cisaillement du Buffle Noir–Mayo Baléo (BNMB ; Ngako *et al*., 2008), marque le contact entre le groupe de Poli et les gneiss du domaine Centre-Cameroun (Penaye *et al*., 1989). Cette faille qui se poursuit au Tchad par la forte anomalie gravimétrique de Massenia-Ounianga (Fig. 1.3 ; Louis, 1970 ; Penaye *et al.,* 2006) est considérée comme une limite lithosphérique entre le domaine Centre-Cameroun, à croûte paléoprotérozoïque remobilisée, et le domaine Nord-Cameroun, à croute essentiellement néoprotérozoïque (Pinna *et al*., 1994 ; Toteu *et al*., 2004 ; Van Schmus

et al., 2008 ; Bouyo Houketchang *et al*., 2009). Cette faille est localement minéralisé en or (Tchameni *et al.,* 2013). La plupart des marqueurs structuraux indiquent qu'elle correspond à un cisaillement sénestre de direction régionale N50°E (Penaye *et al*., 1989 ; Toteu *et al*., 2004 ; Ngako *et al*., 2008). L'âge U-Pb sur sphène de 580 ± 11 Ma des gneiss à biotite et hornblende de Mbé correspond à l'âge du mouvement sénestre de cette faille (Penaye *et al*., 1989 ; Toteu *et al*., 2004).

I.4.3. Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC)

Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC ; Ngako *et al*., 1991) est l'unique faille majeure dextre connue au Cameroun (Fig. 1b). Il correspond à une faille ductile de direction N70°E, qui s'étend du Sud Soudan jusqu'au Nord-Est du Brésil, où elle est connue sous le nom de zone de cisaillement du Patos (Caby, 1989 ; Souza *et al.,* 2006). Au Cameroun, il est également connu sous la désignation des linéaments de Ngaoundéré ou de Foumban (Browne *et al*., 1983). Plusieurs auteurs au Cameroun et au Brésil ont définis le CCC et son extension comme une zone de cisaillement dextre (Ngako *et al*., 1991; Ngako *et al*., 2003; Neves *et al*., 2004; Njanko *et al*., 2006 ; Nzenti *et al*., 2006). Cependant des travaux récents (Ngako *et al*., 2003; Njonfang *et al*., 2006) ont révélé un cisaillement sénestre auquel s'est superposé le cisaillement dextre postérieur de même direction. D'après Njonfang *et al*. (2006), cette superposition est due à l'interférence de deux phases de cisaillement à sens opposés et de direction constante, évoluant successivement en conditions profonde et superficielle, respectivement.

I.4.4. La faille de Kribi Campo

La Faille Kribi-Campo (FKC ; Fig. 1b), ou zone de cisaillement du Rocher du Loup (ZCRL), est situé au Sud-Cameroun, où elle recoupe le socle paléprotérozoïque de l'unité du Nyong en passant par les localités de Kribi et Campo. Elle correspond à une zone de cisaillement sénestre de direction NNE-SSW, dont l'âge est estimé à partir de l'âge de cristallisation du pluton syénitique syn-cinématique du Rocher de Loup, autour de 590 Ma (Toteu *et al*., 1994 ; Lerouge *et al*., 2006 ; Nsifa *et al*., 2013).

II. Les ensembles géologiques voisins

II.1. Domaine Sud-Ouest Tchad ou Mayo-Kébbi

Le domaine Mayo-Kébbi est un ensemble allongé en NE-SW qui se situe entre les domaines Centre-Cameroun et Nord-Cameroun (Fig. 1.3). Il se distingue de ces deux domaines par sa croûte néoprotérozoïque juvénile (Penaye *et al*., 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Isseini, 2011). Au Sud-Est il est séparé du domaine Centre-Cameroun par l'anomalie gravimétrique de Massenia-Ounianga, prolongement de la faille Tcholliré Banyo (Louis, 1970 ; Penaye *et al*., 2006). Au Nord-Ouest il est séparé du domaine Nord-Cameroun par la série volcanosédimentaire de Zalbi, considérée comme un prolongement nord-est du groupe de Poli (Kusnir et Moulaye, 1997 ; Penaye *et al*., 2006 ; Van Schums *et al*., 2008). Ce domaine correspond à une zone d'arc magmatique qui s'est formée entre 800 Ma et 550 Ma par collision successive avec les domaines Centre-Cameroun et Nord-Cameroun respectivement (Penaye *et al*., 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Isseini, 2011). Il comprend (1) les ceintures de roches vertes, (2) le batholite de Mayo-Kébbi, et (3) les intrusions post-tectoniques (Kasser, 1995; Doumnang *et al*., 2004 ; Penaye *et al*., 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Isseini, 2011).

(1) Les ceintures de roches vertes comprennent les séries volcanosédimentaires (Gouegoudoum à l'Est et Zalbi à l'Ouest) et le complexe mafique à intermédiaire (métadiorite, métagabbro-diorite et métagabbro) respectivement datés autour de 748 Ma et de 700 Ma. Ces roches sont déformées et métamorphosées dans le faciès des schistes verts. Elles résultent d'une accrétion juvénile en contexte d'arc insulaire ou bassin d'arrière arc.

(2) Le batholite de Mayo-Kebbi est constitué de trois générations de granitoïdes : (i) la métadiorite quartzitique syn-tectonique du complexe magmatique des chutes de Gauchiot daté à 665 ± 1 Ma, dont la mise en place est contemporaine à la première collision, impliquant le domaine Mayo-Kébbi et le domaine Centre-Cameroun. Cette collision marque le début de l'épaississement crustal, et la fermeture du bassin arrière-arc de Zalbi; (ii) les tonalites à hornblende et biotite datées à 647±5Ma, et formées par fusion partielle des roches vertes et métadiorites quartziques syn-tectoniques ; et (iii) les tonalites syn-tectoniques datées à 618 Ma, formées au cours de la seconde collision qui s'effectue entre le bloc Mayo-Kebbi/Centre-Cameroun et le domaine Nord-Cameroun.

(3) Les intrusions post-tectoniques sont de deux types : les granites post-tectoniques calco-alcalins potassiques, et les granites alcalins. Les premiers sont issus de la fusion partielle

de la croûte inférieure (Pouclet *et al*., 2006). Quant aux granites alcalins, ils résultent d'une extrême cristallisation fractionnée d'un magma mantellique contaminé par une croûte archéenne à paléoprotérozoïque au cours de son ascension (Isseini *et al*., 2012). Ces deux types de granite se sont mis en place dans les roches vertes vers 570 Ma (U/Pb zircon: Penaye *et al*., 2006; Isseini *et al*., 2012).

II.2. Le domaine Est-Nigéria

Le socle Précambrien au Nigéria est divisé en deux domaines séparés par la zone de cisaillement dextre méridienne de Raghane : le domaine Ouest-Nigéria, majoritairement constitué d'un socle paléoprotérozoïque à archéen, et le domaine Est-Nigéria dominé par un protolithe éburnéen remobilisé au cours de l'orogenèse panafricaine (Fig. 1.3 ; Ferré *et al*., 1996, 2002).

Le domaine Est-Nigeria appartient à la chaîne Trans-saharienne formée au néoprotérozoïque, entre 750 et 500 Ma par collision continentale entre le craton d'Afrique de l'Ouest, le bloc Est-Sahara et le craton du Congo (Black et Liégeois, 1993 ; Ferré *et al*., 2002). Son socle est constitué de granulites, migmatites et métasédiments, recoupés par deux générations de granitoïdes (Wright, 1971 ; Onyeagocha et Ekwueme 1990 ; Ferré *et al*., 1996, 1998, 2002): les granites à biotite et muscovite datés vers 605 Ma, et les granites à hornblende et biotite datés vers 580 Ma (Dada *et al.,* 1993 ; Ferré *et al.,* 1996, 2002 ; Ekwueme et Kröner 1998). Bien que le métamorphisme et le magmatisme dominent l'histoire géologique de cette région entre 660 et 580 Ma, les données U-Pb et Sm-Nd (Dada, 1998 ; Ekwueme et Kroner 2006 ; Ferré *et al*., 1996, 1998, 2002) montrent que, les roches métamorphiques et magmatiques ont des âges modèles paléoprotérozoïques omniprésents (2,2 et 2 Ga). Ces données révèlent une absence d'âges modèles mésoprotérozoïques ou plus jeunes. C'est la raison pour laquelle, selon Van Schmus *et al*. (2008), le domaine Nord-Cameroun se rapproche davantage du domaine Est-Nigéria que du domaine Centre-Cameroun.

Par ailleurs ce domaine est caractérisé par une évolution tectono-métamorphique monocyclique se déroulant en 4 phases dont le pic métamorphique atteint les conditions du faciès granulitique (Ferré *et al*., 2002) :

- La phase D_1 (autour de 640 Ma), préservée dans les granites à biotite-muscovite et les granulites, correspond au début de la formation d'une nappe dont le déplacement s'effectue vers l'Est ;

- La phase D_2 (autour de 615 Ma), associée à des migmatites, correspond à une tectonique en nappe, à déplacement vers le Nord ;

- La phase D_3 (autour de 585 Ma) est une phase de tectonique cisaillante dextre de haute température, qui se déroule au cours d'une décompression régionale contemporaine du pic géothermique (environ 35°C/km). La mise en place des granites à biotite et hornblende et un amincissement modéré de la lithosphère sont associés à cette phase ;

- enfin la phase D_4 (postérieure à 550 Ma) est caractérisée par un décrochement subvertical dextre à basse température et orienté N-S à NNW-SSE, à l'origine de la formation des grandes zones de cisaillements l'échelle continentale.

II.3. Le Métacraton Saharien

Le terme métacraton, proposé pour la toute première fois par Adelsalam *et al*. (2002), désigne un craton qui a été remobilisé lors d'un événement orogénique, mais qui reste reconnaissable par la prédominance de ses caractères rhéologiques, géochronologiques et isotopiques. C'est ainsi que ces auteurs ont initialement définis le métacraton saharien comme étant l'ensemble géologique, majoritairement constitué (1) de gneiss de moyen à haut grade, (2) de petits affleurements de granulites, (3) de quelques roches volcanosédimentaires de faible à moyen grade, le tout recoupée entre 750 et 550 Ma par plusieurs générations de granitoïdes, qui s'étend du bouclier Arabo-Nubien au bouclier Touareg, et (4) de la couverture phanérozoïque allant de la marge septentrionale de l'Afrique, au Sud de l'Egypte et de la Libye, au craton du Congo. La limite sud de ce métacraton a été reconsidérée, par les récents travaux de tomographie sismique effectués par Abdelsalam *et al*. (2011), et fixée au niveau de l'orogène des Oubanguides qui sépare donc le métacraton saharien du craton du Congo (Fig. 1.4). Ces auteurs soulignent toutefois que la limite sud du métacraton reste imprécise du fait de l'insuffisance de données géologiques dans cette partie.

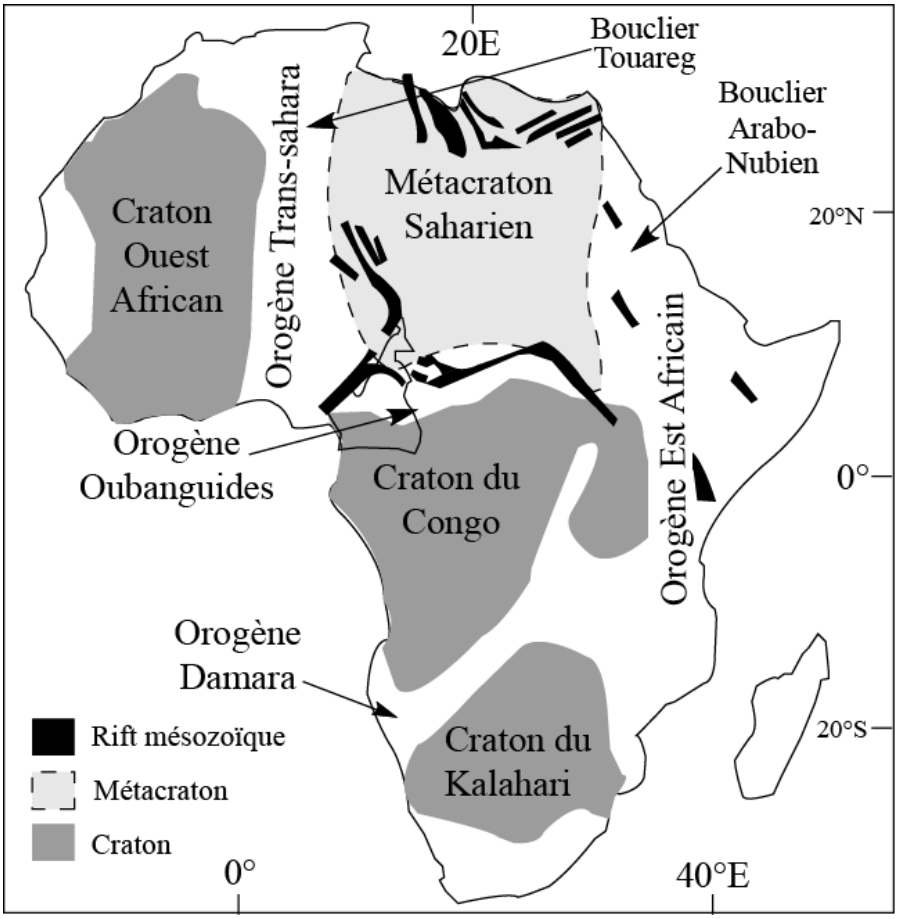


Figure 1.4. Principaux cratons et métacraton en Afrique (d'après Abdelsalam *et al*., 2011, modifié de Meert and Lieberman, 2007).

III. Modèles d'évolution géodynamique de la Chaine Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun (CPAC)

Deux modèles d'évolution géodynamique de la CPAC font actuellement l'objet d'un débat. Il s'agit du modèle de collision entre le craton du Congo et la zone mobile et le modèle de collision en poinçon entre le craton du Congo et le bloc Est-Sahara.

III.1. Collision entre craton du Congo et zone mobile

Ce modèle a été proposé par Toteu *et al*. (2004) et supporté par les travaux antérieures (Penaye *et al*., 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Toteu *et al*., 2006a, b ; Bouyo Houketchang *et al*., 2009). Il suggère une collision en plusieurs étapes entre le craton du Congo et la zone mobile, constituée de micro-blocs séparés par de grandes zones de cisaillements d'importance lithosphérique, entre 650 et 580 Ma. Les deux grands blocs concernés par la collision étant le bloc sud (constitué de la bordure nord du craton du Congo et les séries paléoprotérozoïques associées) et le bloc nord, ou zone mobile (constitué des domaines Centre-Cameroun, Nord-

Cameroun et Mayo-Kébbi). Le bloc sud correspond à une marge passive et le bloc nord à une marge active, sont entrés en collision entre 620 et 610 Ma. Cette collision continentale est argumentée par la présence ubiquiste des migmatites et granulites dans les trois domaines actuels de la CPAC au Cameroun, et par la présence d'une épaisse nappe de socle le long de la bordure nord du craton. Le développement tardif des failles de décrochement dans les domaines Centre- et Nord-Cameroun (CCC ; SF ; TBF) résulte de mouvements horizontaux post-collision entre les micro-blocs. L'existence de micro-blocs dans cette zone mobile, qui entre en collision se justifie par la juxtaposition de domaines distincts par leur caractéristiques pétrographique, structurale et isotopique.

Selon Toteu *et al*. (2004), le synchronisme des événements tectono-métamorphiques entre les cratons d'Afrique de l'Ouest et du Congo est le résultat d'une double collision quasi-simultanée avec la zone mobile. Dans ce contexte, ces auteurs suggèrent que la zone de cisaillement de Raghane, qui pendant toute la durée de l'évolution panafricaine (650-580 Ma) a seulement enregistré un mouvement décrochant dextre, correspond à une limite majeure séparant la zone mobile en deux (Fig. 1.5) : une partie ouest où la tectonique est contrôlée par le mouvement du craton Ouest Africain et une partie Est contrôlée par celui du craton du Congo.

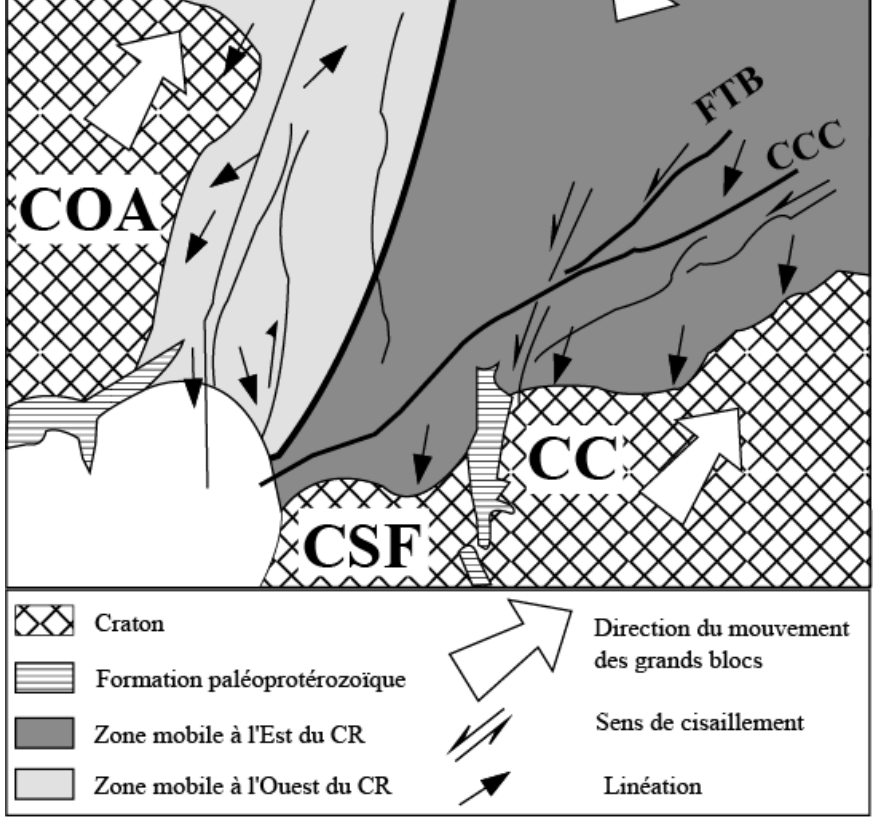


Figure 1.5. Configuration schématique de la chaine Panafricaine entre le craton Ouest Africain (COA) et les cratons São Francisco (SFC) et Congo (CC) entre 580 et 600 Ma, d'après Toteu et *al*. (2004). CR, Cisaillement de Raghane ; FTB : Faille Tcholliré-Banyo ; CCC : Cisaillement Centre Camerounais.

III.2. Poinçonnement entre craton du Congo et bloc Est-Sahara

Le modèle de collision en poinçon a été proposé par Ngako (1999) puis revisité par les travaux de Ngako *et al*. (2008) et Ngako et Njonfang (2011). Ce modèle suppose l'existence d'un bloc archéen dans le Sahara, bloc connu sous le nom de métacraton saharien (Abdelsalam *et al*., 2002), qui s'est transporté du NNE vers le SSW avant d'entrer en collision avec la marge active du craton Sao-Francisco-Congo (SFCC) vers 640 Ma. Cette collision a engendré une indentation (Fig. 1.6) et une déformation intense dans le domaine Nord-Cameroun, après la pénétration du bloc rigide Est Saharienne dans la marge active de l'ensemble cratonique Sao-Francisco et Congo entre 640 et 580 Ma. Les événements tectoniques successifs enregistrés dans cette marge sont : (i) croissance crustale entre 630 et 620 Ma ; ii) mouvement de rotation latérale sénestre entre 613 et 585 Ma ; et (iii) et un mouvement de rotation latérale dextre entre 585 et 540 Ma.

La croissance crustale est à l'origine du charriage de la zone mobile vers le Sud qui a abouti à l'enfouissement initial du groupe Néoprotérozoïque de Yaoundé sous la croûte sus-jacente situé au nord ; Les granulites de HP-HT, contemporaines de cette évolution précoce ont été exhumées puis charriées sur le craton du Congo, au cours des derniers stades de l'évolution tectonique. Après la collision, ce système de nappe a été découpé en deux grandes unités structurales séparées par le CCC : (1) l'unité sud correspond au domaine Sud-Cameroun et à une partie du domaine Centre-Cameroun, (2) l'unité nord est constituée d'une partie du domaine Central et du domaine Nord-Cameroun. Cette unité nord est intensément recoupée par des zones de cisaillement d'importance lithosphérique sénestres et dextres qui ont engendré les rotations sénestre et dextre, dont il est question dans la section II.4. La contrainte principale régionale qui a régné au cours de la croissance crustale et après le mouvement cisaillant sénestre de direction N-S à NNE-SSW à travers la chaîne, a conservé la même direction entre 640 et 585 Ma, mais est passée à une direction NW-SE pendant le cisaillement régional dextre, entre 585 et 538 Ma. Ce dernier mouvement dextre résulte de la convergence du craton Ouest Africain, resté actif après 580 Ma.

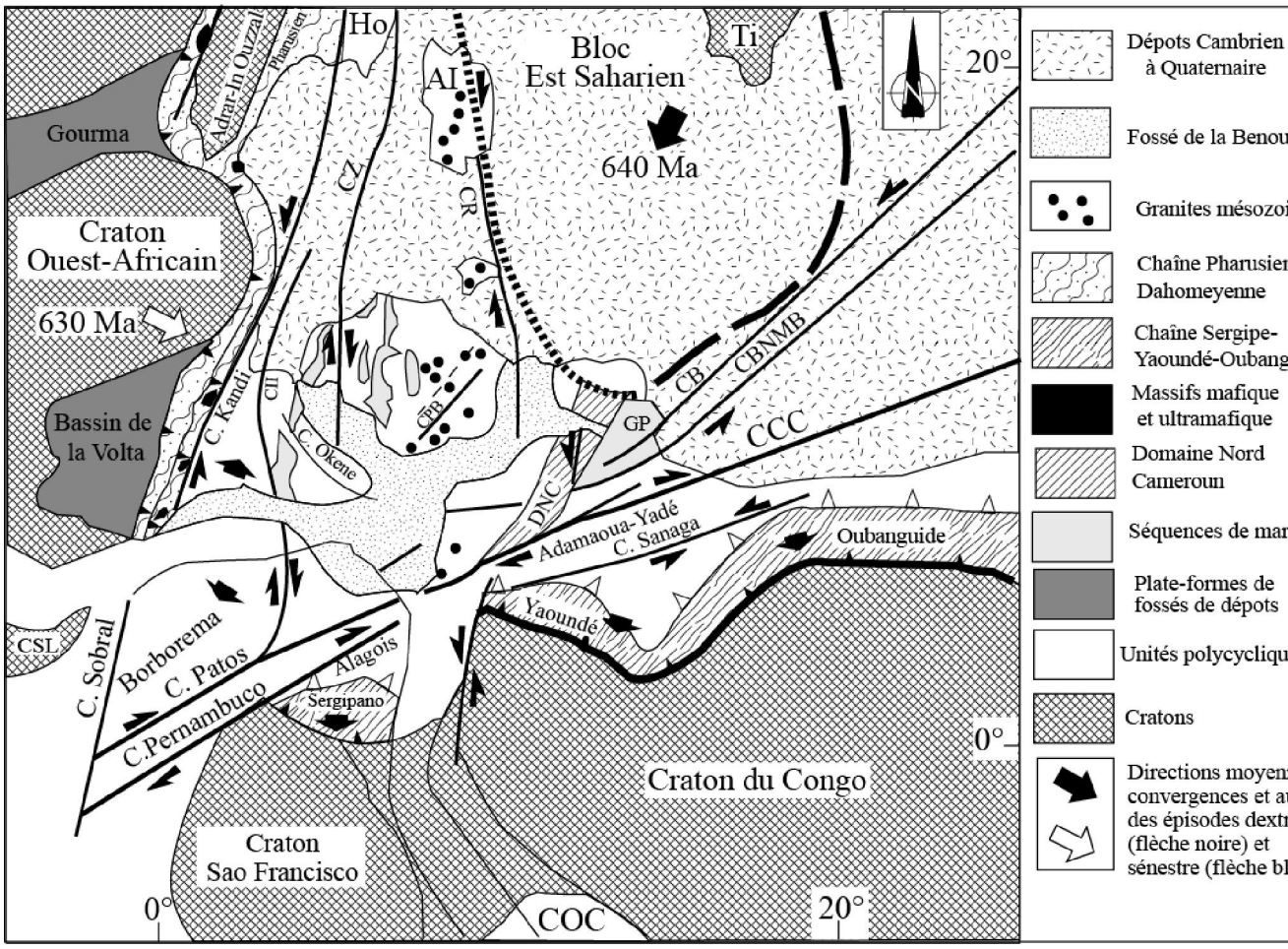


Figure 1.6. Evolution cinématique de la chaîne Panafricano–Brésilienne, d'après Ngako *et al.* (2008). Les sens des m
second épisode tectonique (flèche noires) et du troisième épisode tectonique (flèches blanches) dans le domaine Nord-C

CHAPITRE II -
MATÉRIELS ET MÉTHODES

CHAPITRE II

APPAREILLAGE ET MÉTHODES

I. Anisotropie de susceptibilité magnétique

I.1. Notions de base

En physique on distingue le champ magnétique induit, souvent appelé B (en Tesla, T), et le champ magnétique inducteur appelé H (en A/m). Dans le vide, la relation entre B et H est : $B = \mu_0 H$, où B et H sont deux vecteurs champ et μ_0 est la permitivité magnétique du vide qui vaut $4\pi.10^{-7}$ (unités SI). Dans un matériau, $B = \mu_0 (H+M) = \mu_0 H (1+K)$. M (en A/m), encore dénommé J, est l'aimantation induite. K est la susceptibilité magnétique du matériau (Fig. 2.1), autrement dit la capacité du matériau à s'aimanter lorsqu'on lui applique un champ magnétique (H). La susceptibilité magnétique, qui correspond au rapport entre deux champs magnétiques (induit/inducteur : K=M/H), est sans dimension dans le système international (SI).

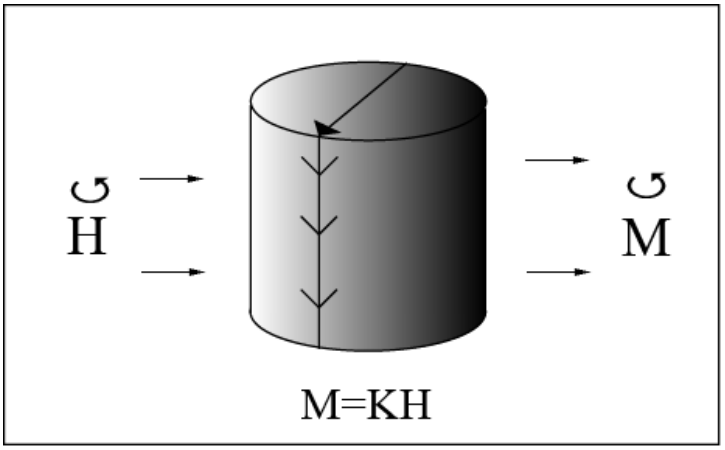


Figure 2.1. Susceptibilité magnétique K. L'échantillon est placé dans le solénoïde d'un susceptomètre. Sa susceptibilité, dans la direction parallèle au champ inducteur H, se déduit de la mesure de son aimantation induite M (*in* Nédéléc et Bouchez, 2011).

I.2. Comportement magnétique de la matière

En fonction de l'aimantation induite (M) vis-à-vis du champ magnétique inducteur (H), on distingue 4 types de comportement magnétique (Fig. 2.2) :

- Le diamagnétisme caractérise les substances formées d'atomes ou groupe d'atomes non magnétiques c'est-à-dire présentant un moment magnétique nul en l'absence de champ magnétique extérieur. L'aimantation, diamagnétique induite par un champ magnétique s'oppose à ce champ. Elle est donc négative due à la modification du mouvement orbital des électrons sous l'effet du champ appliqué, et très faible, de l'ordre de -10^{-5} SI, et indépendante du champ et de la température. Dans les granites on considère que tous les minéraux non magnétiques possèdent une susceptibilité diamagnétique constante et isotrope, considéré comme égale à la susceptibilité du quartz $K_{dia} = -14.10^{-6}$ SI (Bouchez, 2000).

- Dans le paramagnétisme, les moments magnétiques des atomes n'interagissent pas entre-eux et donc s'orientent librement en l'absence de champ. Sous l'action d'un champ, les moments magnétiques deviennent en moyenne parallèles au champ. La susceptibilité est donc positive (dans le même sens que le champ), indépendante du champ extérieur (pente constante dans un diagramme M = f(H)) et inversement proportionnelle à la température. Cette susceptibilité reste, malgré tout, de faible intensité de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} SI. Le comportement paramagnétique est principalement généré par le fer (Fe^{2+}, Fe^{3+}). Les minéraux paramagnétiques sont donc essentiellement les minéraux silicatés ferrifères ou certains carbonates et oxydes qui renferment du fer dans leur réseau cristallin. Dans les granites, ce sont la biotite, la chlorite, la muscovite ferrifère, l'amphibole, le pyroxène, le grenat, la tourmaline, la cordiérite…

- L'antiferromagnétisme est proche du paramagnétisme (susceptibilité faible et positive), mais en diffère au dessous de la température d'ordre, dite de Néel (T_N), où l'antiferromagnétisme devient faiblement ferromagnétique, la suceptibilité décroissant avec la température. Dans le granite, les minéraux antiferromagnétiques sont l'ilménite ($FeTiO_3$, l'hématite (α-Fe_2O_3) et la goethite (α-FeOOH), tous trois très faiblement susceptibles dans les conditions de mesure du laboratoire (température ambiante et champ faible).

- Le comportement ferromagnétique au sens large est celui des matériaux possèdant un moment magnétique même en l'absence de champ magnétique externe (aimantation spontanée : Mr ; Fig. 2.2). Ce phénomène est dû à l'interaction entre spins de la matière. Suivant le

type d'ordre on distingue trois états qui, du plus grand au plus petit moment magnétique résultant, sont: le ferromagnétisme, caractérisé par des moments parallèles et de même sens ; le ferrimagnétisme, caractérisé par deux réseaux opposés parallèles et d'intensité différentes. Le faible ferromagnétisme est une variante du ferrimagnétisme dans laquelle les deux réseaux opposés sont sub-parallèles entre eux et à peut près égaux en modules. En champ faible, la susceptibilité des minéraux ferromagnétiques est beaucoup plus élevée que celle des minéraux paramagnétiques, de l'ordre de 10^{-3} à 1 SI.

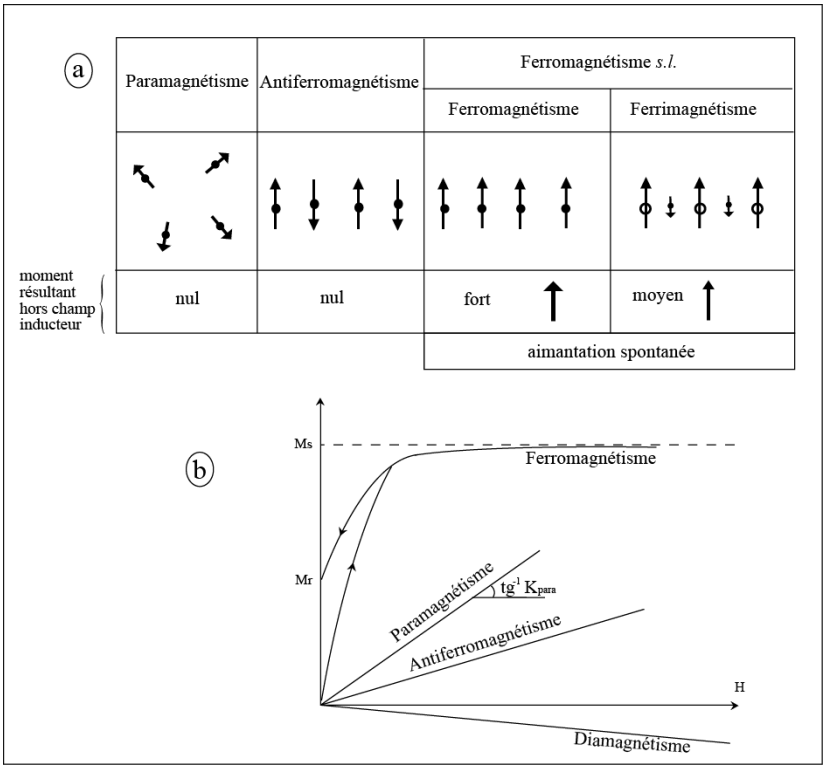


Figure 2.2. Comportements magnétiques de la matière. (a) Représentation des moments magnétiques permanents portés par tout ou partie des atomes en l'absence de champ. (b) aimantation (M) en fonction du champ appliqué (H). Pour le ferromagnétisme, la courbe montante est la courbe de « première aimantation » ; l'aimantation n'augmente plus lorsque la saturation est atteinte (M_s) et, si le champ s'annule, il reste une aimantation rémanente M_r.

I.3. L'ellipsoïde d'ASM et les paramètres de l'ASM

La matière étant rarement homogène et isotrope, sa susceptibilité magnétique varie en fonction de l'orientation du corps par rapport au champ inducteur. Ceci est bien sûr valable pour les minéraux eux-mêmes et aussi pour les roches suivant la façon dont sont organisés les minéraux (distribution planaire et/ou linéaire). Dans ce cas M et H ne sont plus colinéaires et

K varie avec l'orientation du corps dans le champ appliqué. La relation mathématique entre M et H s'exprime alors par la relation $M_i = K_{ij}.H_j$, (i, j = 1, 2, 3), où K_{ij} est la susceptibilité mesurée dans la direction i pour un champ appliqué dans la direction j. K_{ij} correspond donc à un tenseur de second ordre. La représentation géométrique de ce tenseur est l'ellipsoïde d'ASM. C'est un objet mathématiquement semblable à l'ellipsoïde de la contrainte ou de la déformation, dont les trois axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (ou $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$) sont trois vecteurs propres perpendiculaires entre-eux, de la matrice (3x3) représentant le tenseur (Fig. 2.3). Chaque vecteur propre de cette matrice possède une direction et un module. L'orientation de K_1 représente l'orientation de la linéation magnétique ; K_3 représente la normale au plan de foliation magnétique (ou pôle de la foliation magnétique). Les modules de K_1, K_2, et K_3 donnent respectivement la susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale de l'échantillon, et leur moyenne K_m=1/3(K_1, K_2, et K_3) s'appelle susceptibilité magnétique globale (bulk).

Les rapports entre modules fournissent un certain nombre de paramètres qui caractérisent l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique et donc la fabrique magnétique des roches étudiées. Ces paramètres sont :

- Le degré d'anisotropie : $P = K_1/K_3$ ou pourcentage d'anisotropie P% = 100x (P-1), mesure l'intensité totale de l'anisotropie. Pour les roches paramagnétiques le pourcentage d'anisotropie est noté : Pp% = ((K1-K_{dia} / K3-K_{dia})-1) x100, où K_{dia} est la contribution diamagnétique. Ce paramètre Pp% est mieux adapté aux roches à susceptibilité totale faible, pour lesquelles il est nécessaire de retrancher K_{dia} qui est considéré comme constant et isotrope.

- L'anisotropie linéaire : $L = K_1/K_2$ ou L% = 100x(L-1), quantifie l'allongement de l'ellipsoïde dû à la tendance des minéraux magnétiques à s'aligner selon une direction privilégiée.

- L'anisotropie planaire : $F= K_2/K_3$ ou F% = 100x(F-1), mesure la tendance des minéraux à s'organiser selon un plan moyen (schistosité ou foliation).

- Le paramètre de forme de Jelinek (Jelinek, 1981) : T = (2(ln(K_2)-Ln(K_1) - Ln(K_3))/Ln(K_1)-ln(K_3), mesure la forme générale de l'ellipsoïde de susceptibilité.

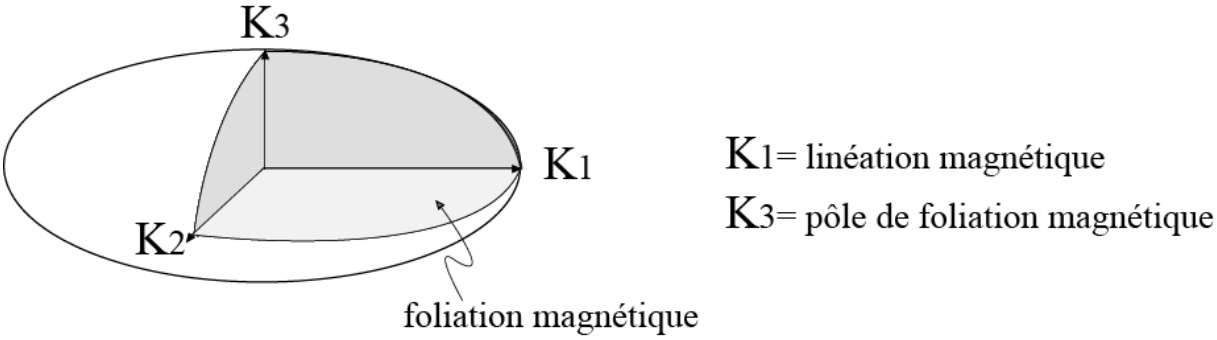


Figure 2.3. Ellipsoïde de susceptibilité magnétique

I.4. Origine de l'ASM

A l'échelle des minéraux, l'ASM peut avoir trois origines: (1) magnétocristalline, (2) de géométrie ou de forme des grains, et (3) d'agencement des grains magnétiques.

(1) Origine magnétocristalline, c'est lorsque les axes magnétiques principaux des minéraux sont parallèles à leurs axes cristallographiques. C'est le cas de la biotite et l'amphibole, deux minéraux magnétiques courants dans les roches granitiques. Dans le cas des phyllosilicates en général (incluant la biotite), l'axe minimal de la susceptibilité de chaque grain, K_3 ($K_3 < K_2 = K_1$) est perpendiculaire au plan de clivage du minéral : $K_3 \perp (001)$. Pour la biotite, le degré d'anisotropie $P = K_1/K_3 \approx 1{,}3$. La biotite est donc non seulement un bon marqueur de la foliation macroscopique (observée sur le terrain), mais aussi, grâce à son anisotropie magnétocristalline qui reflète sa forme, un bon marqueur de la foliation magnétique, qui est alors mimétique de la foliation minérale. L'amphibole, du fait de sa forme prismatique plus ou moins allongée, est souvent considérée comme un marqueur de la linéation magmatique. Mais sa symétrie monoclinique fait que son anisotropie magnétocristalline ne reflète qu'approximativement sa forme : K_1 est proche de l'allongement du prisme, mais pas nécessairement parallèle.

(2) Origine géométrique, c'est lorsque l'anisotropie magnétique dépend essentiellement de la forme des grains et non plus de l'orientation de leur réseaux cristallin. C'est le cas de la magnétite, dont l'anisotropie magnétique reflète essentiellement l'anisotropie de forme. A cet effet, Grégoire *et al.* (1998) ont démontré, à partir d'images de lame minces orientées de roches riches en magnétite à gros grain (75 µm en moyenne), que l'anisotropie de forme calculée de la magnétite est identique, tant en direction qu'en intensité, à l'anisotropie de susceptibilité magnétique mesurée (Fig. 2.4).

(3) L'anisotropie d'agencement des grains, c'est quand dans une roche enrichie en grains de magnétite de petite taille et très proches les uns des autres entre-elles, l'anisotropie de susceptibilité magnétique dépend des interactions magnétiques entre grains (Hargraves *et al.,* 1991). Celles-ci pourront augmenter ou diminuer l'anisotropie de susceptibilité magnétique de la roche comme le montre la figure 2.5 (Bouchez, 2000).

Dans le cadre de cette étude, des mesures thermomagnétiques de quelques échantillons de roche ont été effectuées pour caractériser les minéraux magnétiques. Ces mesures ont été effectuées à l'Université de Saint-Etienne (France) et au laboratoire de Toulouse (GET) à l'aide d'un susceptomètre CS-2 de marque AGICO (Fig. 2.6). Il s'agit d'un dispositif qui permet de mesurer de façon continue, à l'aide d'un thermocouple associé à l'unité de contôle, la susceptibilité magnétique d'un échantillon en fonction de la température, en refroidissant jusqu'à –196,6°C ou par chauffage jusqu'à 700°C. Quelque milligrammes de poudre de roche sont placé dans un tube de silice, contre le thermocouple. Ces mesures se font à l'air libre, et donc en milieu oxydant. On peut aussi effectuer ces mesures sous argon, ce qui minimise l'oxydation des phases minérales. Dans le cadre de cette étude les mesures ont été réalisées à l'air libre. Cet enregistrement continu de la susceptibilité pendant des cycles de chauffage et de refroidissement permet de caractériser les minéraux magnétiques par leur température de Curie (Akimoto *et al*., 1957) ou de leur transition de Verwey (T à basse température). La figure 2.7, présente les températures de Curie de quelques minéraux magnétiques courants.

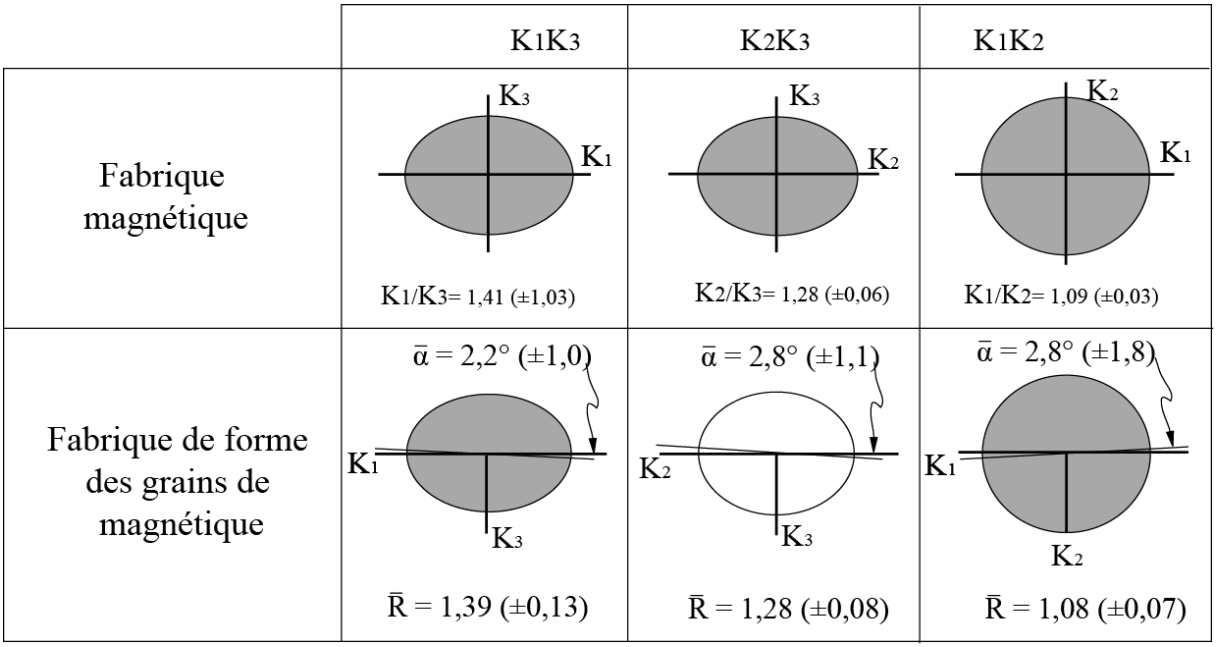


Figure 2.4. L'ellipsoïde d'ASM de la magnétite est semblable à l'ellipsoïde de forme de la magnétite. C'est ce que prouve l'étude d'une syénite quartzique de Madagascar, où sont comparées : - les trois ellipses de la fabrique magnétique (en haut), sections principales de l'ellipsoïdes d'ASM mesurées sur l'échantillon, et – les fabriques de forme (en bas) obtenues par analyse d'image d'environ 200 grains de magnétite (taille moyenne : 0,75 mm) sur les lames minces taillées dans les trois plans de référence (K_1K_3), (K_2K_2) et (K_1K_2). *In* Grégoire *et al*. (1998).

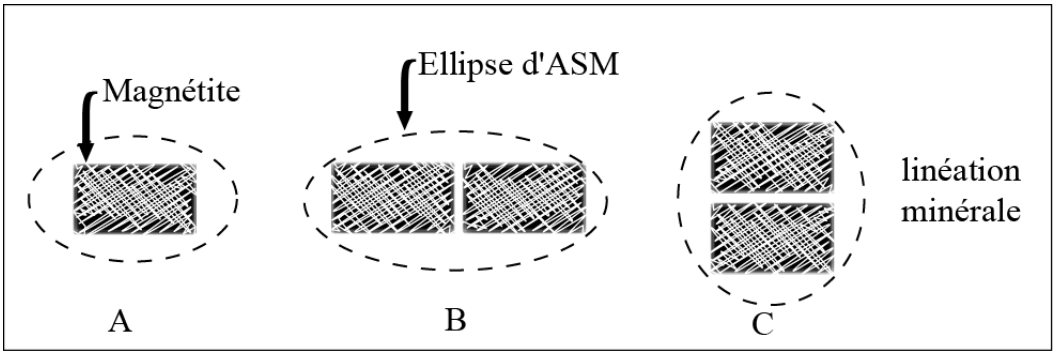


Figure 2.5. Interaction magnétique entre grains de magnétite. (a) Grain de magnétite isolé et ellipse d'ASM correspondante. (b) et (c) Grain de magnétite en interaction. La configuration alignée (b) selon l'allongement des grains (linéation minérale) augmente l'anisotropie magnétique (ainsi que la susceptibilité). Au contraire, la configuration côte-à-côte (c), diminue la susceptibilitée parallèle à l'allongement des grains ce qui peut conduire à une anisotropie « inverse », c'est-à-dire perpendiculaire à la linéation minérale. D'après Bouchez (2000).

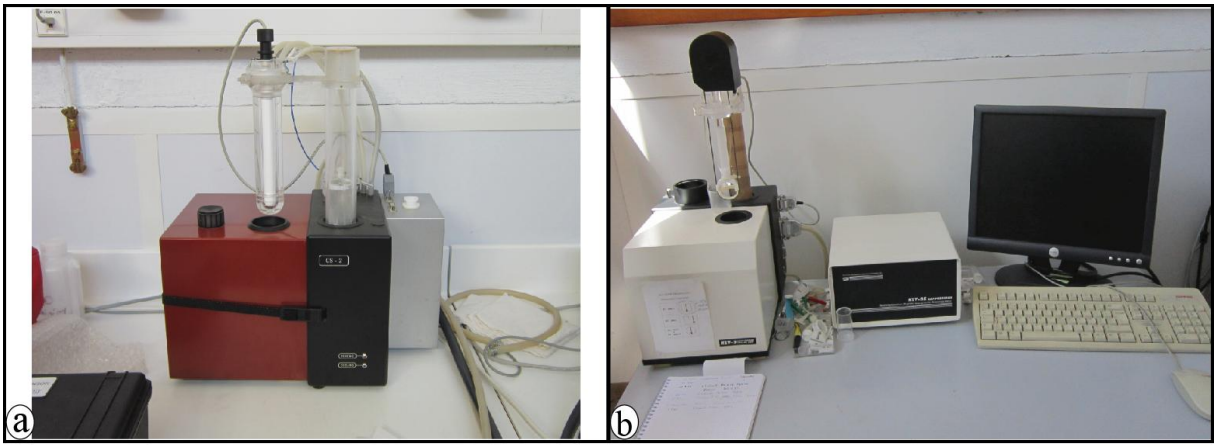


Figure 2.6. Susceptomètres de l'atelier de magnétisme du laboratoire GET. **a** : Dispositif pour mesure thermiques, CS-2. **b** : Susceptomètre KLY-3S (Kappabridge) et son ordinateur de contrôle.

Minéral Etat	**Composition**	**magnétique**	**T° Curie /Néel**	**Observation**
Goethite	αFeOOH	Antiferromagnétique avec ferromagnétisme de défaut	120°C	Déshydratation en hématite entre 250°C et 400°C
Pyrrhotite monoclinique	$Fe_{1-X}S$ ($0<X\leq1/8$)	Ferrimagnétique	320°C	Transformation en magnétite au-dessus de 500°C à l'air
Greigite	Fe3S4	Ferrimagnétique	330°C	Transformation en pyrite à 200°C, en pyrite puis en magnétite.
Magnétite	Fe_2O_3	Ferrimagnétique	580°C	
Titanomagnétite (TM60)	Fe2TiO4	Ferrimagnétique	150°C	
hématite	α Fe2O3	Faible ferromagnétisme	675°C	
Maghémite	γ Fe2O3	Ferrimagnétisme	590-675°C	Transformation en hématite à partir de 300°C
Ilménite	FeTiO3	Antiferromagnétique	-233°C	

Figure 2.7. Propriétés magnétiques de quelques minéraux ferromagnétiques (sens large) communs (oxydes ou sulfures). *in* McElhinny and McFadden (2000).

I.5. Susceptibilité magnétique des granites

La roche étant un assemblage de minéraux, ses propriétés magnétiques résultent de la somme des propriétés magnétiques de ses minéraux constituants. Sa susceptibilité magnétique est donc la somme de toutes les contributions magnétiques : $K_{tot} = K_{dia}+K_{para}+K_{antiferro}+K_{ferro}$. Cependant, K_{dia} et $K_{antiferro}$ étant le plus souvent négligeables devant les autres termes, ce sont les silicates ferrifères (paramagnétiques) d'une part, et la magnétite (ferromagnétique) d'autre part qui contribuent essentiellement à la susceptibilité de la roche ($K_{tot} = K_{para}+K_{ferro}$) et à son anisotropie magnétique. Les minéraux paramagnétiques ayant des susceptibilités « intrinsèques » très inférieures aux minéraux ferromagnétiques, les susceptibilités sont très différents en fonction de la présence ou non de la magnétite dans la roche. En effet, en l'absence de magnétite les granites présentent un comportement paramagnétique. La présence de magnétite, même en très petite quantité (quelques $^{0}/_{00}$), induit un comportement ferromagnétique largement dominant pour l'ensemble de la roche. Dans ce cas, le granite est dit ferromagnétique. La valeur limite de susceptibilité magnétique entre granites paramagnétiques et granites ferromagnétiques est empiriquement fixée à 500 µSI (Rochette, 1987). Au-dessous de cette valeur, la susceptibilité est directement proportionnelle à la teneur en fer des silicates ferromagnésiens, ce qui permet alors de cartographier les faciès granitiques d'après leur susceptibilité (Gleizes *et al.,* 1993).

I.6. Matériel d'échantillonnage et mesure d'ASM

Sur le terrain, l'échantillonnage débute par le choix des sites de prélèvement. Ce choix est fonction des conditions d'affleurement (position d'origine, surface stable…), de l'homogénéité pétrographique de l'affleurement et de l'espacement entre sites, le plus souvent d'ordre kilométrique. Après avoir déterminé le site de prélèvement, ses coordonnées (longitude, latitude) sont relevées à l'aide d'un récepteur GPS (*Global Positioning System*). Sur chaque site, un minimum de deux carottages, distants de quelques mètres chacune sont forés aussi verticalement que possible (Fig. 2.8a). Ce forage des carottes est réalisé à l'aide d'une machine portative à moteur (deux temps), munie d'un foret amagnétique à couronne diamantée, dont le diamètre intérieur est de 25 mm (1 pouce). A cette machine est associée une pompe à eau qui permet, pendant le forage, de refroidir le foret et d'évacuer les détritus rocheux. Avant leur extraction, les carottes, longues de 5 à 10 cm, sont orientées par rapport au Nord magnétique à l'aide d'une boussole-clinomètre et d'un orientomètre (Fig. 2.8b). Cette orientation est représentée sur la face supérieure de la carotte par une flèche indiquant

l'azimut, et le long de la carotte elle-même par une génératrice avec indication du plongement de la carotte (Fig. 2.8c).

Au laboratoire, les carottes sont préalablement sectionnées perpendiculairement à leur axe, à l'aide d'une scie amagnétique, en échantillons de 22 mm de hauteur et 25 mm de diamètre (Fig. 2.8d). Chaque carotte fournit ainsi découpée en 2 ou 3 échantillons, ce qui permet d'obtenir au moins 4 échantillons par site. D'après Roy (1983), le rapport hauteur/ diamètre (0,88) de ces échantillons est la meilleurs approximation de l'échantillon sphérique idéal, ce qui nous permet de considérer ces échantillons comme étant sphériques. Ensuite, les mesures d'ASM sont réalisées à l'aide du susceptomètre KLY-3 (Kappabridge ; Fig. 2.6b), également de marque AGICO, du laboratoire de Toulouse (GET). Dans cet appareil, la susceptibilité magnétique est mesurée sous champ faible (0,1 mT) et alternatif (920 Hz), parallèlement à l'axe d'une bobine. Le principe de la mesure repose sur une méthode de zéro (celle du pont, d'où le terme *bridge*) permettant de rétablir la perturbation d'inductance de la bobine, provoquée par l'échantillon placé à l'intérieur. L'échantillon est mesuré successivement dans plusieurs directions différentes à l'aide d'un porte échantillon adapté. Les éléments du tenseur d'ASM sont automatiquement calculés dans le référentiel de l'échantillon, puis recalculé dans le référentiel géographique à partir des données de l'orientation *in situ* de la carotte. Le programme «plot and average » (du laboratoire GET) permet alors de générer site par site la moyenne des paramètres quantifiant l'ASM et leur représentation sous forme de diagrammes d'orientation de K_1, K_2 et K_3 ainsi que leurs ellipses de confiances (Annexes chapitre 5, Pl. 5.1 à 5.3). Ces ellipses de confiances, dont les valeurs (E_{12}, E_{23}, et E_{31}) figurent aussi dans les tableaux 5.1 à 5.3 (Annexes Chapitre 5), sont calculées selon la méthode de Tauxe, (2002). Elles permettent d'apprécier la précision des mesures. Selon Pueyo *et al*. (2004), sur un site, la foliation et la linéation magnétique moyenne sont considérées comme bien définies lorsque les valeurs des angles de confiances E_{12} et E_{23} sont inférieures à 25° chacune. Dans le cadre de cette étude, nous avons tenu compte des données de certains sites dont les ellipses de confiances sont supérieures à 25°, car elles présentent des foliations et linéations cohérentes avec celles des sites voisins dont les valeurs sont bien définies.

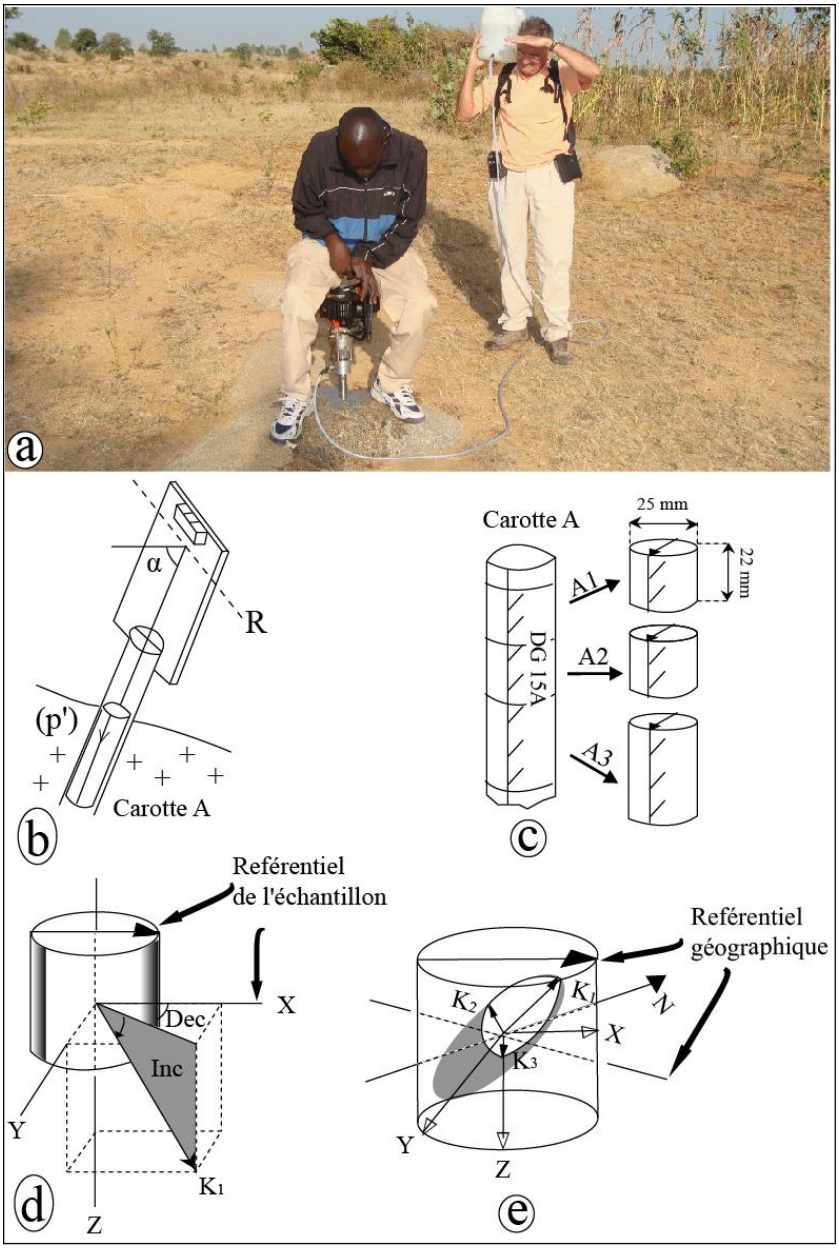


Figure 2.8. Pratique des fabriques magnétiques. a : Carottage à l'aide d'une foreuse portative (refroidissement à l'eau) sur un affleurement de syénite au sud de la ville de Guider (site #24); b : Schéma du dispositif d'orientation des carottes, et orientation des échantillons ; c : Carotte orientée et découpée en échantillons ; d : Repérage de l'axe d'ASM K_1 par rapport au référentiel de l'échantillon ; e : Réorientation de l'ellipse d'ASM K_1 par rapport au référentiel géographique. D'après Nédélec et Bouchez, 2011.

II. Analyses chimiques des minéraux

Les analyses chimiques des minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique de marque Cameca SX50 du laboratoire de Toulouse. Cette machine analyse les minéraux sous une tension de 15 kV, une intensité de 10,0 à 10,8 nA et un temps de comptage de 6 s. Sa limite de détection est estimée à 0,2%. Le pyroxène, l'amphibole, le plagioclase, la biotite, le grenat et l'épidote ont ainsi été analysés.

III. Datation U/Pb sur zircon

III.1. Séparation des zircons

La séparation des zircons des différents échantillons de roches que nous avons datés s'est faite sur la base de trois principes : la taille des zircons, leur densité et leur nature amagnétique. Cette séparation s'est déroulée en 5 étapes. Pour chacune des étapes le matériel est soigneusement nettoyé avant son utilisation, ce qui permet d'éviter une contamination par les résidus de matériaux de l'utilisateur précédent.

III.1.1. Broyage et tri granulométrique

Les échantillons de roche de 2 à 5 kg sélectionnés sont concassés au marteau en fragments de quelques centimètres. Ces fragments sont broyés à l'aide d'un broyeur et tamisés à une fraction de 300 µm. Le refus du tamis est rebroyé un peu plus finement et tamisé à nouveau. Cette opération est répétée autant de fois que nécessaire (en moyenne 3 à 4 fois). Puis, on effectue une deuxième phase de séparation granulométrique en utilisant une colonne de deux tamis, le tamis supérieur est d'une maille de 250 µm et le tamis inférieur d'une maille 40 µm. La poudre de granulométrie inférieure à 300 µm est introduite dans le tamis supérieur. Ensuite, cette colonne de tamis est montée sur une tamiseuse à eau. Ceci permet d'évacuer la fraction fine, de granulométrie inférieure à 40 µm et de récupérer, dans le second tamis, la fraction de granulométrie comprise entre 40 et 250 µm. Cette dernière est ensuite séchée à l'étuve (40-50°C) pendant plusieurs heures. Cette fraction de granulométrie comprise entre 40 et 250 µm est notre fraction d'intérêt, car elle contenait potentiellement les zircons datables. En effet, la taille des zircons naturels excède rarement 250 µm et la méthode de datation que nous avons choisie nécessite des zircons de largeur au moins égale à 40 µm.

III.1.2. Séparation au bromoforme

La séparation au bromoforme se déroule sous hotte. Le matériel de séparation est constitué d'ampoules à décanter (dont la taille dépend de la quantité de produit à trier), des entonnoirs, des erlenmeyers, des papiers filtres, de l'alcool comme solvant, et bien entendu du bromoforme. L'ampoule à décanter est montée sur un statif. Sous le robinet de l'ampoule à décanter est placé un erlenmeyer, au dessus duquel est placé un entonnoir. La partie évasée de cet entonnoir est tapissé d'un papier filtre (Fig. 2.9).

Le robinet de l'ampoule étant bien fermé, on introduit à l'aide d'un entonnoir placé au dessus de l'ampoule, une quantité suffisante de bromoforme, puis la fraction d'intérêt à séparer. L'ensemble ne doit pas excéder les 4/5 du volume de l'ampoule. Il est à rappeler qu'à environ 20°C la densité du bromoforme est 2,89 et celle des zircons de 3,9 à 4,8. Après avoir fermé l'ampoule, son contenu est agité par secousse, de manière à ce que tous les minéraux soient mis en suspension. A l'arrêt des secousses, les minéraux de densité supérieure à 2,89 (dont le zircon) se déposent progressivement au fond de l'ampoule tandis que les minéraux avec une densité inférieure à 2,89 flottent. Une fois que tous les minéraux lourds se sont déposés, on les récupère sur le papier filtre posé sur l'entonnoir au dessous de l'ampoule, en ouvrant précautionneusement le robinet, de manière à éviter de laisser couler les minéraux en suspension. La fraction lourde sur le papier filtre est déplacée sur un nouveau erlenmeyer propre puis abondamment nettoyée à l'alcool, avant de laisser sécher l'ensemble sous la hotte pendant plusieurs heures. Après séchage de la fraction lourde on peut alors procéder à la séparation magnétique.

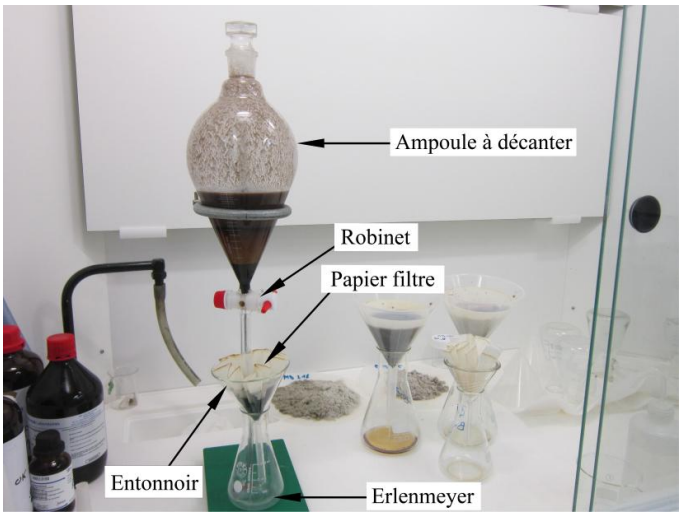


Figure 2.9. Dispositif de séparation des minéraux par liqueurs denses (Laboratoire GET).

III.1.3. Séparation magnétique au Frantz

Cette étape à pour but de séparer la fraction magnétique (magnétite, ilménite, hématite,…) de la fraction non magnétique (zircon, apatite, monazite,…).

Avant de procéder à la séparation magnétique, l'inclinaison de l'appareil, appelé Frantz (Fig. 2.10) est réglée à 5° vers l'avant et de 5° vers la gauche, c'est-à-dire du côté le moins dévié par l'aimant, et son intensité à 1,5A. Après ce réglage, le Frantz est mis en marche et la fraction lourde est progressivement introduite à travers l'entonnoir du Frantz (situé en amont du conduit de circulation), de manière à ce que le flux de circulation soit continu. Les minéraux, soumis au champ magnétique généré par le Frantz, suivent deux trajectoires différentes selon leur susceptibilité, ce qui permet leur séparation en deux lots. Deux récipients placés en aval du conduit de circulation des grains, permettent alors de récupérer, pour l'un la fraction magnétique et pour l'autre la fraction amagnétique. La fraction amagnétique est essentiellement reconnaissable à sa couleur claire. C'est cette dernière qui sera récupérée pour une séparation au diodométhane.

Figure 2.10. Séparateur magnétique (Frantz)

III.1.4. Séparation au diodométhane

La séparation au diodométhane a pour but d'affiner le tri des grains de zircons. Le diodométhane est une liqueur dense, qui a une densité de 3,38 à une température d'environ 20°. Le protocole de cette séparation est identique à celui du bromoforme, à la seule différence qu'à la place de l'alcool, c'est l'acétone qui est utilisé comme solvant.

III.1.5. Tri et montage des zircons

Dans la fraction lourde, obtenue après la phase de séparation au diodométhane, les cristaux de zircon les plus « propres », c'est-à-dire présentant peu ou pas d'inclusion ni de craquelure, sont prélevés à la loupe binoculaire, grain par grain, à l'aide d'une aiguille puis fixés sur une coupelle par une colle d'araldite. Dans la coupelle, les zircons sont rangés en lignes (Fig. 2.11). L'ajout d'une pièce cylindrique sur la coupelle permet de constituer un moule faisant office de récipient. Après séchage de l'araldite, le moule est rempli de résine synthétique époxy afin de constituer un « plot ». Les moules sont mis sous étuve à 40°C pendant environ 12 heures afin que la résine polymérise. Après démoulage, la face sur laquelle se situent les cristaux est soigneusement polie. Le polissage met en surface les cristaux de zircon piégés dans la résine en générant une surface interne, celle qui sera analysé au laser. Les irrégularités de surface sur les plots seront, par la même occasion, supprimées par polissage. La qualité du polissage est contrôlée au microscope en lumière réfléchie.

Figure 2.11. Zircons de l'échantillon DGT40 rangés en lignes dans une coupelle.

III.2. Analyses isotopiques U-Pb-Th des zircons

Les données isotopiques U-Th-Pb des zircons ont été obtenue à l'aide du spectromètre de masse à source plasma couplé à l'ablation laser (LA-ICP-MS) du Laboratoire Magma et Volcans (Université de Clermont-Ferrand, France). Les détails de cette description analytique sont présentés en Annexes du chapitre 6.

CHAPITRE III -
FORMATIONS ENCAISSANTES DES PLUTONS DE GUIDER ET DE BOSSOUM-POLOGOZOM: CARCTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUE, MINÉRALOGIQUE ET STRUCTURALE

CHAPITRE III

FORMATIONS ENCAISSANTES DES PLUTONS DE GUIDER ET DE BOSSOUM-POLOGOZOM: CARCTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUE, MINÉRALOGIQUE ET STRUCTURALE

Pour mieux appréhender le contexte de mise en place des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom, il est indispensable de caractériser au préalable leurs encaissants. Le pluton de Bossoum-Pologozom recoupe les orthogneiss à l'Ouest et au Nord, et les granites syn-tectoniques à l'Est et au Sud. Quant au pluton de Guider, il est essentiellement intrusif dans les orthogneiss. Ce chapitre est donc consacré à la présentation des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et structurales de ces roches encaissantes. Les données de l'analyse chimique des minéraux sont présentées en annexes du chapitre 3 (Tab. 3.1 à 3.7).

I. Les orthogneiss et amphibolites

Les orthogneiss et les amphibolites forment un ensemble de composition dioritique à tonalitique fortement déformé et plus ou moins métamorphisé. Ils correspondent aux granitoïdes pré-tectoniques et ont été désignés sous le terme de roches basiques à intermédiaires par Toteu (1990). Cartographiquement, ils dessinent des bandes d'orientation sub-méridienne et affleurent à plusieurs endroits au Nord-Cameroun.

I.1. Description de terrain

Les orthogneiss affleurent sur les bordures ouest et nord du pluton de Bossoum-Pologozom et dans la partie orientale de la zone d'étude où ils sont recoupés par le pluton syénitique de Guider (Fig. 3.1). Ils s'observent généralement dans les zones fortement arasées par le réseau hydrographique, celles des Mayo Louti, Mayo Bainga, Mayo Oulo (mayo signifiant cours d'eau en langue locale). Ils affleurent sous forme de dalles métriques à hectométriques (Fig. 3.2a), caractérisées par une alternance centimétrique de lits clairs (quartzo-feldspathiques) et sombres (riches en biotite et/ou en amphibole) lui conférant son aspect gneissique. Les lits clairs présentent un grain grossier et les lits sombres une structure plus fine (Fig. 3.2b).

Vers l'est du secteur d'étude, à proximité du pluton de Guider, le litage compositionnel des orthogneiss est localement renforcé, par des injections quartzo-feldspathiques syn-cinématiques, formant des lits plus épais et à grain grossier ou pegmatitique, et par des intercalations d'amphibolite à grenat d'épaisseur centimétrique à métrique, caractérisées par une

granulométrie fine et une couleur verdâtre plus ou moins sombre (Figs 3.2c et 3.2d). Au Nord et à l'Ouest de la ville de Guider, ces orthogneiss présentent fréquemment des phénocristaux de feldspath alcalin rose ou blanc montrant parfois des ombres de pression (ou « queues de recristallisation »).

A l'ouest, à proximité du pluton du Bossoum-Pologozom, le litage est renforcé par des filons de syénogranite correspondant aux apophyses du pluton. Ces filons sont en majorité précoces, parallèles à la foliation des orthogneiss (Fig. 3.2d). Localement sécants, ils correspondant à des injections granitiques tardives.

I.2. Pétrographie et minéralogie

I.2.1. Les orthogneiss

Les observations microscopiques montrent que les orthogneiss, dont la composition varie entre diorite, granodiorite et tonalite, sont formés de plagioclase, quartz, microcline, biotite, amphibole, épidote, des minéraux accessoires (zircon, apatite, allanite, sphène et minéraux opaques). Les minéraux secondaires sont représentés par la chlorite, l'épidote, et la séricite. Les lits clairs montrent une texture granoblastique, majoritairement composée de quartz et de plagioclase (Fig. 3.3a), et les lits sombres, relativement enrichis en biotite et amphibole (Fig. 3.3b), ont une texture grano-lépido-nématoblastique. Notons que des différences sensibles de composition, liées aux proportions entre lits clairs ou lits sombres, existent entre affleurements.

Le plagioclase (An_{41-23} ; Tab. 3.1) est automorphe à subautomorphe et de taille variable (1-3 mm). Il est souvent altéré en un mélange d'épidote et de séricite. Le quartz se présente en grandes plages polycristallines, plus ou moins allongées et à extinction ondulante. Dans les niveaux leucocrates, les grandes plages de plagioclase et de quartz sont souvent moulées par de petites lamelles de biotite et par des agrégats de petits grains recristallisés de quartz (Fig. 3.3a). La biotite se présente sous forme de cristaux automorphes souvent orientés suivant le plan de foliation. Elle est pléochroïque et sa couleur varie du vert brunâtre au brun. Sa composition est faiblement magnésienne ($0,49 \leq XMg \leq 0,55$; Tab. 3.2). Certaines biotites montrent des plages chloritisées. L'amphibole est de couleur vert sombre à vert pale, de forme automorphe à subautomorphe, de taille très variable (1-10 mm) et fréquemment disposée selon le plan de foliation (Fig. 3.3b). Elle est également, par endroits, altérée en chlorite. Selon

la classification de Leake *et al*. (1997), il s'agit d'une magnésio-hastingsite (Tab. 3.3 et Fig. 3.5a). Le microcline, perthitique, est subautomorphe et de taille variable, mais majoritairement compris entre 5-10 mm. L'épidote primaire est peu fréquente et souvent associée à la biotite, de forme prismatique faiblement allongée et de couleur jaunâtre. D'après la classification d'Armbruster *et al*. (2006), sa composition chimique (Tab. 3.4) est celle d'une ferri-clinozoïsite. Le zircon se présente en inclusion dans la biotite ou bien en cristaux associés à d'autres minéraux. Les minéraux opaques sont assez fréquents ; dans certains échantillons, ils forment des agrégats faiblement allongés de plus de 1mm, parallèles au plan de foliation. Les minéraux secondaires (chlorite, séricite, muscovite et épidote) résultent principalement de la déstabilisation du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole.

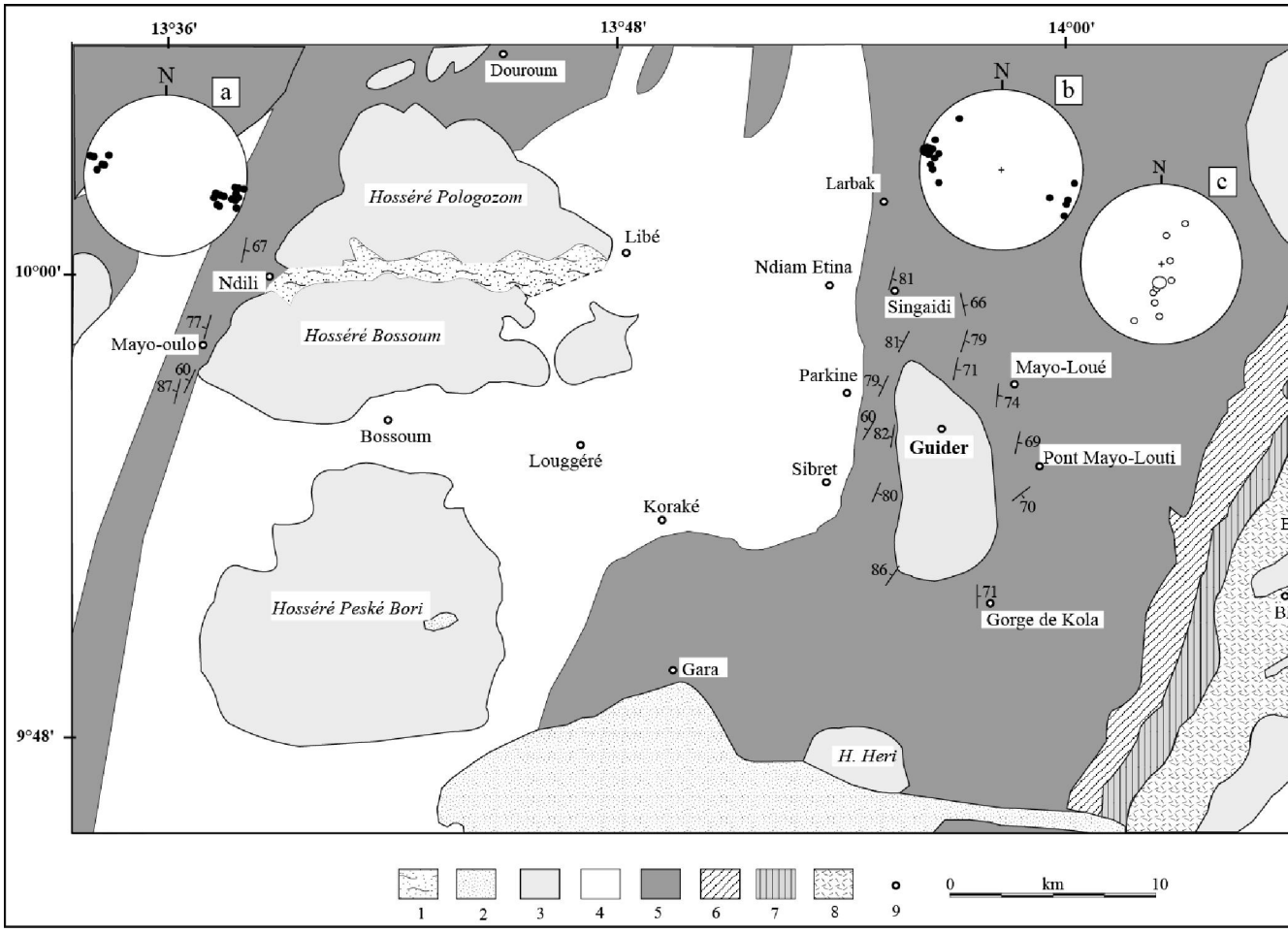


Figure 3.1. Carte lithologique du secteur d'étude (d'après Schwoerer, 1965, modifié) et orientation de la foliati
autour du pluton de Guider et à l'Ouest du pluton Bossoum-Pologozom. 1 : sédiments récents ; 2 : formations sé
nite et syénite tardi- à post-tectonique ; 4 : granite syn-tectonique ; 5 : orthogneiss; 6 : gneiss à muscovite; 7 : mic
tions méta-volcanosédimentaire ; 9 : localité. Stéréogrammes : (a) pôles de foliation à l'Ouest du pluton Bosso
pôles de foliation et (c) linéation minérale mesurés autour du pluton de Guider.

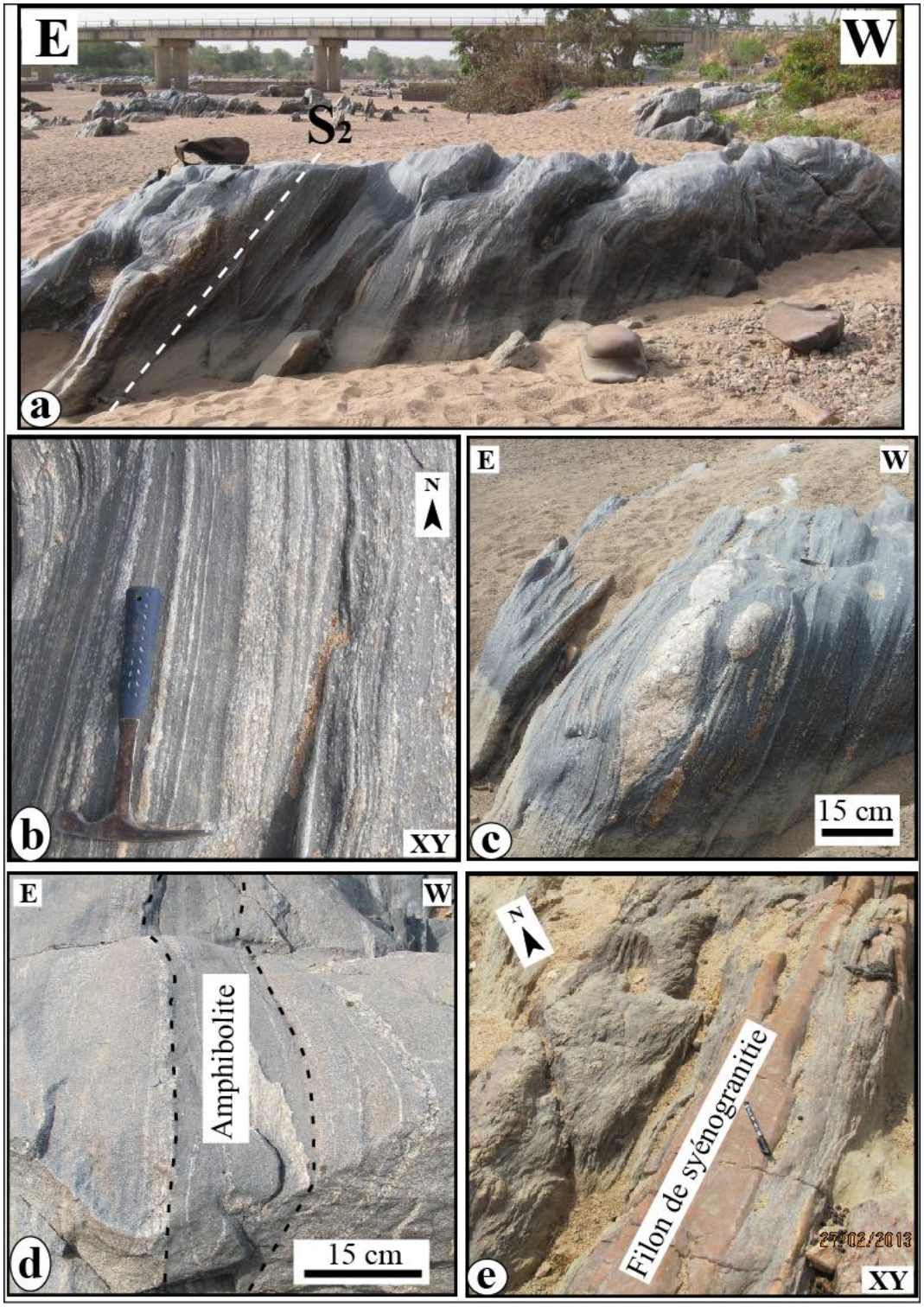


Figure 3.2. Quelques aspects des orthogneiss et amphibolites. **a :** affleurement d'orthogneiss dans le Mayo-Louti (Pont Mayo-Louti à l'entrée Est de la ville de Guider). **b :** alternance de lits clairs à grain grossier, et de lits sombres à grain fin, sur un affleurement d'orthogneiss à proximité du Pont Mayo-Louti. **c :** niveau d'injection leucocrate boudiné, à structure pegmatitique, dans les orthogneiss du Mayo Larbak (localisation au Nord de la ville de Guider). **d :** lit d'amphibolite dans les orthogneiss de l'affleurement des gorges de Kola (SW de Guider). **e :** filon concordant de syénogranite, issu du pluton de Bossoum-Pologozom, dans les orthogneiss du Mayo-Oulo.

I.2.2. Les amphibolites

Les amphibolites ont une texture nématoblastique et sont constituées principalement d'amphibole régulièrement alignées et de biotite allongées dans une même direction, marquant bien la foliation (Fig. 3.3c). L'amphibole, minéral dominant, est subautomorphe et de couleur vert sombre à vert brun. Elle contient parfois des inclusions de plagioclase, quartz et opaques. Sa composition, d'après Leake *et al.* (1997), est celle d'une tschermakite (Tab. 3 et Fig. 3.5b). La biotite est très pléochroïque, vert brun à vert foncé et sa composition est celle d'une biotite sens strict (Fig. 3.4) avec des rapports X_{Mg} moyens ($0,49 \leq X_{Mg} \leq 0,52$; Tab. 2). Le grenat est automorphe et de couleur rose claire (Fig. 3.3d). Il a une composition d'almandin, avec substitution limitée en Fe^{2+} par Ca^{2+} et Mg^{2+} et à un moindre degré par Mn^{2+} ($Alm_{54,6-58,2}Py_{20,4-24,8}Gro_{10,9-15,9}Spe_{3,7-5,3}And_{0-6,6}$; Tab. 3.5). Amphibole, biotite et grenat sont souvent chloritisés sur leurs bordures. Le plagioclase (An_{34-33}) est une andésine de petite taille (< 1mm) et de forme subautomorphe à automorphe. Le quartz, interstitiel, montre une extinction ondulante. Il s'observe aussi en inclusion dans l'amphibole et le plagioclase. On note également de nombreux opaques et de l'épidote secondaire.

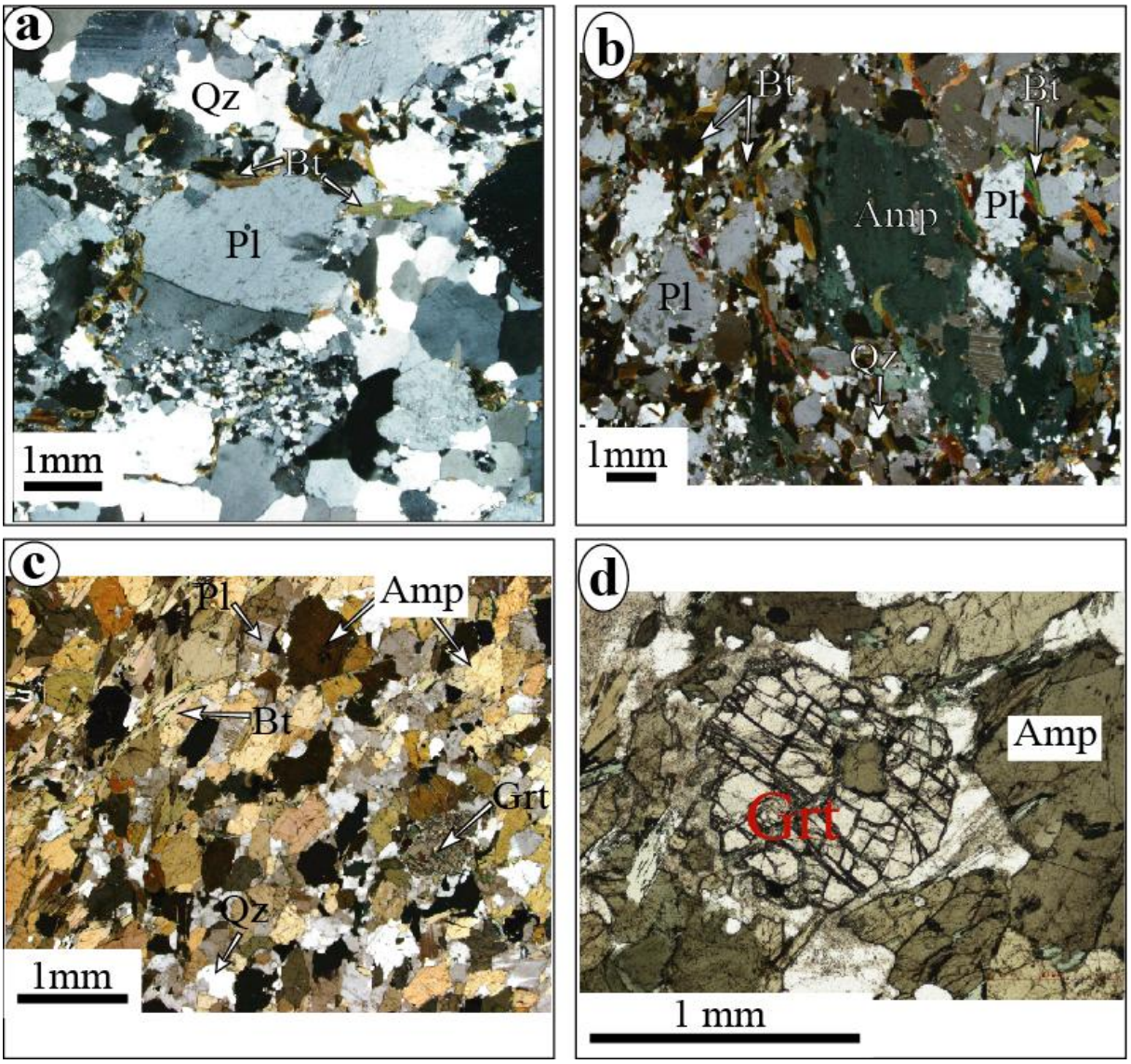


Figure 3.3. Microphotographies des orthogneiss et amphibolites. **a :** texture granoblastique d'un lit clair d'orthogneiss en LPA (échantillon 56B). **b :** texture grano-lépido-nématoblastique d'un lit sombre d'orthogneiss en LPA (échantillon 30A). **c :** texture nématoblastique de l'amphibolite à grenat en LPA (échantillon 23A). **d :** grenat (LPNA) dans l'amphibolite à grenat (échantillon 23A) ; il présente des traces d'altération en chlorite sur ses bordures. Abréviations selon Whitney and Evans (2010) : Amp : amphibole ; Bt : biotite ; Grt : grenat ; Qz : quartz ; Pl : Plagioclase.

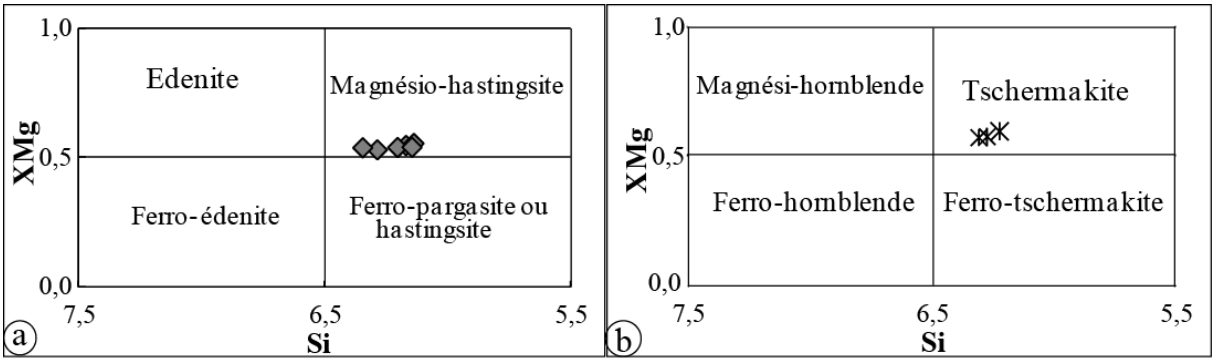


Figure 3.4. Diagramme de nomenclature des amphiboles suivant la classification de Leake *et al.,* 1997. **a :** amphiboles des orthogneiss [$Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$ et $Ca_A < 0,5$]. **b :** amphiboles de l'amphibolite à grenat [$Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A \geq 0,5$ et $Ti < 0,5$].

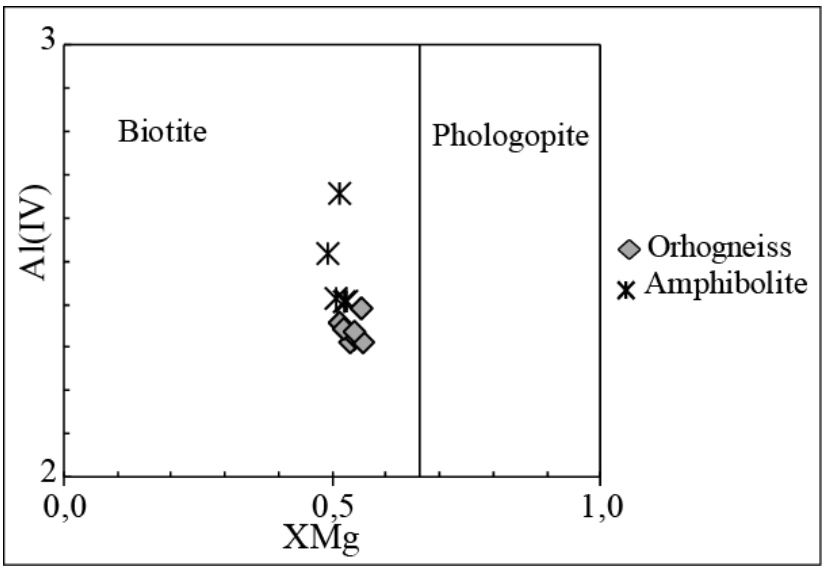


Figure 3.5. Diagramme de classification des biotites des orthogneiss et amphibolites.

I.3. Etude structurale de terrain

L'analyse des structures planaires (foliation et plan axial des plis) et linéaires (linéation et axe des plis mésoscopiques) des orthogneiss suggère que ceux-ci ont subi qu'une seule phase de déformation ductile. Certaines structures peuvent cependant être interprétées comme polyphasées. La première déformation (D_1) ne serait que rélictuelle, car ses témoins ont été fortement transposés au cours de la seconde phase, la plus intense. Cette phase « initiale » est matérialisée par des plis isoclinaux à charnières épaissies et par des flancs plus ou moins parallèles à la foliation, elle-même subverticale (Fig. 3.6b). Il est possible que ces plis soient « syn-foliaux », c'est-à-dire formés précocement au cours du développement de la foliation, puis eux-mêmes inclus et déformés à l'intérieur de cette foliation comme l'indiqueraient leurs charnières courbes (Fig. 3.6b), souvent parallèles à la linéation minérale. Il est remarquable de noter que ces plis intrafoliaux sont systématiquement déversés vers l'Ouest et que les charnières de certains de ces plis sont elle mêmes recoupées par la foliation S_2.

La phase principale, que nous appellerons donc D_2, marquée par la foliation S_2, la linéation L_2, les plis P_2 et les marqueurs de cisaillement C_2, est la phase majeure de la région. La foliation, omniprésente, est matérialisée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole) dans les lits sombres et par l'alternance avec des lits clairs, quartzo-feldspathiques (Figs 3.2a et 3.2b). Ces plans sont subverticaux et majoritairement orientés N-S ou NNE-SSW avec des pendages vers l'Est ou l'Ouest. La direction moyenne des plans de foliation dans les orthogneiss à l'Ouest du massif de Bossoum est de N 17° (avec un pendage de 82° vers l'Ouest) ; dans le secteur du pluton de Guider, elle est de N 24° (avec un pendage de 80° vers l'Est). La linéation est soulignée par l'alignement des amphiboles (Fig. 3.6a) et par l'axe de zone de biotites. Sur le terrain, nous l'avons mesurée dans le secteur de Guider où elle présente en général un plongement moyen à fort vers le SSW (Fig. 3.1). Compte tenu de la rareté des surfaces verticales d'observation, cette linéation n'a pas été mesurée ailleurs.

L'analyse cinématique met en exergue un cisaillement principal dextre accompagné d'une composante en faille inverse. Ceci est particulièrement exprimé le long du cours d'eau Mayo-Louti où les affleurements sont spectaculaires. Cette cinématique à deux composantes est bien illustrée par des « shear-band boudins » (Goscombe et Passchier 2003), à la fois en section horizontale (cisaillement dextre) et subverticale (transport en faille inverse ; Fig. 3.6c). D'autres figures illustrent également cette cinématique à deux composantes : en section horizontale, il s'agit des niveaux quartzo-feldspathiques décalés (Fig. 3.6d) ou plissées en « S » et

des porphyroclastes de feldspath de type-σ ; en section verticale, il s'agit des plis déversés vers l'ouest ou d'entrainement (Fig. 3.6b). Ces figures de déformation, beaucoup moins marquées en allant vers l'Ouest, semblent indiquer que le cours d'eau Mayo Louti, à l'Est de la ville de Guider, occupe une zone de cisaillement majeure.

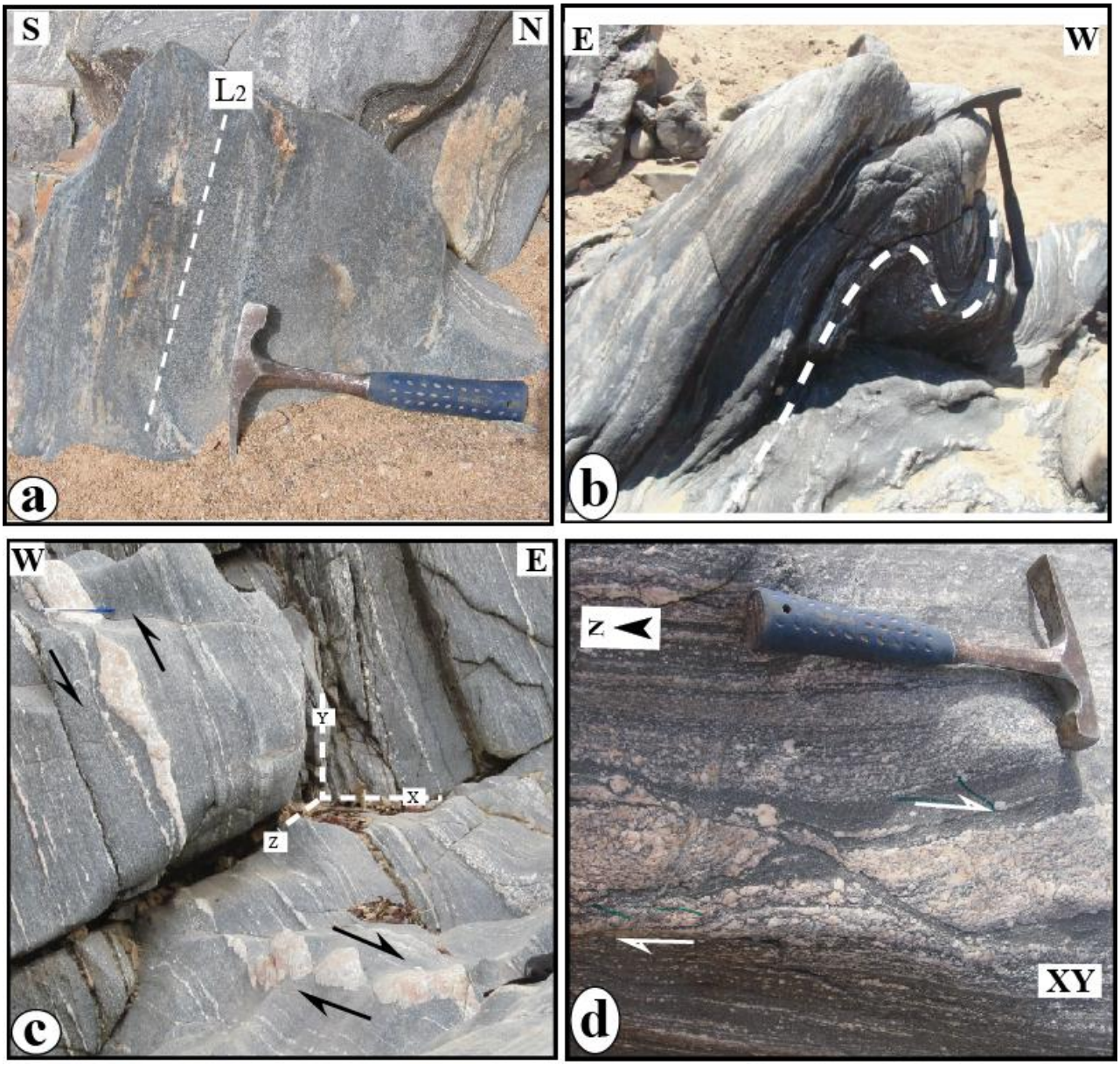


Figure 3.6. Méso-structures de déformation dans les orthogneiss le long du Mayo Louti. **a :** linéation minérale soulignée par les cristaux d'amphibole et de biotite sur un affleurement d'amphibolite au niveau du Pont Mayo-Louti. **b :** pli déversé vers l'Ouest sur un affleurement situé à environ 1 km au Nord du pont Mayo-Louti. **c :** bande leucocrate boudinée tant en section XZ qu'en section YZ dans les orthogneiss des Gorges de Kola ; selon XZ, le boudinage indique un mouvement dextre et en section YZ un mouvement en faille inverse ; **d :** niveau leucocrate décalé en mouvement dextre.

II. Les granites syn-tectoniques

II.1. Observations de terrain

On appelle granites syn-tectoniques les roches de composition granitique cartographiquement allongées en direction sub-méridienne et qui présentent une structure foliée de direction NNE-SSW visible à l'affleurement, particulièrement marquée sur la bordure orientale. Leur limite d'affleurement est orientée grossièrement selon NNE, à l'Ouest de la localité de Guider (Fig. 3.1). Sur la route Guider - Mayo-Oulo, on observe ces granites syn-tectoniques à partir du village Parkine jusqu'à la localité de Lougguré ; au-delà, les affleurements deviennent rares. Ils apparaissent sous forme d'inselbergs elliptiques étirés selon E-W à SE-NW c'est-à-dire à peu près perpendiculaire à leur structuration principale. Ce sont les Hossérés Parkine, Gohortong, Lougguéré, Koraké… (Hosséré signifie montagne en langue locale) on les rencontre aussi sous forme de dalles dans la plaine steppique. En fonction de la taille du grain, on observe deux faciès fréquemment associés: à grain grossier, et à grain fin, apparemment les plus abondants.

Macroscopiquement, le faciès à grain fin, légèrement plus sombre, se distingue par sa plus grande abondance en biotite et par la présence moins marquée du feldspath potassique. Les deux faciès ont des contacts francs, sinueux ou rectilignes, et sont recoupés par des filons pegmatitiques (Fig. 3.7a). Les marqueurs de chronologie relative entre les deux faciès granitiques sont ambigus. En effet, suivant les lieux, on note indifféremment des filons et des enclaves d'un faciès dans l'autre, ou des panneaux de l'un dans l'autre (Fig. 3.7b, c, d, e). Les deux faciès contiennent des enclaves, voire des panneaux d'orthogneiss de forme anguleuse ou ovoïde, mais aussi des enclaves mélanocrates de forme souvent allongée selon NNE-SSW à NE-SW (Fig.3.7f).

Sur le plan structural, les fabriques minérales, bien que visibles sont difficiles à mesurer sur le terrain, en particulier en ce qui concerne les fabriques linéaires. Ce fut l'une de nos motivations pour employer la technique de l'ASM pour obtenir une détermination structurale précise. Cependant, à proximité de la zone de contact avec les gneiss (le long de la bande Ndiam-Etina, Parkine, Chibret et Koraké) la foliation devient particulièrement bien marquée, orientée N-S à NNE-SSW et sub-verticale ou à pendage fort. Dans les granites à gros grain, cette foliation est soulignée par l'alignement des porphyroblastes de feldspath, par des lits de biotite et/ou quartzo-feldspathique (Fig 3.8a), et par l'aplatissement des enclaves mafiques. Dans le faciès à grain fin, elle est marquée par l'alignement des mouchetures de biotite et par

des lits quartzo-feldspathiques d'épaisseur millimétrique. Une linéation minérale sub-horizontale est localement observée dans le plan de foliation. Des structures C–S, apparaissant en continuité structurale avec la foliation dominante, des porphyroclastes de feldspath et des filons leucocrates plissés traduisent un mouvement décrochant sénestre de direction N 10° à N 15° E (Fig. 3.8f).

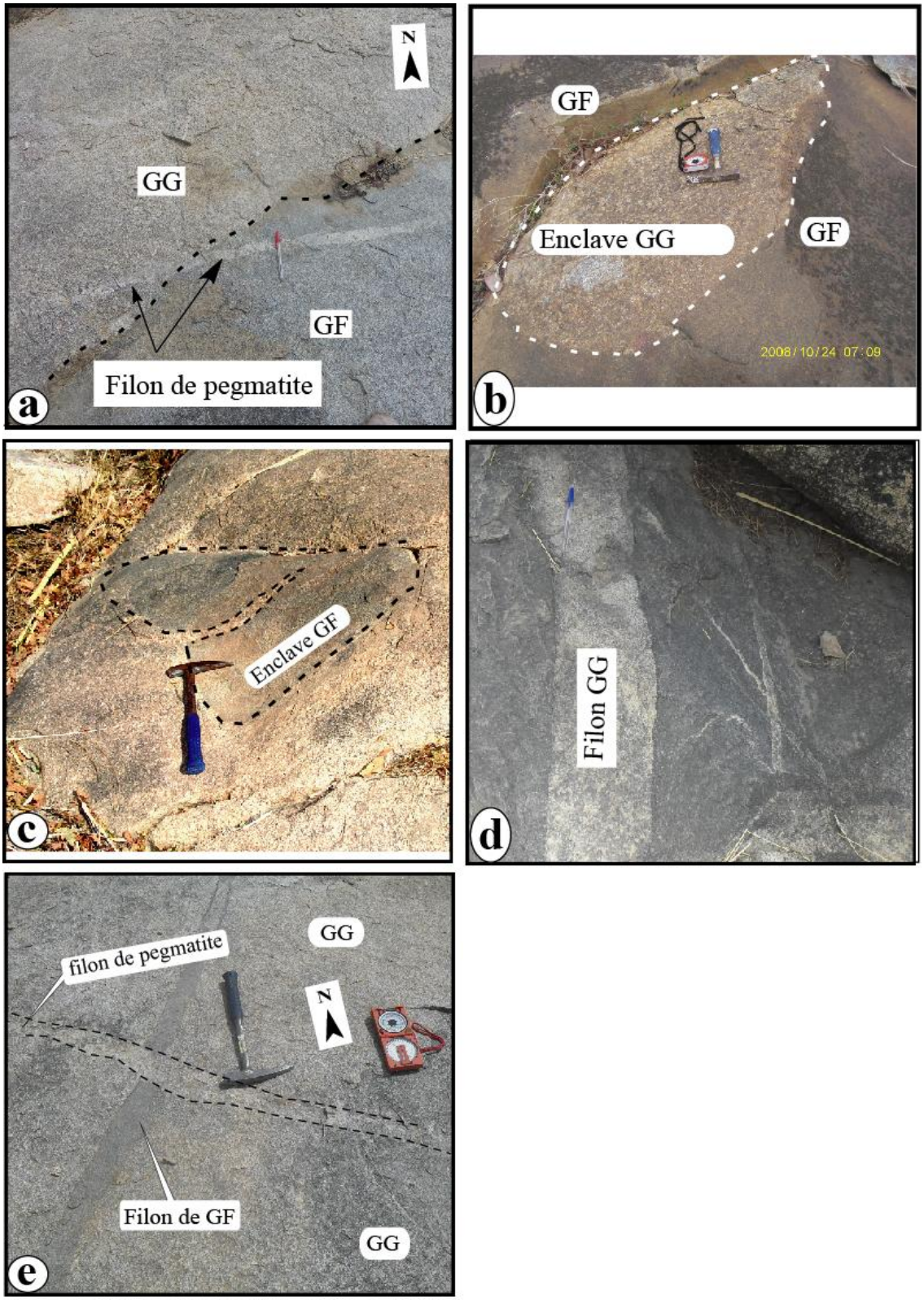


Figure 3.7. Relations entre le faciès à gros grain (GG) et le faciès à gain fin (GF) du granite syntectonique. **a :** Contact franc et mou entre GG et GF recoupé par un filon de pegmatite tardif (site au pied Nord du Hosséré Lougguéré). **b :** Enclave de GG dans GF (site précédent). **c** : enclave de GF dans le GG, avec une veine de GG s'infiltrant dans l'enclave (dans localité de Roumdé-Lougguéré, sur l'axe routier Guider-Mayo-Oulo). **d :** filon de GG recoupant le GF (~2 km au SSW du Hosséré Parkine). **d :** filon de GF recoupant GG (pied NE du Hosséré Ghortong).

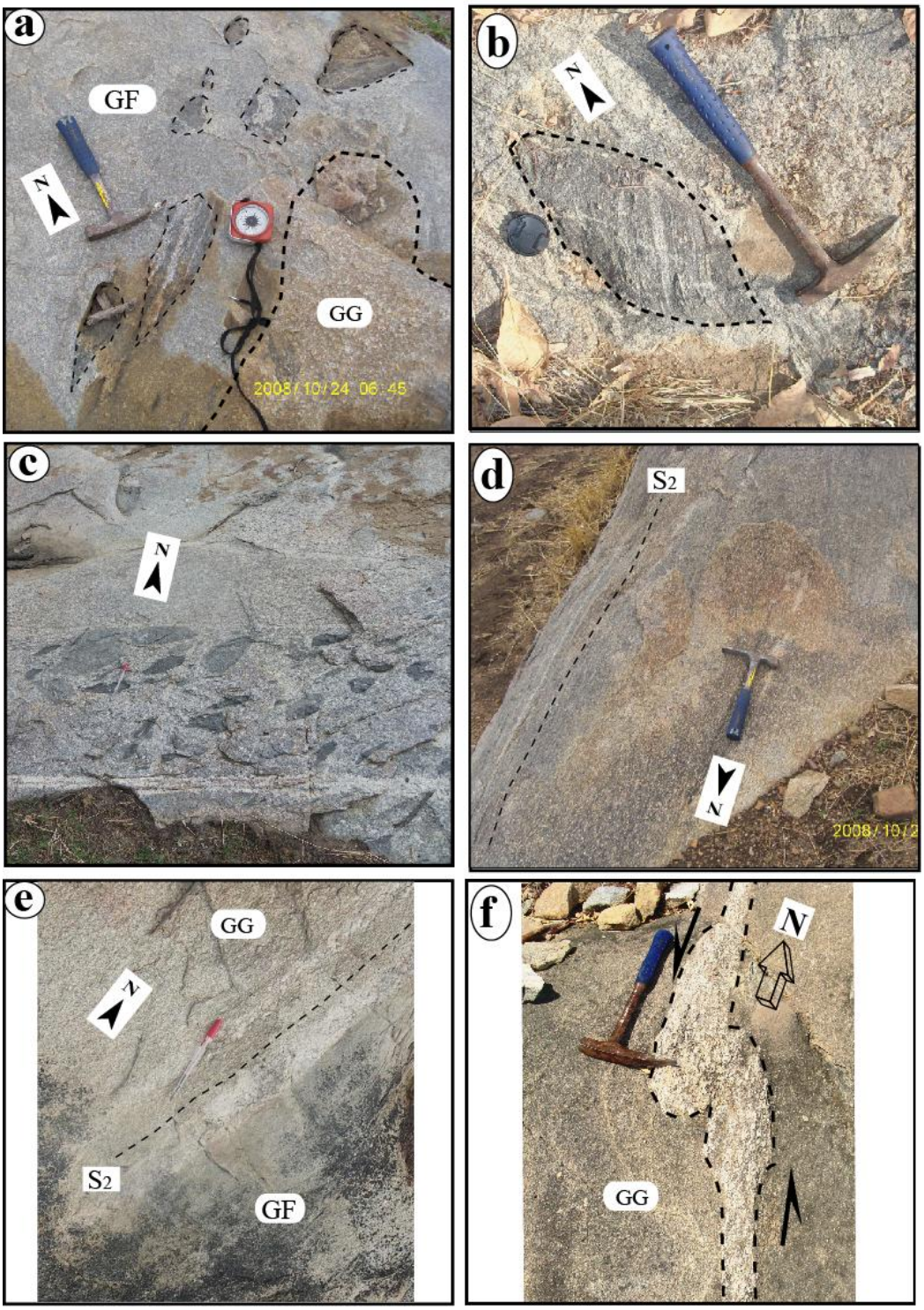


Figure 3.8. Enclaves et marqueurs structuraux dans les granites syn-tectoniques. **a** : enclave d'orthogneiss à contour émoussé dans le GG (site au pied Nord du Hosséré Lougguéré). **b** : enclaves d orthgneiss à contours anguleux ou arrondis dans le GF (localité de Ouro Bocki, sur axe routier Guider Mayo-Oulo). **c :** enclave mélanocrate à grain fin dans le GG (pied Nord du Hosséré Lougguéré ; **d :** foliation soulignée par les porphyroclastes de feldspath dans le GG (pied Est du Hosséré Parkine ; **e :** foliation soulignée par des porphyroclastes de feldspath et des mouchetures de biotite dans les GG et GF en contact l'un de l'autre (entrée Est de la localité de Ouro-Bocki). **f** : filon leucocrate plissé selon un cisaillement sénestre apparent en direction N-S.

II.2. Caractères microscopiques

II.2.1 Granite à grain grossier (GG)

En lame mince, la texture est grenue hétérogranulaire (Fig. 3.10a), composée de cristaux pluri-millimétriques de microcline (3-8 mm), plagioclase, quartz, biotite, ± orthose, ± muscovite et des minéraux accessoires (sphène, apatite, épidote, zircon, opaque et fluorine). Le microcline forme de grandes plages perthitiques sub-automorphes. Il contient des inclusions de plagioclase automorphe, quartz, biotite et orthose. Le plagioclase est automorphe à sub-automorphe, très rarement zoné mais fréquemment transformé en muscovite et épidote en son cœur. Au contact du quartz, il contient très fréquemment des myrmékites. Sa composition (Tab. 3.6) en bordure et au cœur varie très peu et reste plus proche du pôle sodique (An_{26-14}). L'orthose est peu représentée, automorphe de taille avoisinant les phénocristaux de microcline ou sous forme de petits grains automorphes à sub-automorphes dans la mosaïque quartzo-feldspathique, ou en inclusion dans le microcline. Le quartz, interstitiel (100 µm à 3 mm) constitue généralement des plages polycristallines allongées avec des extinctions ondulantes. La biotite, qui représente moins de 10% du volume de la roche, est fortement pléochroïque (vert brun à brun), automorphe à sub-automorphe, de taille inférieure à 1mm, isolée ou regroupée en amas et présentant souvent des bordures « chiffonnées », transformées en chlorite. Elle contient des inclusions de zircon, épidote, apatite et parfois des lamelles de fluorite insérées entre ses plans de clivage (Fig. 3.10b). Il s'agit d'une biotite au sens strict (Fig. 3.9) avec X_{Mg} moyen ($0,49 \leq X_{Mg} \leq 0,53$), et des teneurs élevées en fluor (0,87 - 2,09 % ; Tab. 3.7). La muscovite est secondaire, essentiellement localisée au cœur des plagioclases dont elle dérive probablement par altération hydrothermale. Le sphène et les opaques sont les minéraux accessoires les plus fréquents ; le sphène est automorphe à sub-automorphe, de taille parfois supérieure à 3 mm avec des inclusions de quartz. Les minéraux opaques sont essentiellement des grains de magnétite.

II.2.2 Granite à grain fin (GGF)

Excepté la présence de muscovite primaire et d'une texture à grain fin à moyen (Figs. 3.10c, d), la composition de ce granite est proche de celle du granite à grain grossier ; peut-être plus de plagioclase et de biotite, et moins de microcline. Le plagioclase, automorphe, est très fréquemment altéré et contient des inclusions de quartz. Les cristaux non altérés montrent des macles polysynthétiques sans trace de zonation magmatique. Leur composition (An_{22-18} ; Tab. 3.6) est identique à celle des granites à gros grain. Le microcline est perthitique et con-

tient peu d'inclusion. Le quartz forme de petites plages interstitielles polycristallines faiblement étirées. La biotite est isolée ou effilochée, de couleur brun-vert ou brun foncé à brun clair quand elle n'est pas chloritisée. Ses sections longitudinales sont majoritairement orientées N-S à NNE-SSW. Sa composition (Fig 3.9; Tab. 3.7) est semblable à celle de la biotite des GG. La muscovite, peu abondante, se présente sous deux formes: primaire, d'origine magmatique, et secondaire. La muscovite magmatique, bien individualisée, se présente sous forme de paillettes automorphes à sub-automorphes associées à la biotite ou au plagioclase. La muscovite secondaire apparaît sur les portions altérées de certains cristaux de plagioclase. Les minéraux accessoires, zircon, apatite et épidote, sont généralement en inclusion dans la biotite. Les opaques sont fréquents, mais le sphène est assez rare.

Enfin, et quelque soit le faciès (grain fin et gros grain), au contact des orthogneiss situés à l'Est, les textures de ces granites syn-tectoniques deviennent mylonitiques, caractérisées sur le terrain par des structures C/S, et en lame mince, par des mosaïques de grains de quartz recristallisés et aplatis selon la foliation, et par de la biotite moulant les cristaux de feldspath (Fig. 3.10 e, f).

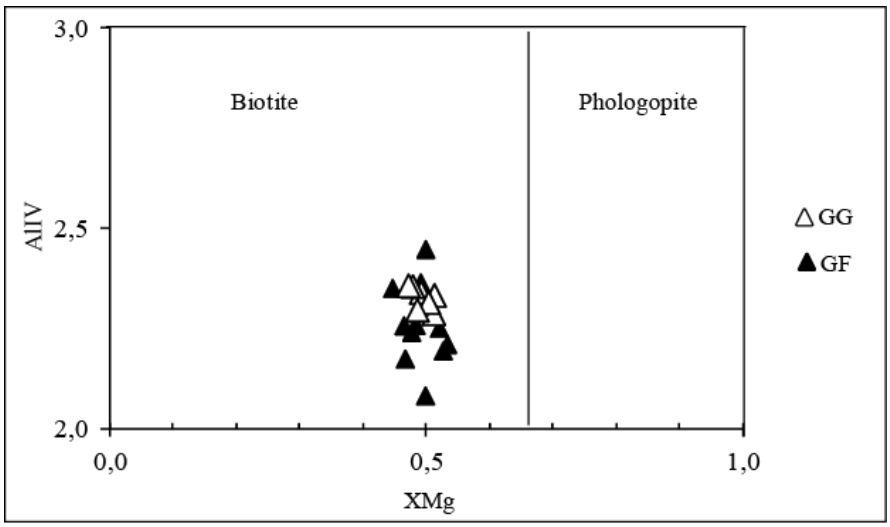


Figure 3.9. Diagramme de classification des biotites du GG et du GF.

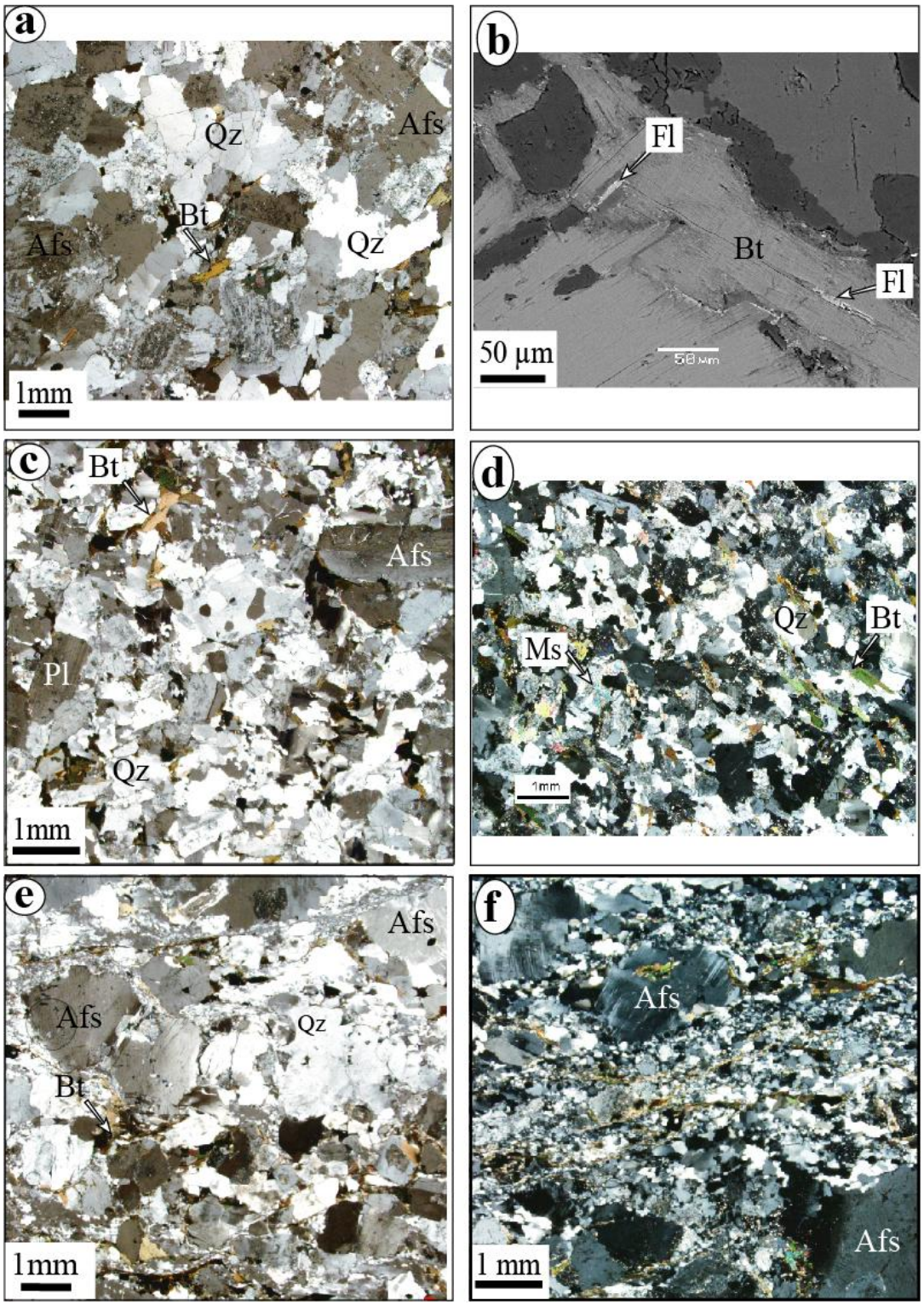


Figure 3.10. Microphotographies de lames minces des granites syn-tectoniques. **a :** texture grenue hétérogranulaire du GG en LPA (échantillon 14A). **b :** lamelle de fluorite dans les plans de clivage de biotite au MEB (échantillon 18A). **c :** texture grenue à grain moyen du GF en LPA (échantillons 11C). **d :** texture grenue à grain fin du GF en LPA (échantillons 64C). **e :** et **f :** texture mylonitique dans les granites syn-tectoniques localisés à proximité des orthogneiss (échantillons 38A et 80A, respectivement). Afs = feldspath alcalin ; Bt = biotite ; Fl=fluorite; Ms = muscovite ; Pl= plagioclase; Qz = quartz.

CHAPITRE IV -

LES PLUTONS DE GUIDER ET DE BOSSOUM-POLOGOZOM: PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE

CHAPITRE IV

LES PLUTONS DE GUIDER ET DE BOSSOUM-POLOGOZOM: PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE

I. Le pluton syénitique de Guider

I.1. Affleurement et lithologie

Le pluton de Guider est un petit massif allongé en direction N-S sur une superficie de près de 70 km^2, couvrant la ville de Guider et ses alentours (Fig. 3.1). Le pluton est principalement composé de deux types lithologiques : la syénite quartzifère (près de 90%) et la diorite quartzifère. La syénite quartzifère affleure généralement sous forme de petits massifs chaotiques de couleur rose, de quelques dizaines de mètres de hauteur et de quelques centaines de mètres de diamètre, séparés d'une distance de 100 à 1000 m les uns des autres (Fig. 4.1a). La diorite quartzifère, de couleur sombre et à grain grossier, correspond à des enclaves plurimétriques qui affleurent en panneaux ou en amas de blocs rocheux au sein du faciès syénitique (Fig. 4.1b). Elle abonde au cœur du pluton, notamment entre les quartiers Mafa à l'Ouest et Djédjongué à l'Est.

La syénite quartzifère présente principalement un faciès rose (~ 80%) et accessoirement un faciès gris. Le faciès rose est à grain moyen à fin, riche en feldspath alcalin et relativement pauvre en biotite et amphibole (Fig. 4.1.c). Le faciès gris présente très souvent une structure à grain grossier et se distingue, bien sûr, par sa couleur due à son abondance en minéraux ferromagnésiens. Il apparaît soit à proximité des affleurements de diorite quarzifère dont il marque la transition avec la syénite quartzifère rose, soit de manière isolée, sans contact apparent avec la syénite quartzifère rose ou la diorite. La transition entre syénite rose et syénite grise est progressive, mais elle est franche entre syénite grise et diorite (Fig. 4.7.d). Les zones de transition entre syénite grise et diorite montrent de nombreuses enclaves. On distingue des enclaves de diorite à contour lobé et à texture grenue et des enclaves mélanocrates de forme allongée et à grain fin (Fig. 4.2a, b). Dans la syénite rose s'observent parfois des enclaves mélanocrates à grain fin dont certaines présentent des fractures remplies de matériel syénitique (Fig. 4.2.c).

Le pluton de Guider s'est mis en place dans le socle que nous avons dénommé comme orthogneissique. Sa nature intrusive s'exprime par des contacts francs avec les orthogneiss,

par l'abondance de xénolites d'orthogneiss à proximité des zones de contacts et par la présence de filons syénitiques, parfois déformés, dans les orthogneiss (Fig.4.3a, b).

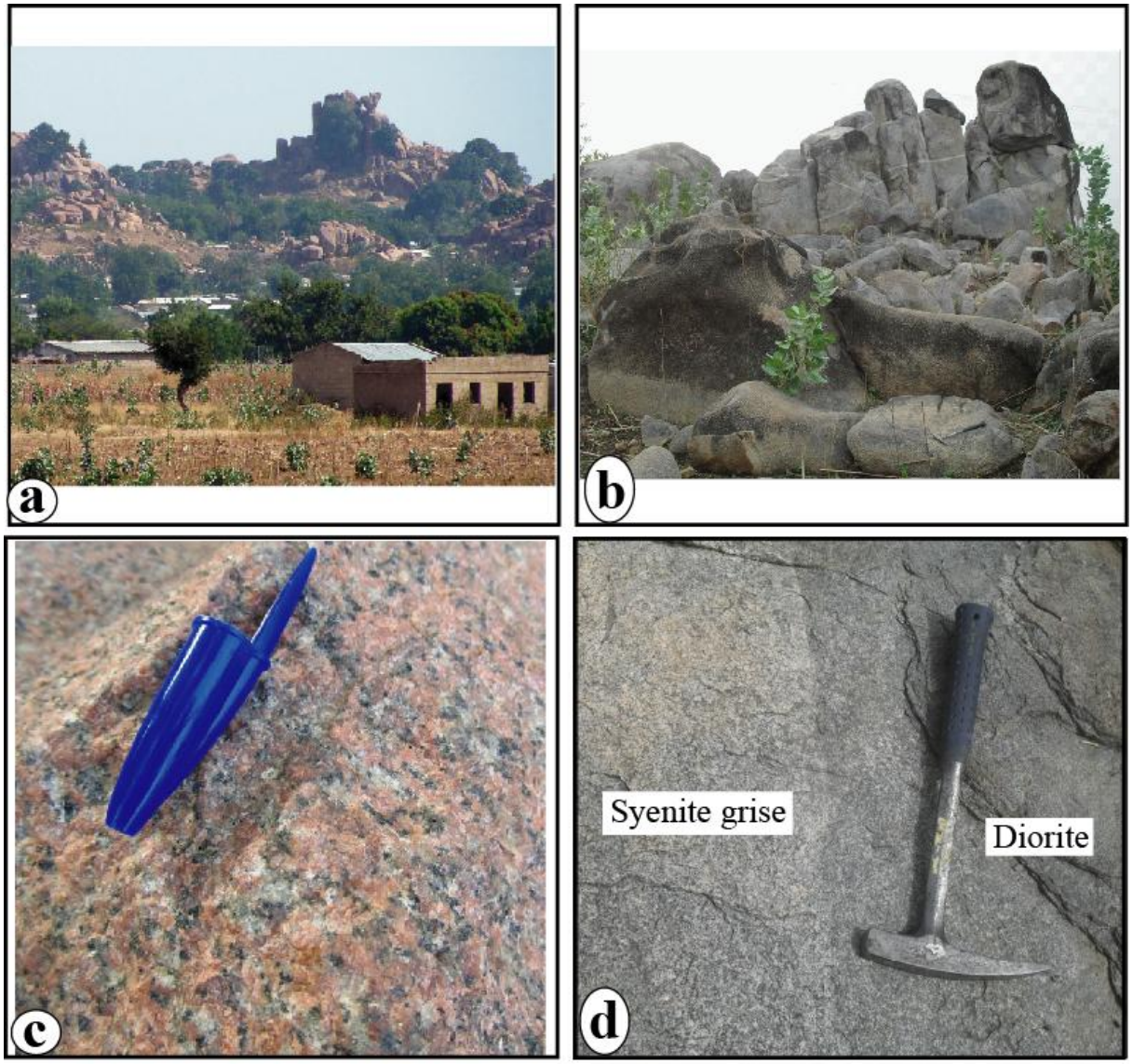


Figure 4.1. Aspects macroscopiques des principaux faciès du pluton de Guider. **a** : affleurement en blocs chaotiques du pluton syénitique (centre ville de Guider). **b** : affleurement en amas de blocs rocheux de la diorite quartzifère à proximité de l'ENIEG (Ecole Normale des Instituteurs de l'Enseignement Général) de Guider**. c** : aspect macroscopique de la syénite quartzifère rose (quartier Soulkata). **d** : syénite quartzifère grise au contact de la diorite quartzifère ; noter le contact magmatique franc entre les deux faciès (à proximité de l'ENIEG de Guider).

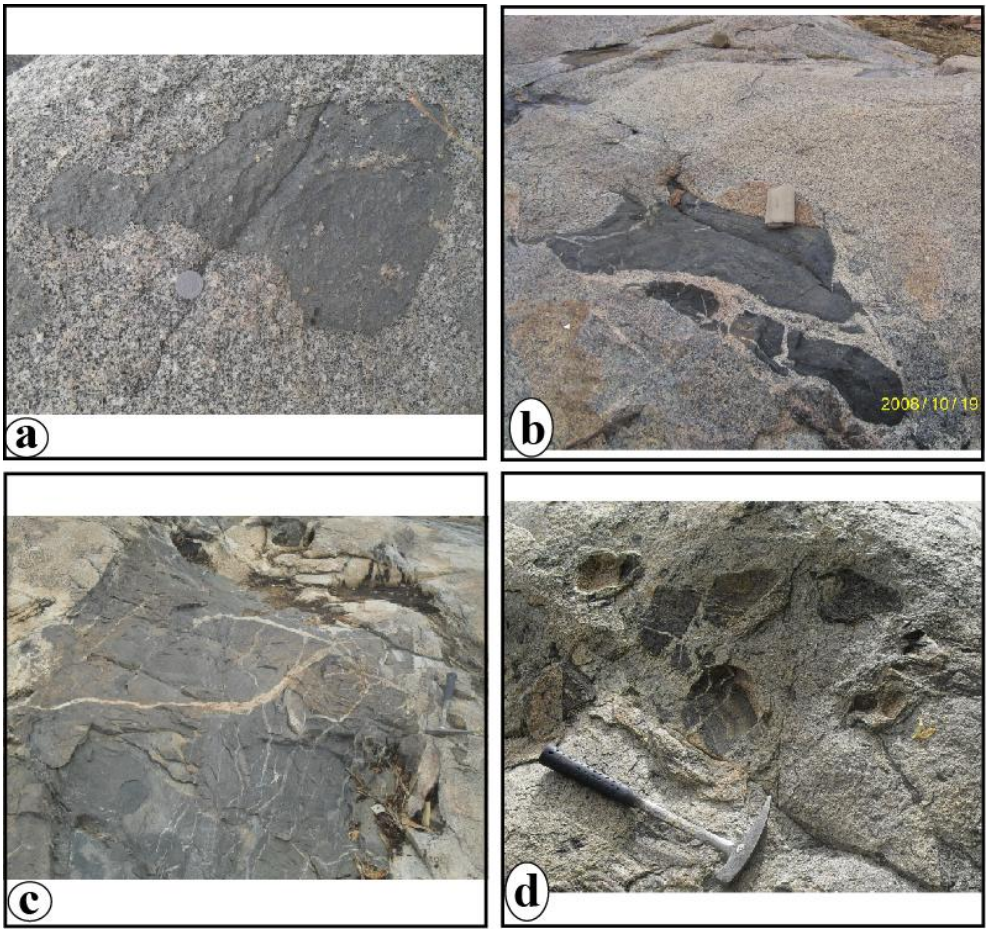


Figure 4.2. Enclaves dans le pluton de Guider. **a** : enclave de diorite à contour lobé dans la syénite quartzifère grise, à proximité de l'affleurement de diorite quartzifère (près de l'ENIEG de Guider). **b** : enclave mélanocrate à grain fin dans la syénite quartzifère grise (près de l'Ecole Primaire Chinoise de Guider). **c** : enclave mélanocrate à grain fin dans la syénite quartzifère rose ; noter les veines syénitiques parcourant l'enclave (lieu dit « Tchékeyi Police »). **d** : xénolithes d'orthogneiss dans la syénite quartzifère grise en bordure orientale du pluton (quartier Bébéré).

I.2. Observations microscopiques

La syénite quartzifère rose est caractérisée par une texture grenue (Fig. 4.4a) constituée de microcline (50-60%), plagioclase (20-30%), quartz (5-10%), biotite (5-15%), ± amphibole, et de minéraux accessoires (~10% ; sphène, allanite, zircon, apatite, monazite et opaques). Au Sud du pluton, on observe localement un faciès à tendance monzonitique, caractérisé par l'absence d'amphibole et l'abondance relative de plagioclase, quartz et minéraux accessoires (allanite, zircon et monazite ; (Fig. 4.4b). Le microcline, parfois perthitique, se présente généralement en grandes plages subautomorphes qui contiennent des inclusions de quartz, d'opaques et de myrmékites au contact du plagioclase. Le plagioclase est de taille variable (0,1 mm - 3 mm) et de forme automorphe à subautomorphe. Le quartz forme des plages monocristallines interstitielles. La biotite, brun-clair à brun foncé, est subautomorphe ou in-

terstitielle et parfois chloritisée. L'amphibole, qui peut également présenter une transformation en chlorite, est pléochroïque (vert brun à vert foncé) et se présente en plages subautomorphes de 1-2 mm, ou en petits cristaux automorphes d'environ 100 µm. Les grandes plages contiennent parfois des inclusions de quartz, apatite, zircon ou opaques.

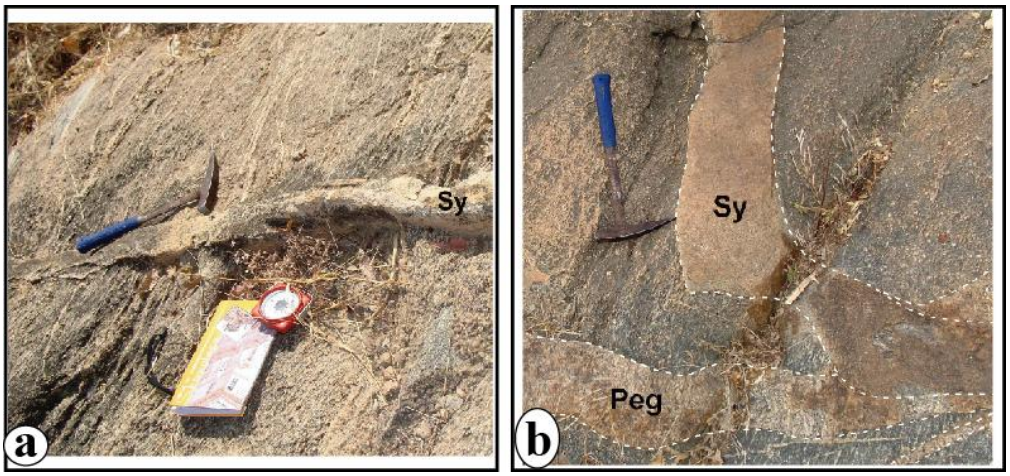


Figure 4.3. Filon de syénite quartzifère rose dans l'encaissant orthogneissique. **a** : filon rectiligne, et **b :** filon plissé de syénite rose dans l'orthogneiss en bordure sud et nord du pluton, respectivement. Sy = syénite ; Peg = pegmatite.

Dans la syénite quartzifère grise, les observations au microscope permettent de distinguer un faciès grenu et un faciès porphyroïde (Figs. 4.4c et d). Le faciès grenu présente une texture hétérogranulaire caractérisée par des plages de microcline entourées de cristaux de biotite et d'amphibole de petite taille. Sur le plan minéralogique, le faciès de syénite quartzifère grise diffère de la syénite quartzifère rose par l'abondance en biotite, amphibole et plagioclase, sa moindre richesse en quartz, et par la présence de rares cristaux de clinopyroxène.

La diorite quartzifère a une texture grenue et quelquefois cumulative. Elle est composée de clinopyroxène, amphibole, biotite, plagioclase, quartz, apatite, opaque et zircon (Fig. 4.4e). Le clinopyroxène est subautomorphe à globuleux, de taille inférieure à 1mm, et de couleur vert pâle, apparaissant souvent en inclusion dans le plagioclase et la biotite. L'amphibole, subautomorphe et pléochroïque (brun-clair à vert-brunâtre), contient des inclusions d'apatite. Certaines amphiboles sont transformées en épidote secondaire. La biotite, pléochroïque, brune à brun-vert, présente de grands cristaux automorphes pouvant atteindre 5 mm de long, et contient de nombreuses inclusions d'apatite. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, de taille variant entre 0,1 et 3 mm. Ces deux derniers minéraux, les plus abondants dans la roche, ont probablement cristallisé à la suite du clinopyroxène et de l'amphibole. Le quartz est in-

terstitiel, l'apatite incolore est omniprésente et de forme prismatique en inclusion dans la biotite. Enfin elle est marquée par une abondance en minéraux opaques.

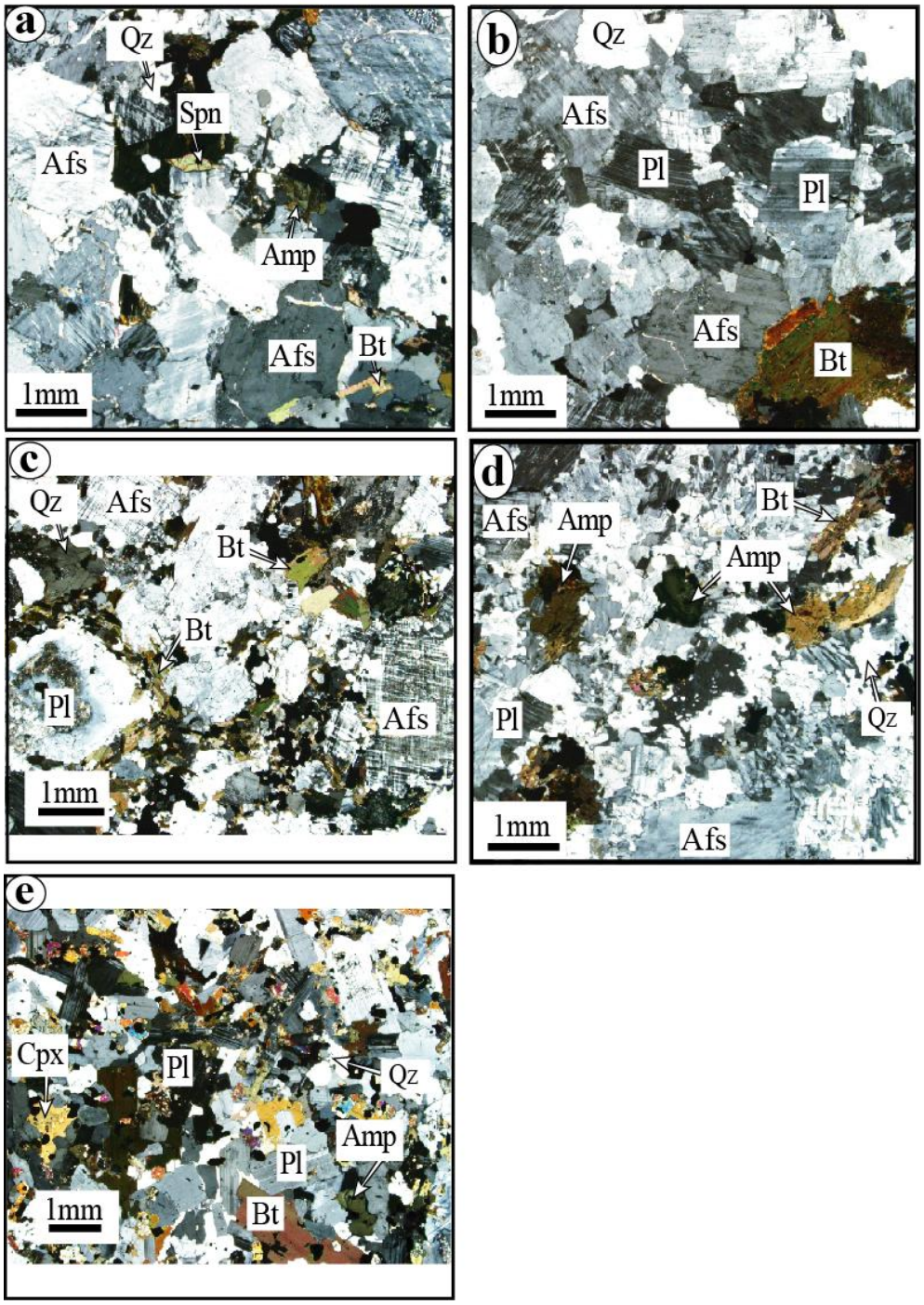


Figure 4.4. Microphotographies de lames minces des principaux faciès du pluton de Guider. **a** : texture grenue de la syénite quartzifère rose (lame 19B). **b** : texture grenue de la syénite à tendance monzonitique (lame 22C). Notez l'abondance relative en plagioclase et quartz. **c** : texture grenue hétérogranulaire de la syénite quartzifère grise (lame 20B). **d** : texture grenue porphyroïde de la syénite quartzifère grise (lame 8B). **e** : texture grenue de la diorite quartzifère. Cpx= clinopyroxène ; Spn= sphène.

II. Le pluton granitique Bossoum-Pologozom

II.1. Affleurement et lithologie

Le pluton Bossoum-Pologozom, à cheval entre les arrondissements de Guider et de Mayo-Oulo, est situé à environ 15 km à l'Ouest du pluton de Guider. Il est l'un des plus grands massifs granitiques sub-ovoïdes qui affleurent dans la partie nord-ouest de la Région « Nord-Cameroun ». Il appartient à une série d'inselbergs alignés en Nord-Sud, localement appelés Hosséré (Fig. 3.1). Ceux que nous avons étudiés, situés au Nord de l'Hosséré Peské Bori, plus ou moins accolés l'un à l'autre, sont l'Hosséré Bossoum (au Nord) et l'Hosséré Pologozom (au Sud) ; les deux sont entièrement séparés par une vallée alluvionnée d'orientation Est-Ouest, de 15 km de long et de 0,3 à 2 km de large. Ces Hossérés se repèrent facilement dans le paysage par leur hauteur (200-300 m) au-dessus de la pénéplaine (450-600 m) et par leur pente abrupte (Fig. 4.5a), affleurant sous forme d'entablements de blocs et de dômes rocheux (Fig. 4.5b, c).

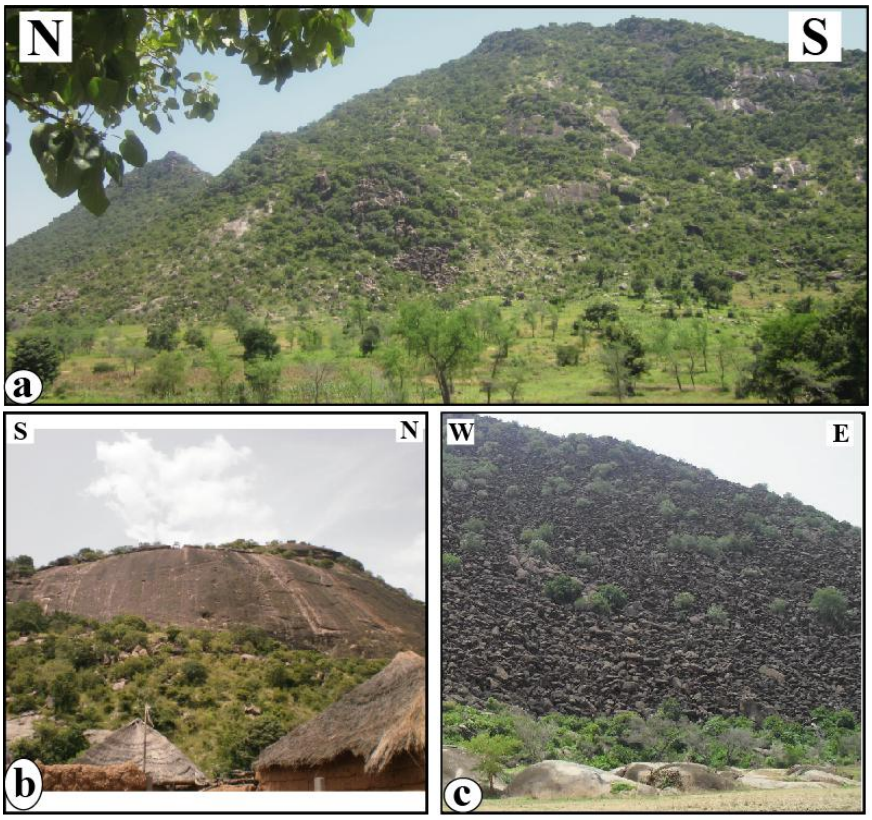


Figure 4.5. Affleurements du pluton de Bossoum-Pologozom. **a :** sur le flanc ouest du Hosseré Pologozom (village de Houloum).; **b :** affleurement en dôme sur le flanc oriental du Hosseré Bossoum (village de Dafa). **c :** entablement de blocs rocheux sur le flanc sud du Hosseré Pologozom (village Ndili).

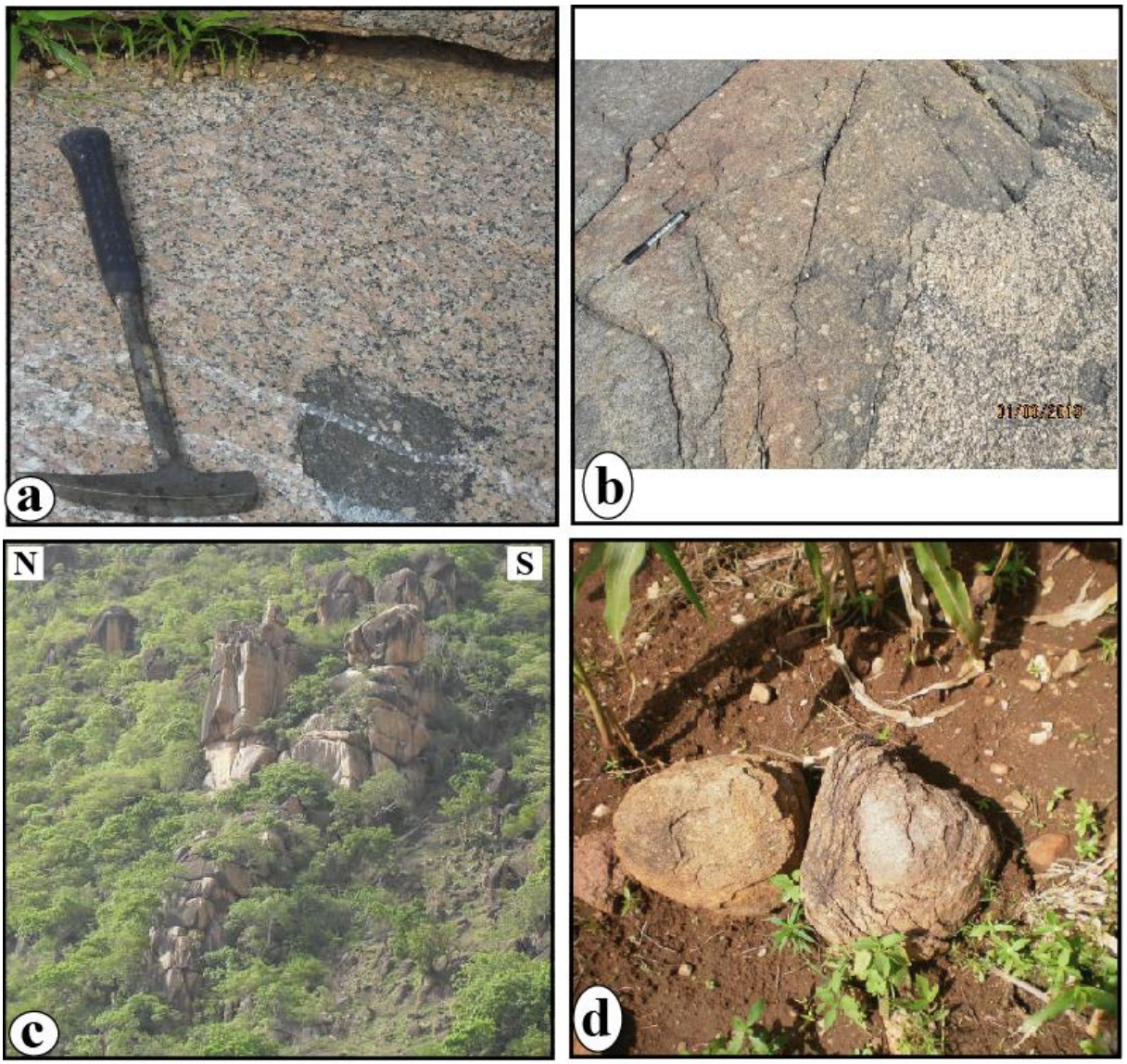


Figure 4.6. Aspects macroscopiques des principaux faciès du pluton de Bossoum-Pologozom. **a :** syénogranite à structure porphyroïde contenant une enclave de syénite mésocrate. **b :** syénite mésocrate au contact du syénogranite ; noter la présence de phénocristaux de feldspath alcalin dans la syénite mésocrate et le contact franc et « mou » entre les deux faciès. **c :** découpage du syénogranite en blocs parallélépipédiques (bordure ouest de Bossoum, Mayo-Oulo). **d :** altération en pelure d'oignon de la syénite mésocrate (CETIC de Mayo-Oulo).

Les deux Hosserés de Bossoum et de Pologozom, considérés comme formant un seul pluton appelé pluton de Bossoum-Pologozom, forment un ensemble sub-ovoïde faiblement allongé selon E-W et couvrant une superficie d'environ 95 km^2 (Fig. 3.1). Le pluton est essentiellement composé de syénogranite et de syénite mésocrate. Le faciès syénogranitique, qui représente la quasi-totalité de l'affleurement, a une couleur rose et un grain grossier dominé

par des phénocristaux de feldspath alcalin (Fig. 4.6a). La syénite mésocrate, qui affleure localement en bordure des massifs, s'identifie par sa couleur sombre et par son grain moyen. Au voisinage du faciès principal, elle présente souvent des phénocristaux de feldspath alcalin (Fig. 4.6b). Le contact entre les deux faciès est franc, bien que non tranché (Fig. 4.6b), et des enclaves de syénite mésocrate à contour arrondi sont fréquentes dans le syénogranite (Fig. 4.7a). Sur le terrain, le syénogranite est diaclasé, découpé en blocs sub-parallélépipédiques (Fig. 4.6c), alors que le faciès mélanocrate a des formes arrondies, présentant une altération en écailles ou en pelures d'oignon (Fig. 4.6d). Sur les bordures du pluton, on observe très localement un faciès granitique mésocrate, tardif, de couleur grise et à grain fin, recoupant à l'emporte-pièce aussi bien le syénogranite que la syénite mésocrate (Fig. 4.7b, c).

Au Nord et à l'Ouest du pluton, le syénogranite de Bossoum-Pologozom recoupe très franchement son encaissant orthogneissique. A proximité du contact, il s'insinue sous forme de filons parallèles (Fig. 3.2e) ou sécants sur la foliation de l'orthogneiss. Par ailleurs, ce dernier se présente parfois en xénolithes dans le syénogranite (Fig. 4.8a, b). Par ailleurs, sur sa bordure occidentale, le pluton de Bossoum-Pologozom présente une foliation à tendance orthogneissique, subverticale et orientée NNE-SSW à NE-SW (Fig. 4.8d). En revanche, à l'Est et au Sud, les relations avec les granites syn-tectoniques de l'encaissant sont moins franches. Le contraste de viscosité, et donc thermique, avec le granite syntectonique semble donc beaucoup moins marqué. On y observe de rares enclaves de granite syntectonique à grain fin, allongées NE-SW (Fig. 4.8c). Par ailleurs sur cette bordure orientale du pluton, la foliation est franchement magmatique, soulignée par l'alignement des porphyroclastes de feldspath alcalin et des enclaves allongées de syénite mésocrate (Fig. 4.8e, f).

II.2. Observations au microscope

Le syénogranite présente une texture grenue porphyroïde, parfois grenue hétérogranulaire (Fig. 4.9a, b), et est composé d'amphibole, biotite, microcline, quartz, plagioclase, et accessoirement de zircon, allanite, apatite, sphène et minéraux opaques. L'amphibole est abondante, en larges cristaux (1 à 2 mm) automorphes à subautomorphes. La biotite est subautomorphe, brune et fortement pléochroïque ; dans certains échantillons, elle est partiellement remplacée par la chlorite. Les minéraux ferromagnésiens (amphibole et biotite) montrent fréquemment des inclusions d'opaques dans les plans de clivage (Fig. 4.9c). Le microcline, très perthitique et pœcilitique, est le minéral dominant. Il apparaît généralement sous forme de

larges cristaux xénomorphe contenant des inclusions de biotite, quartz et plagioclase automorphe (Fig. 4.9d). Le plagioclase est automorphe à sub-automorphe, et apparaît parfois ployé. Le quartz se présente sous forme de larges grains ou agrégats de grains dans les espaces interstitiels. Il montre régulièrement une sous-structure en damier. Des myrmékites se développent en périphérie du feldspath alcalin, au contact du quartz ou du plagioclase (Fig. 4.9f). Le zircon, très abondant, s'observe en inclusion dans les cristaux d'amphibole et de biotite où il est associé aux minéraux opaques. Il se présente aussi en gros cristaux libre de taille allant jusqu'à près de 400 µm.

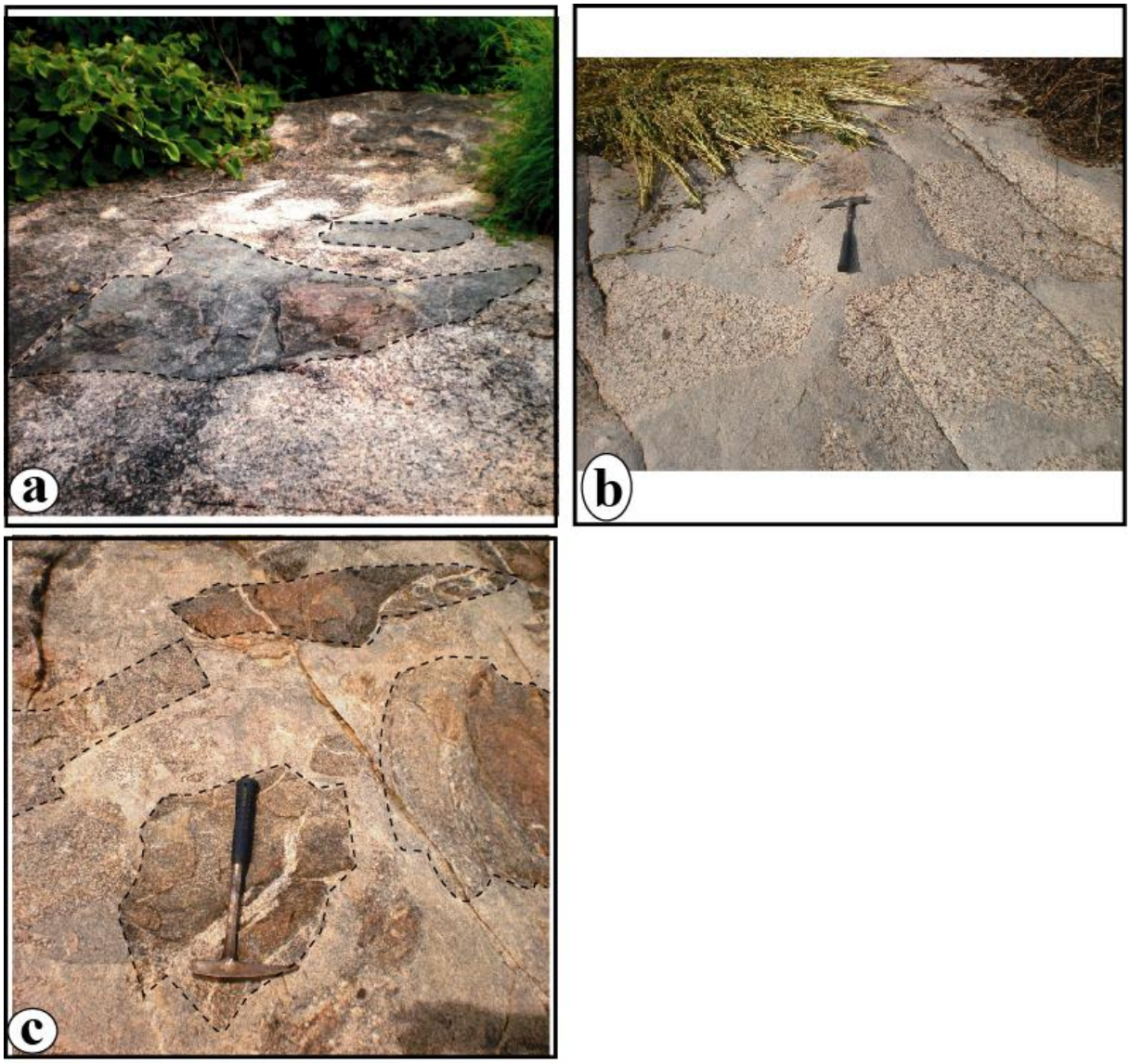


Figure 4.7. Enclave dans le Pluton de Bossoum-Pologozom. **a :** enclave de syénite mésocrate dans le syénogranite. **b :** enclaves de syénogranite, et **c :** de syénite mésocrate dans le faciès de granite gris tardif, la forme anguleuse de ces dernières indique l'existence d'une importante différence de viscosité lors du contact entre syénite mésocrate et granite gris tardif.

Figure 4.8. Relation du pluton de Bossoum-Pologozom avec les roches encaissantes. **a :** au Nord, contact entre syénogranite et orthogneiss. **b :** enclaves d'orthogneiss dans le syénogranite. **c :** enclaves de granite syn-tectonique à grain fin dans le syénogranite. La foliation magmatique est soulignée par des porphyroclastes de feldspath alcalin dans le syénogranite **(d)** et la syénite mésocrate **(e)**, et par des schlierens dans le syénogranite **(f)**.

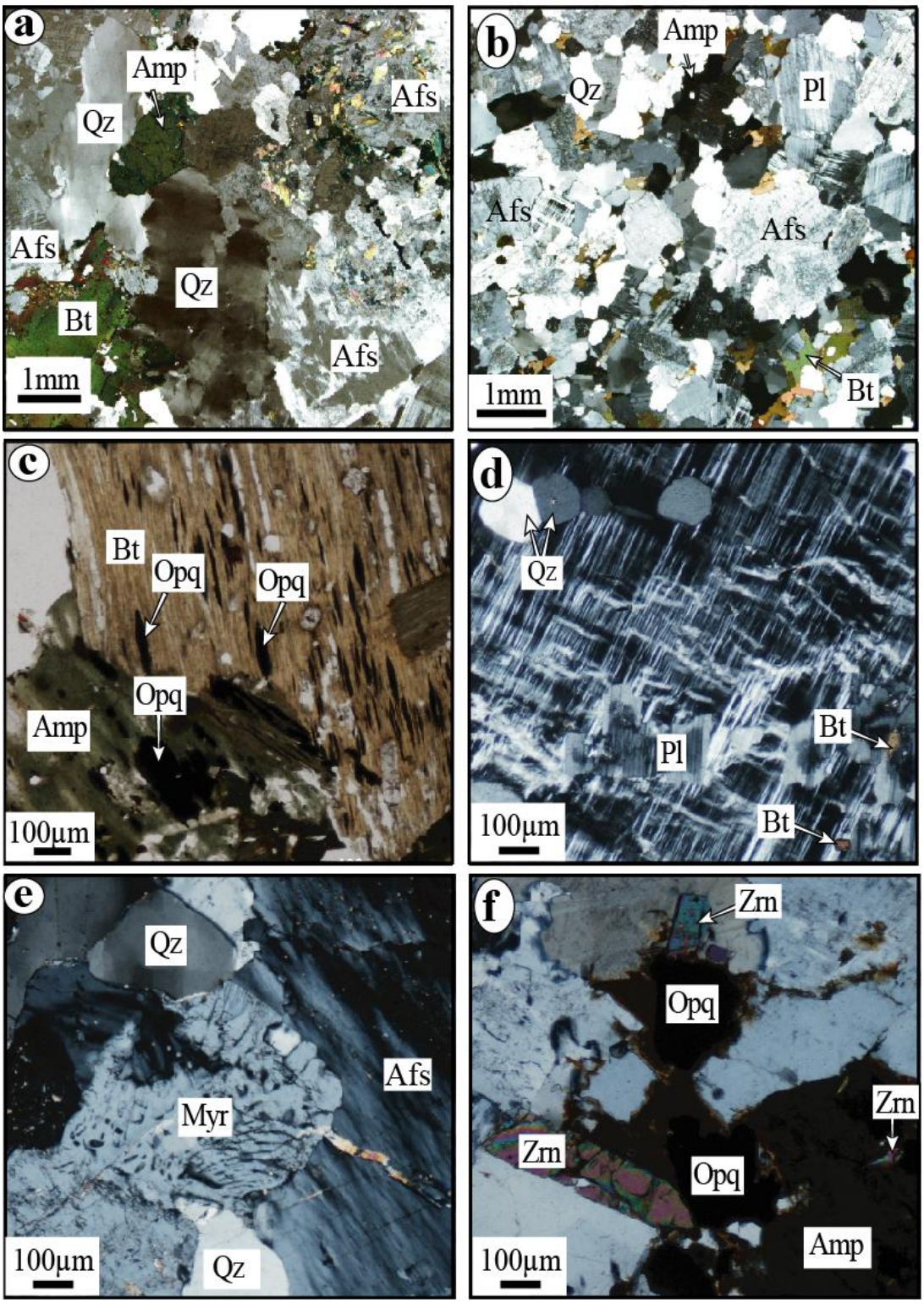


Figure 4.9. Microphotographies du syénogranite du pluton de Bossoum-Pologozom. **a :** texture grenue porphyroïde (lame 65A, LPA) et **b :** grenue hétérogranulaire (lame 136B, LPA). **c :** minéraux opaques en inclusion dans les plans de clivages de la biotite et de l'amphibole (lame 136B, LPNA). **d :** inclusions de quartz, plagioclase et biotite dans un microcline perthitique (lame 167A, LPA). **e :** bourgeonnement de myrmékite au voisinage microcline-quartz (lame 135B, LPA). **f :** cristaux de zircons au voisinage d'opaques et zircon en inclusion dans l'amphibole (lame 167A, LPA). Myr= myrmékite ; Opq= opaque ; Zrn= Zircon

La syénite mésocrate est grenue à grenue porphyroïde (Fig. 4.10a, b), due à la présence de grandes plages de biotite et de phénocristaux de microcline perthitique, notamment pour les échantillons prélevés à proximité des contacts avec le syénogranite banal. Par rapport à cette dernière, la syénite mésocrate se distingue par son abondance en biotite, par la rareté en quartz et la présence de clinopyroxène. Ce dernier se présente généralement sous forme de petits cristaux (quelques centaines de microns) sub-automorphes, de couleur jaune clair, parfois partiellement transformés en amphibole (Fig. 4.10b). Excepté la présence du clinopyroxène, et bien que les proportions minérales soient différentes, la syénite mésocrate présente un assemble minéralogique identique à celui du syénogranite.

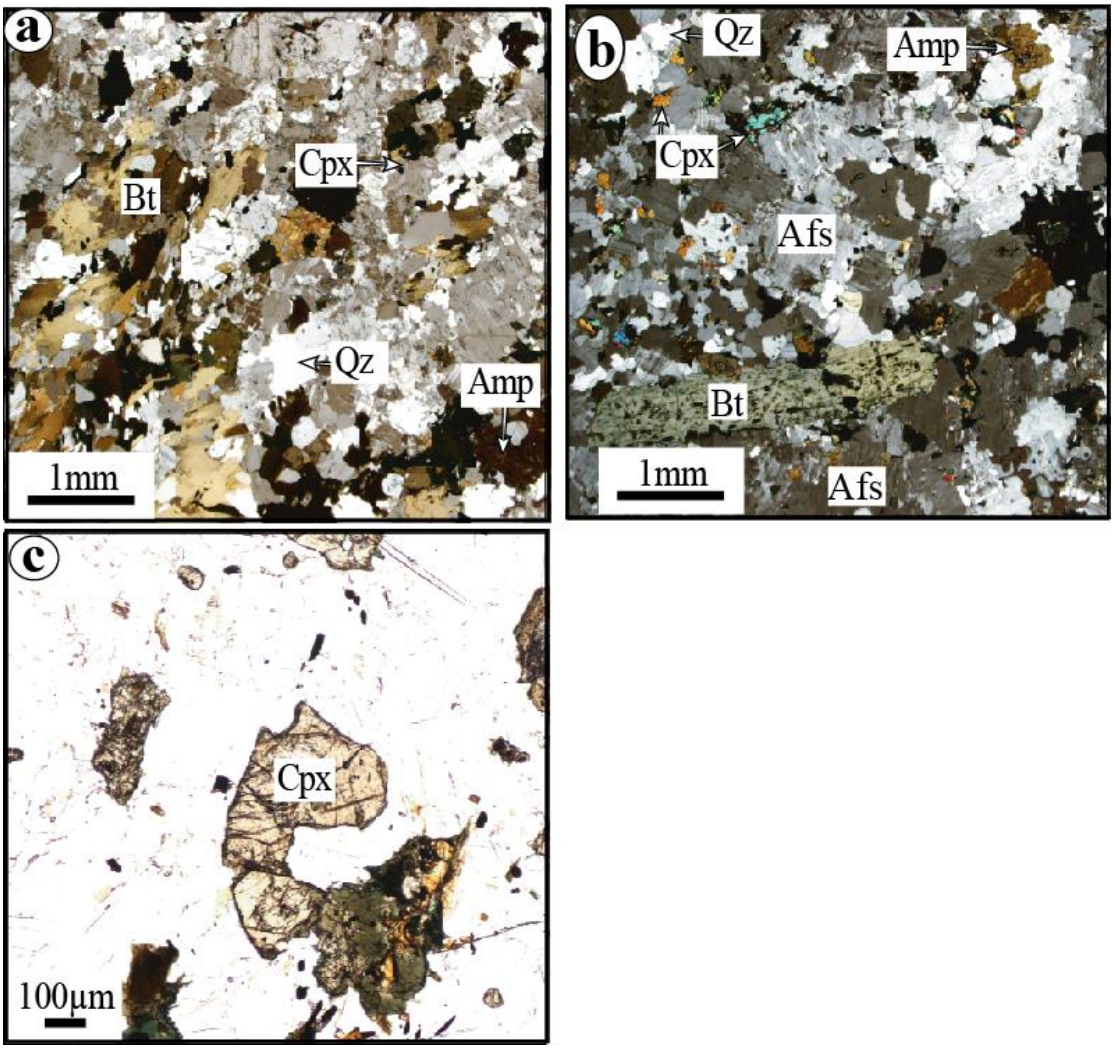


Figure 4.10 : Microphotographies de lames minces de la syénite mésocrate. **a :** texture grenue hétérogranulaire (lame 108B, LPA). **b :** texture grenue porphyroïde avec de grandes plages de biotite chloritisée (lame 135C, LPA). **c)** clinopyroxène en cours d'altération en amphibole (lame 135C, LPNA).

III. Minéralogie

L'étude minéralogique ne concerne que les minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène, amphibole, biotite) et le plagioclase des principaux faciès du pluton de Guider et du pluton Bossoum-Pologozom, dont 7 échantillons représentatifs ont été analysés. Il s'agit des échantillons : 19C (syénite rose), 6B (syénite grise) et 82C (diorite) du pluton de Guider et, 65A, 135A, 165A, 167B (syénogranite) et 135C (syénite mésocrate) pour celui de Bossoum-Pologozom. Les données de microanalyses et formules structurales sont présentées dans les Tableaux 4.1, à 4.4 (Annexes chapitre 4.1).

III.1. Clinopyroxène

Selon la classification de Morimoto *et al.* (1988), les clinopyroxènes dans la diorite du pluton de Guider et la syénite mésocrate du pluton Bossoum-Pologozom sont ferromagnésiens calciques et se distinguent principalement par leurs rapports X_{Mg} ($Mg^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+}$) plus élevés dans la diorite quartzifère (X_{Mg} = 0,73-0,65) que dans la syénite mésocrate (X_{Mg} = 0,22-0,18). Il s'agit du diopside magnésien ou de l'augite magnésienne dans la diorite quartzifère de Guider (Fig. 4.11) et de l'hédenbergite ou de l'augite ferrifère dans la syénite mésocrate de Bossoum-Pologozom.

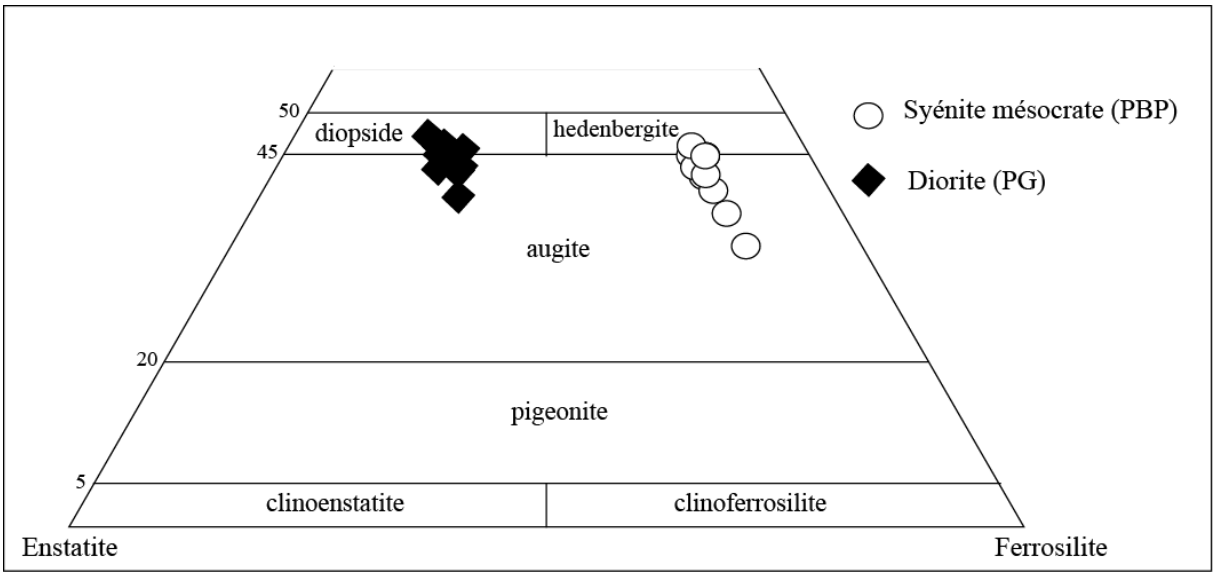


Figure 4.11. Classification des clinopyroxènes de la syénite mésocrate du pluton Bossoum-Pologozom (PBP) et de la diorite du pluton de Guider (PG), selon Morimoto *et al.* (1988).

III.2. Amphiboles

Les données des amphiboles (selon la classification de Leake *et al*., 1997), sont représentées en figures 4.12a et b. Pour le pluton de Guider, l'amphibole dans la syénite quartzifère rose ($0,61 \leq X_{Mg} \leq 0,69$), dans la syénite quartzifère grise ($0,64 \leq X_{Mg} \leq 0,75$) et dans la diorite quartzifère ($0,66 \leq X_{Mg} \leq 0,72$) est une magnésio-hornblende. Pour le pluton de Bossoum-Pologozom, les amphiboles correspondent à des ferro-édenites et des hastingsites pour ses deux faciès, et localement à des ferro-hornblendes pour la syénogranite. Leurs rapports X_{Mg} faibles (syénogranite : X_{Mg} = 0,18-0,14; syénite mésocrate : X_{Mg} = 0,19-0,18) sont typiques des amphiboles ayant cristallisé dans des conditions de faible fugacité d'oxygène (Anderson and Smith, 1995).

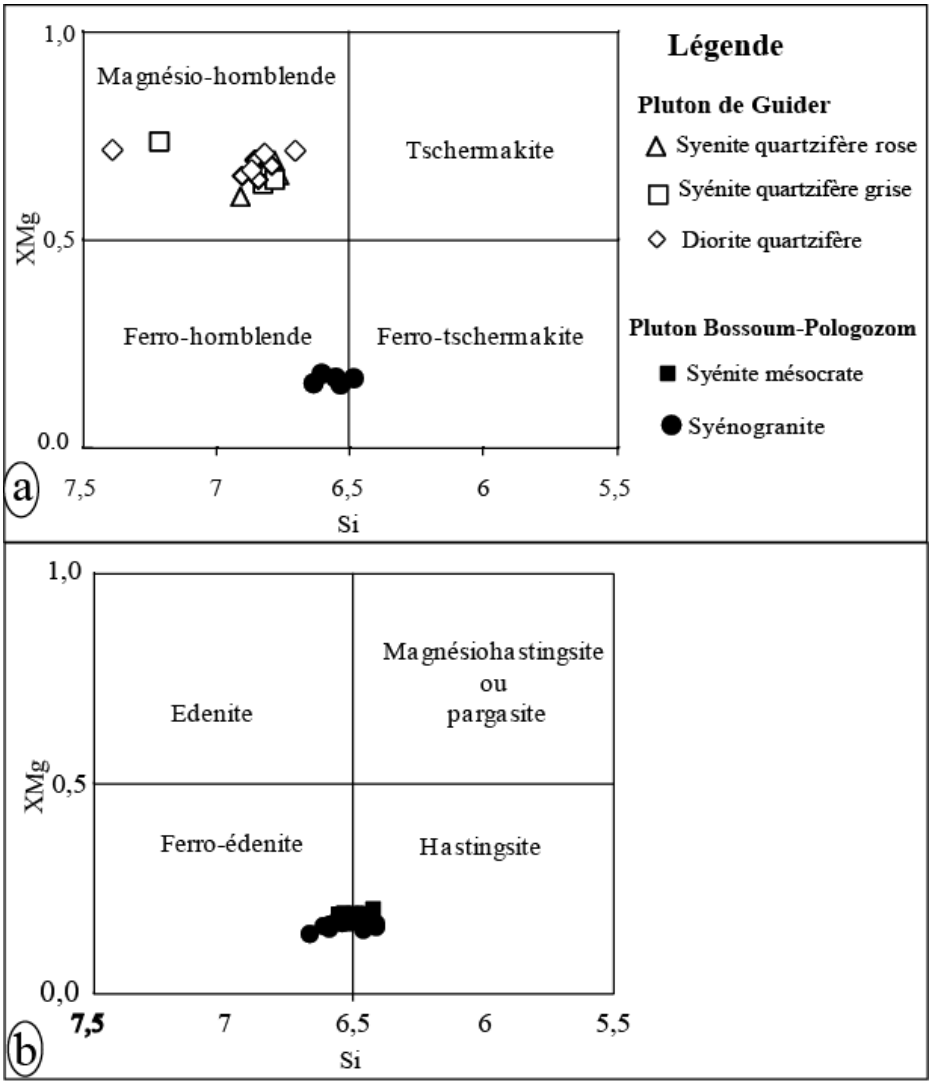


Figure 4.12. Classification des amphiboles selon Leake *et al.* (1997). **a** : Paramètre : $Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$ et $Ca_A < 0,5$. **b** : Paramètre : $Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A \geq 0,5$ et Ti < 0,5.

III.3. Biotite

Les données concernant la biotite sont représentées dans le diagramme de la figure 4.13. Dans les deux plutons, il s'agit de biotite au sens strict. Pour le pluton de Guider, la biotite est magnésienne dans la syénite quartzifère rose et la syénite quartzifère grise ($0,57 \leq X_{Mg} \leq 0,60$), et intermédiaire dans la diorite quartzifère ($0,47 \leq X_{Mg} \leq 0,51$). Pour les faciès du pluton de Bossoum-Pologozom, les biotites sont toutes ferrifères ($0,14 \leq X_{Mg} \leq 0,21$) et bien regroupés dans le diagramme Al^{IV} vs XMg (Fig. 4.13).

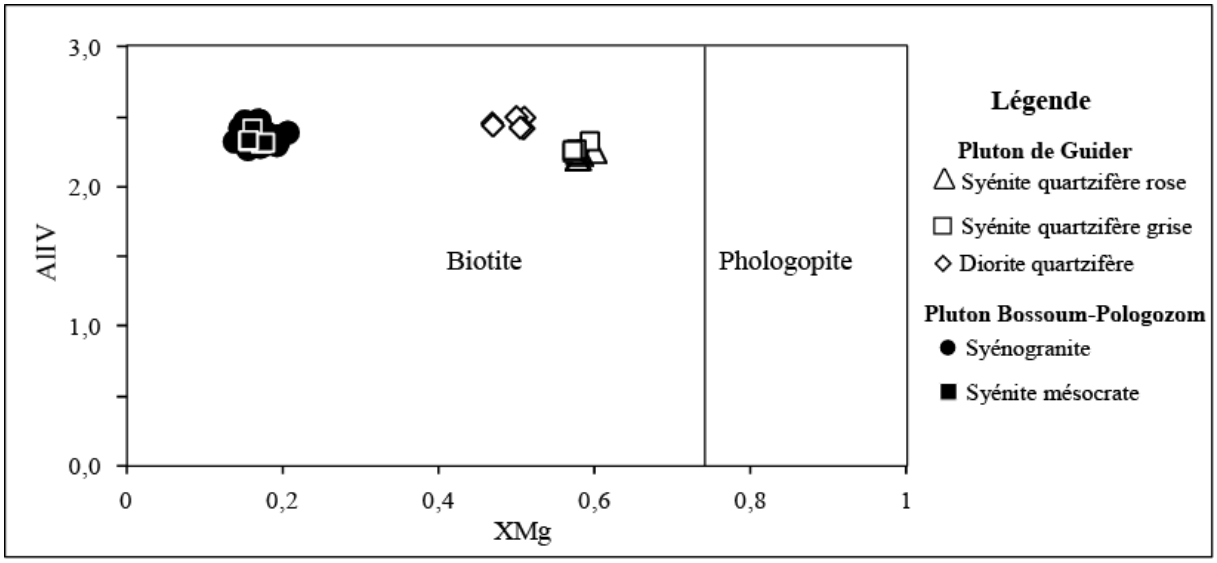


Figure 4.13. Diagramme de classification des biotites des Pluton de Guider et de Bossoum-Pologozom.

III.4. Plagioclase

La composition des plagioclases des principaux faciès du pluton Bossoum-Pologozom varie peu et correspond majoritairement à des oligoclases (An_{16-9}). Dans les faciès du pluton de Guider, ils sont plus calciques et leurs composition varie entre oligoclase et andésine (An_{38-17}). Dans la syénite quartzifère rose, la composition des plagioclases est An_{34-22}, dans la syénite quartzifère grise elle est An_{31-30}, et dans la diorite quartzifère An_{29-26}.

IV. Géochimie

IV.1. Echantillonnage et analyse

Des échantillons représentatifs des principaux faciès, prélevés sur différents sites des plutons de Guider et Bossoum-Pologozom (Fig.4.14), ont fait l'objet d'analyses géochimiques. Il s'agit de 12 échantillons du pluton de Guider, dont 3 de la diorite quartzifère, 3 de la syénite grise et 6 de la syénite rose ; et de 11 échantillons du pluton de Bossoum-Pologozom, dont 7 du syénogranite et 4 de la syénite mésocrate. Onze échantillons ont été analysés au CRPG de Nancy en France (10 pour éléments majeurs, traces et REE, et 1 pour éléments majeurs uniquement) et 12 autres (éléments majeurs, traces et REE) ont été analysés au laboratoire ASL Global (Séville, Espagne). Les résultats de ces analyses sont reportés dans les tableaux 4.5 et 4.6 (Annexes chapitre 4).

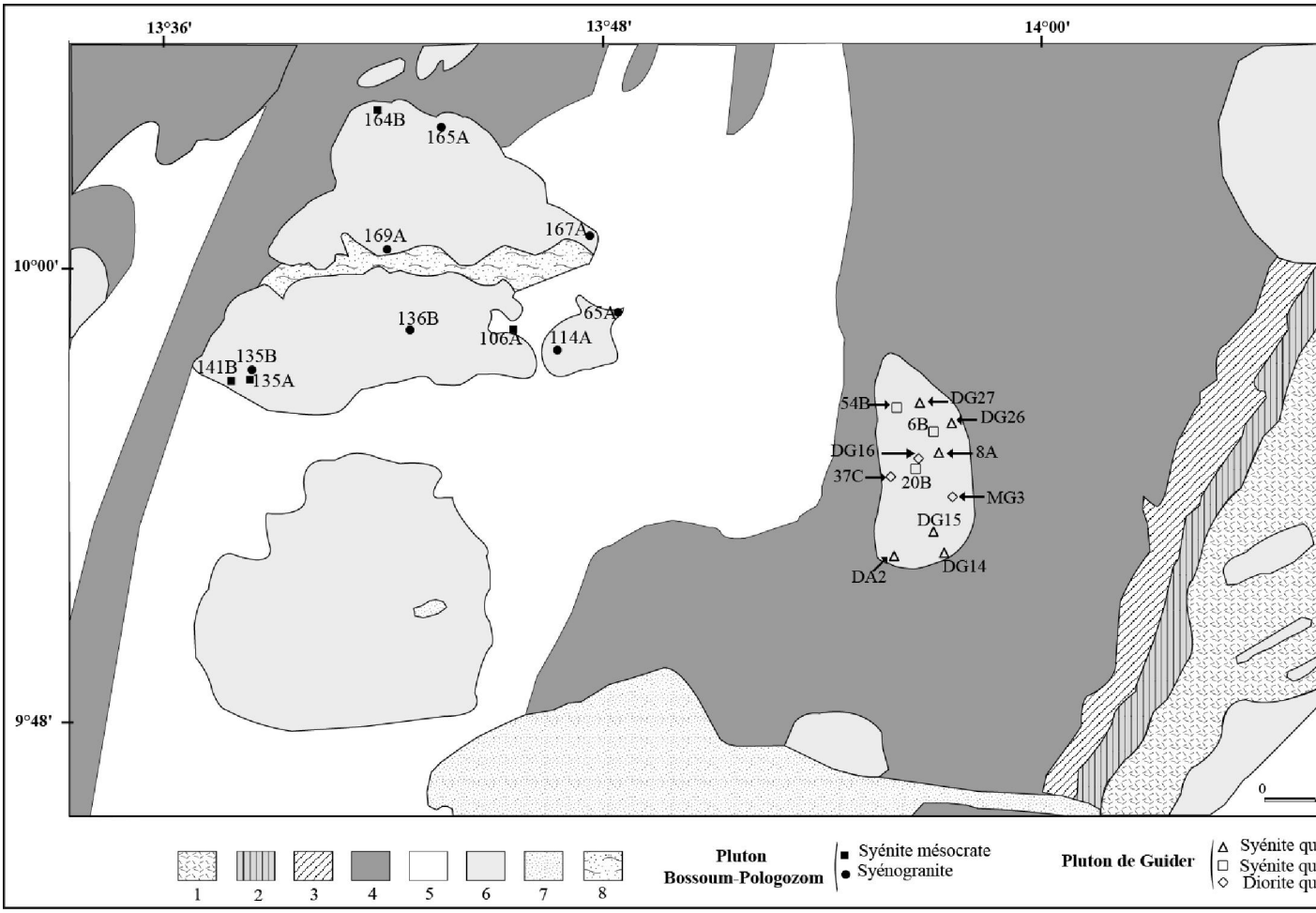


Figure 4.14. Carte d'échantillonnage géochimique.

IV.2. Eléments majeurs et classification des roches

IV.2.1. Le pluton de Guider

Les compositions en silice des roches du pluton de Guider varient des termes basiques, représentés par la diorite quartzifère (SiO_2 : 51,8 - 53,4%), à des termes intermédiaires et acides, représentés par la syénite grise (SiO_2 : 58,8 - 61,9%) et la syénite rose (SiO_2 : 60,5 - 69,3%). On note une discontinuité entre la diorite quartzifère et les syénites grise et rose d'une part, et le recouvrement partiel de la teneur en silice de ces dernières, d'autre part.

Dans le diagramme $K_2O + Na_2O$ *vs*. SiO_2 (Fig. 4.15a), selon la classification de Middlemost (1997), les faciès du pluton de Guider se situent tous dans le champ des roches trans-alcalines. D'après le diagramme $Na_2O + K_2O$ - CaO (MALI) *vs*. SiO_2 (Fig. 4.15b) de Frost et Frost (2011) la diorite quartzifère et les syénites sont toutes alcalines, excepté un échantillon de diorite quartzifère (MG3). Enfin, le rapport A/CNK (Al_2O_3/(CaO +K_2O+Na_2O) en nombre de moles (Fig. 4.15c) varie de 0,79 à 0,85 pour la diorite quartzifère, de 0,85 à 0,95 pour la syénite grise, et de 0,97 à 1,16 pour la syénite rose. Diorite quartzifère et de syénite grise sont donc méta-alumineuse alors que la syénite rose est méta-alumineuse à hyper-alumineuse. C'est la syénite rose marquée par une pétrographie à tendance monzonitique (enrichie en plagioclase et sans amphibole) qui est à caractère hyper-alumineux, une caractéristique suggérant la possibilité d'une contamination crustale au sein du pluton de Guider.

Dans le diagramme de FeO / FeO + MgO *vs*. SiO_2 de Frost *et al.* (2001), les faciès du pluton de Guider donnent une distribution disparate : la diorite quartzifère est essentiellement magnésienne, la syénite grise est à la limite des champs ferrifère et magnésien, et la syénite rose est essentiellement ferrifère (Fig. 4.15d). Mais compte tenu de leurs minéraux ferromagnésiens riches en magnésium (amphibole et biotite $X_{Mg} > 0,5$), on peut les considérer comme transitionnels. D'après les champs de nomenclature définis par Le Maitre (1989) et Middlemost (1997; 4.15e), les échantillons de syénite correspondent essentiellement à des syénites (*s. str.*) et ceux de diorite quartzifère sont des monzodiorites.

Dans les diagrammes de Harker TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO et MnO *vs*.SiO_2 les roches du pluton de Guider montrent des séries approximativement linéaires à corrélation négative avec la silice, avec parfois des ruptures de pente entre faciès de diorite et syénite grise, tandis que

les alcalins montrent une corrélation positive avec la silice. La faible variation de Al_2O_3 (16,45 - 18,87%) ne permet pas de percevoir une quelconque corrélation avec la silice (Fig. 4.16).

IV.2.2. Le pluton de Bossoum-Pologozom

Dans le pluton de Bossoum-Pologozom, la composition en silice des roches va des termes intermédiaires à des termes acides (57,5% - 73,3%). Cette variation est marquée par un hiatus entre le faciès de syénite mésocrate (57,5 - 62,1%) et celui de syénogranite (64,6 - 73,6%). Les deux faciès ont des rapports K_2O/Na_2O supérieurs à 1 et se situent dans le champ des roches trans-alcalines (Fig. 4.15a), selon la classification de Middlemost (1997). Selon celle de Frost et Frost (2011) le faciès de syénite mésocrate et celui de syénogranite sont à dominante alcaline. Le rapport A/CNK ($Al_2O_3/(CaO + K_2O+Na_2O)$ varie de 0,83 à 0,87 pour la syénite mésocrate, et de 0,89 à 1 pour la syénogranite, ce qui leur confère le caractère des roches méta-alumineuses (Fig. 4.15c).

D'après la classification de Frost *et al*. (2001) les roches du pluton de Bossoum-Pologozom sont toutes ferrifères (X_{Fe}>70%), en accord avec la composition de leurs minéraux ferromagnésiens. Reportés dans le diagramme de nomenclature $Na_2O + K_2O$ *vs.* SiO_2 (Le Maitre, 1989 ; Middlemost, 1997 ; Fig. 4.15e), les échantillons de la syénite mésocrate se situent dans le champ des monzonites ou des syénites, alors que ceux du faciès de syénogranite se situent dans le champ des syénites, quartz-monzonites ou même des granites.

Dans les diagrammes de Harker des éléments majeurs, on note que les points représentatifs des faciès de syénite mésocrate et de syénogranite présentent des tendances linéaires à corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO et MnO, et constantes avec les alcalins (Na_2O+K_2O ; K_2O). Ces relations sont compatibles avec une cristallisation fractionnée. Les décroissances en Fe_2O_3, MgO et MnO traduisent la cristallisation fractionnée des premiers minéraux silicatés ferromagnésiens, et celle de TiO_2, des oxydes titanés. Quant à la décroissance en CaO et Al_2O_3, elle est en relation avec la cristallisation du plagioclase.

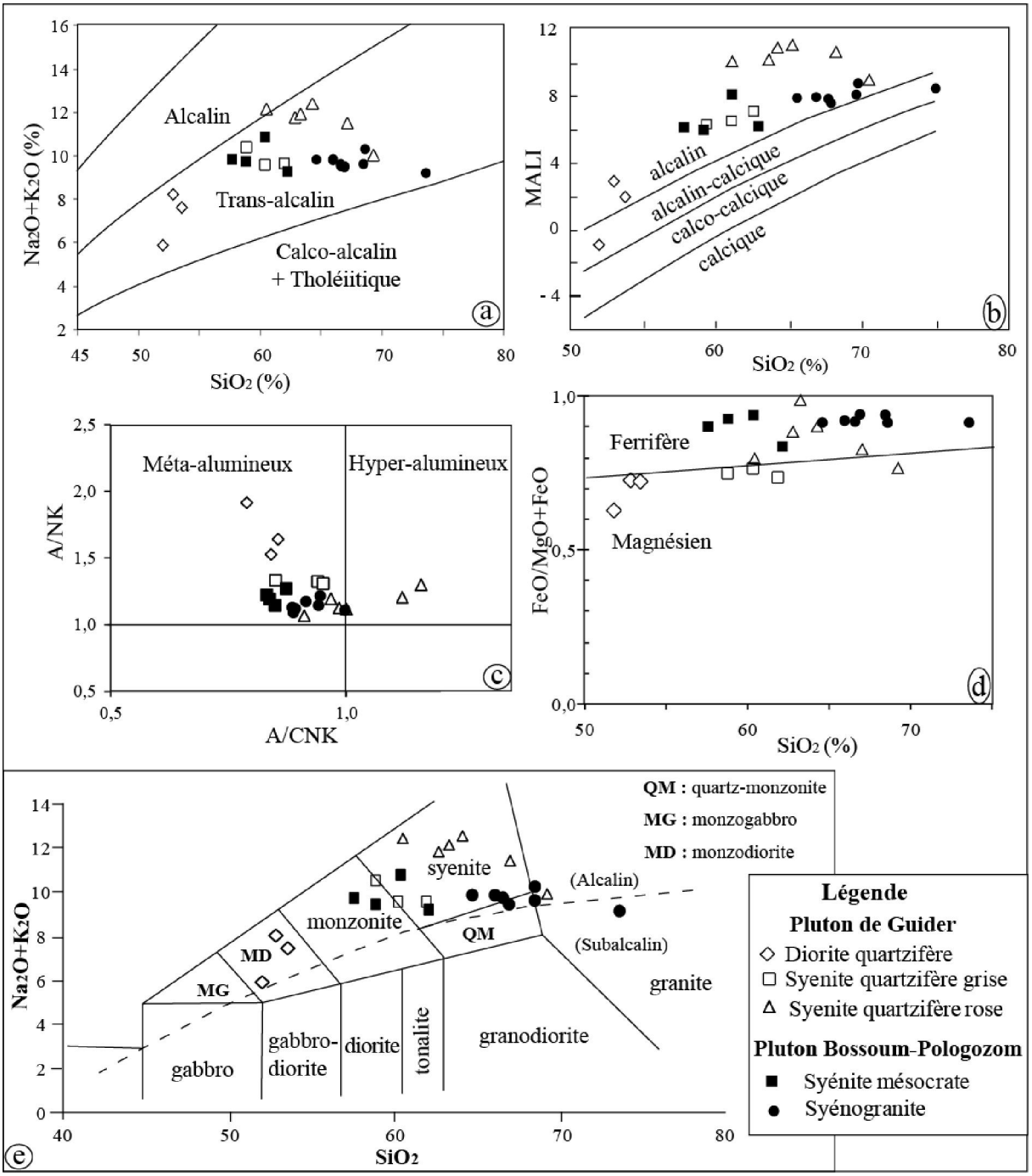


Figure 4.15. Classification des roches des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom. **a** : diagramme Na_2O+K_2O *vs.* SiO_2 d'après Middlemost (1997), montrant la nature trans-alcaline de ces plutons. **b** : diagramme MALI (Modified Alkali Lime Index ; Frost *et al.*, 2001) confirmant la tendance alcaline des deux plutons. **c** : diagramme A/NK *vs.* A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) montrant la nature méta-alumineuse à hyper-alumineuse du pluton de Guider, et méta-alumineuse du pluton Bossoum-Pologozom. **d** : diagramme FeO/FeO+MgO *vs.* SiO_2 (Frost *et al.,* 2001) montrant le caractère magnésien à ferrifère du pluton de Guider, et ferrifère du pluton Bossoum-Pologozom. **e** : Diagramme de nomenclature de ces mêmes roches, selon Le Maitre (1989) et Middlemost (1997).

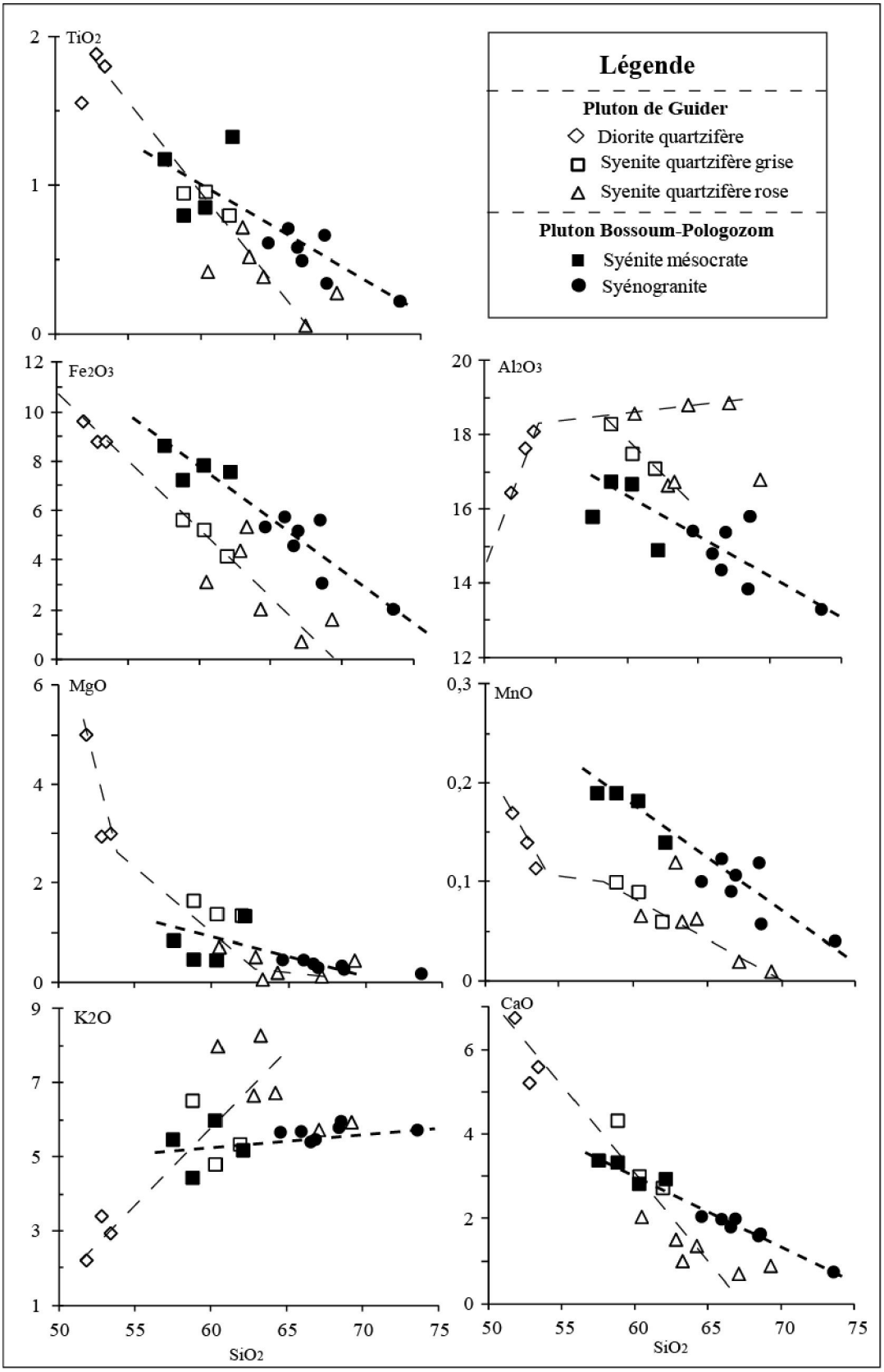


Figure 4.16. Diagramme de Harker des éléments majeurs des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom.

IV 3. Eléments en traces et terres rares

IV.3.1. Le pluton de Guider

Les diagrammes de Harker des éléments en traces sélectionnés (Fig. 4.17) montrent que les points représentatifs des faciès de Guider sont plus ou moins dispersés. La diorite quartzifère et la syénite grise ont des valeurs élevées en Ba (1940 - 2220 ppm et 1695 - 2190 ppm, respectivement), moyennes à élevés en Sr (550 - 901,5 ppm et 473 - 947 ppm, respectivement) et faibles en Rb (43,7 - 69,8 ppm et 84,1 - 129,5 ppm, respectivement). La syénite rose a des valeurs relativement faibles en Ba (195,5 - 525 ppm) et faibles ou moyennes en Sr (76,4 - 353 ppm) et Rb (66,7 - 353 ppm). Les rapports Rb/Sr sont faibles dans la diorite (0,08 - 0,11) et la syénite grise (0,14 - 0,19), mais beaucoup plus élevés (0,80 -3,12) dans la syénite rose. Cela traduit une possible influence métasomatique pour la syénite rose.

Les spectres de terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (selon Sun et Mc Donough, 1989) des différents faciès du pluton de Guider sont présentés dans la figure 4.18. Les diorites et les syénites grises présentent des spectres modérément fractionnés ($(La/Yb)_N$ = 13,04 - 38,58 et 12 - 24,47, respectivement), marqués par des anomalies positives à faiblement négatives en Eu (diorite, Eu/Eu* = 0,92 - 1,63 ; syénite grise Eu/Eu* = 0,87 - 0,93), ce qui exclut par conséquent le fractionnement du plagioclase au cours de leur genèse. Par contre la syénite rose quant à elle, est caractérisée par des spectres très variés, avec des taux de fractionnement extrêmes ($(La/Yb)_N$ = 12,56 - 82,88) et des anomalies en Eu qui varient de très négatives à positives (Eu/Eu* = 0,04 - 1,23), et une teneur très élevée en terres rares (surtout en terres rares légères) sans doute en relation avec l'abondance en minéraux accessoires (allanite, zircon, monazite).

IV.3.2. Le pluton de Bossoum-Pologozom

Dans les diagrammes de Harker des éléments en traces sélectionnés, les faciès du pluton de Bossoum-Pologozom montrent des tendances à corrélation négative avec la silice pour Ba et Sr, et positive pour Rb ainsi que pour Nb et Ta si on élimine les echantillons 141B et 135A de syénite mésocrate. Le Zr et le Th ont une évolution un peu complexe. Le Zr montre une corrélation positive pour la syénite mésocrate et négative pour la syénogranite. Le Th montre plutôt une corrélation positive, mais dans les syénogranites, on note deux lignées. Comparé au faciès de syénogranite, le faciès de syénite mésocrate a des teneurs élevées en Sr et Ba, et faibles en Rb. Quant aux rapports Rb/Sr, ils sont inférieurs à 1 dans la syénite mésocrate, excepté pour l'échantillon 135B (Rb/Sr = 1,18). Pour le syénogranite, ce rapport est inférieur à 1 seulement dans les roches dont les teneurs en silice sont inférieures à 67%, et atteint 3,64 dans les roches les plus enrichies en silice. Par ailleurs, comparées aux roches du pluton de Guider, les roches du pluton de Bossoum-Pologozom ont des teneurs plus élévées en Nb et Ta.

Les spectres de terre rares des deux faciès du pluton de Bossoum-Pologozom (Fig. 4.19), également normalisés aux valeurs chondritiques, présentent quelques différences. Les spectres des syénites mésocrates ont des taux de fractionnement faibles et relativement constants ($(La/Yb)_N$ = 9,38 - 12,58), mais des anomalies en Eu variées, négatives à positives (Eu/Eu* = 0,63 - 2,23). Les syénogranites présentent des spectres de forme assez similaires, avec des taux de fractionnement faibles à modérés ($(La/Yb)_N$ = 6,15 - 25,20) et des anomalies négatives en Eu moyennes à faibles (Eu/Eu* = 0,35 - 0,86). Les anomalies négatives les plus élevées correspondent principalement aux échantillons les plus enrichis en silice et les plus appauvris en Sr, ce qui indique que le fractionnement du feldspath était un processus commun durant l'évolution du magma. Par ailleurs, les anomalies positives signalent les roches à caractère plus ou moins cumulatif (164B3).

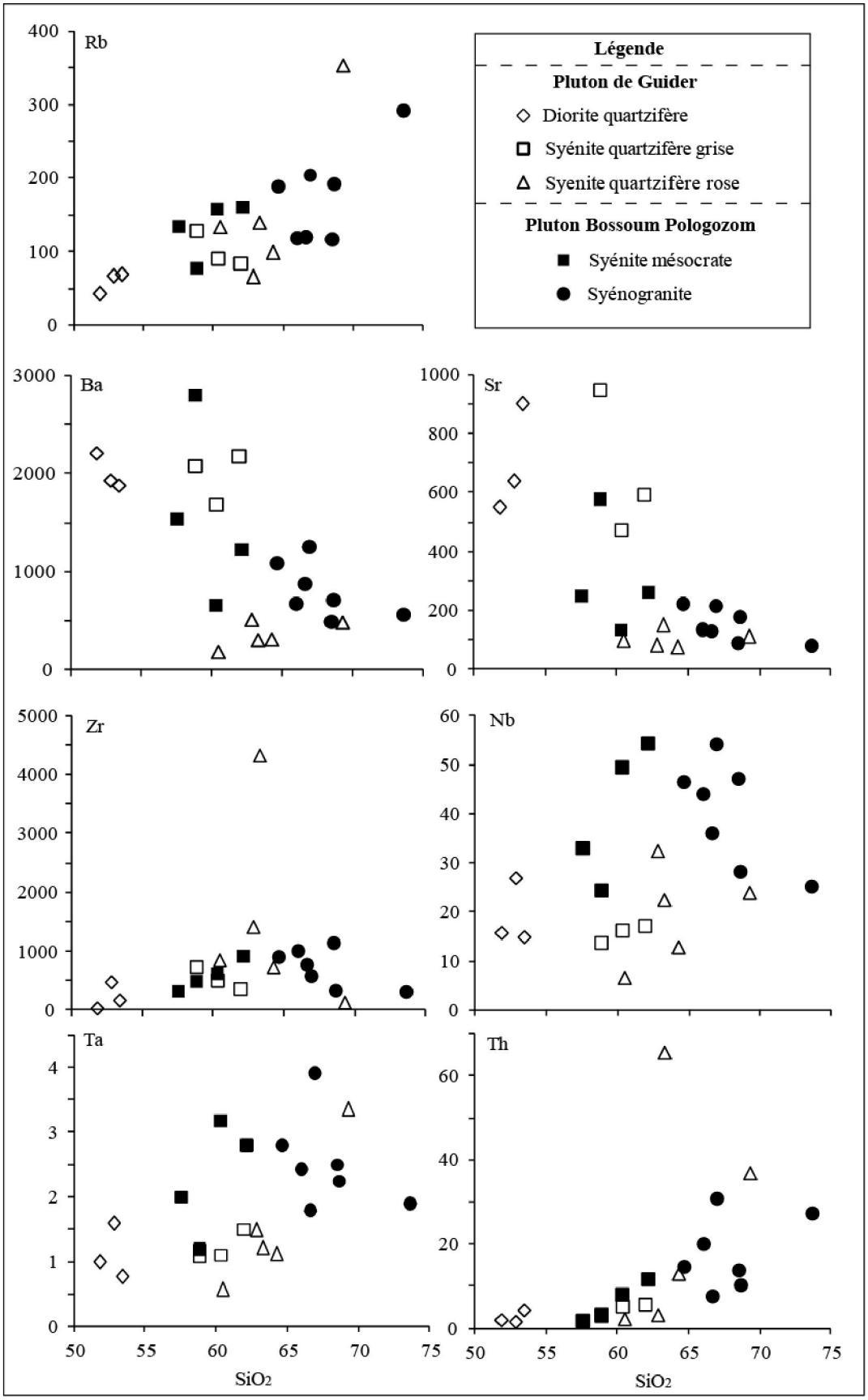


Figure 4.17. Diagramme de Harker des éléments en trace sélectionnés (Ba, Sr et Rb, Zr Nb, Ta et Th).

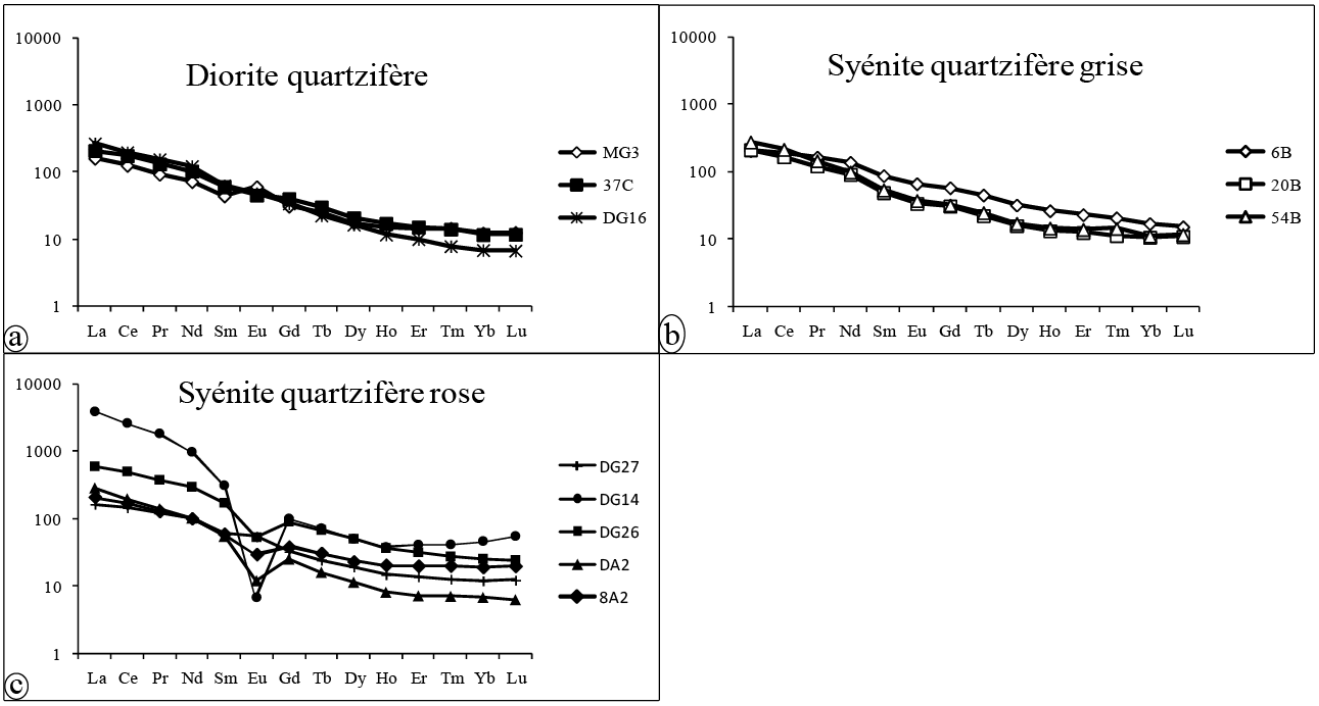


Figure 4.18. Spectres de terres rares du pluton de Guider. **a** : Diorite quartzifère. **b** : Syénite grise quartzifère. **c** : Syénite rose quartzifère

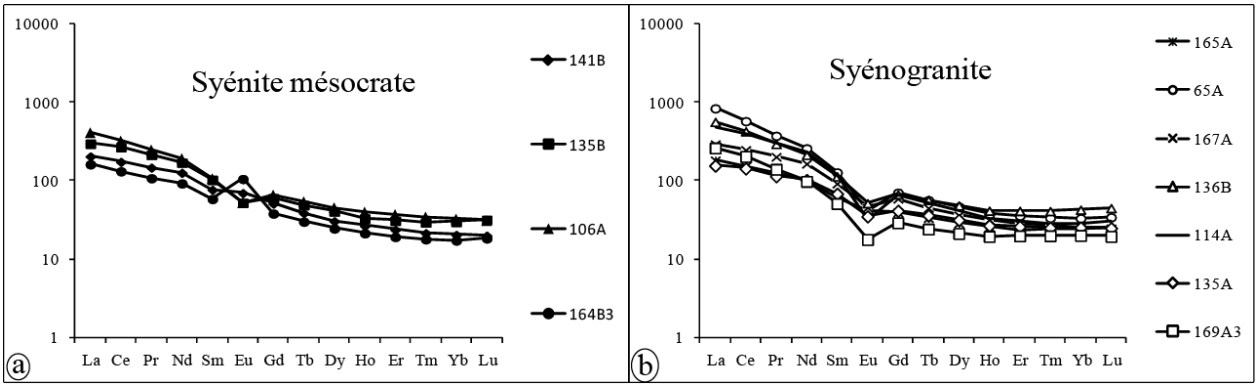


Figure 4.19. Spectres de terres rares du pluton Bossoum-Pologozom. **a** : Syénite mésocrate. **b** : Syénogranite.

CHAPITRE V-

ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNÉTIQUE DES PLUTONS DE GUIDER, DE BOSSOUM-POLOGOZOM ET LEURS ENCAISSANTS

CHAPITRE V

ANALYSE MICROSTRUCTURALE ET FABRIQUE MAGNETIQUE DES PLUTONS DE GUIDER, DE BOSSOUM-POLOGOZOM ET LEURS ENCAISSANTS

I. Le pluton syénitique de Guider et son encaissant orthogneissique

Le pluton de Guider et son encaissant immédiat ont été échantillonnés sur 61 sites, 40 dans le pluton et 21 dans son encaissant (Fig. 5. 1a). Une moyenne de 2,5 carottes a été prélevée par site. Au laboratoire, chaque carotte a été sectionnée au minimum en 2 cylindres, ce qui a permis de collecter au total 334 échantillons orientés, soit en moyenne 5,5 échantillons orientés par site. Ces échantillons, ainsi collectés, ont fait l'objet de mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Les résultats des mesures d'ASM ainsi que les stéréogrammes par site sont reportés dans la planche 5.1 (annexes chapitre 5).

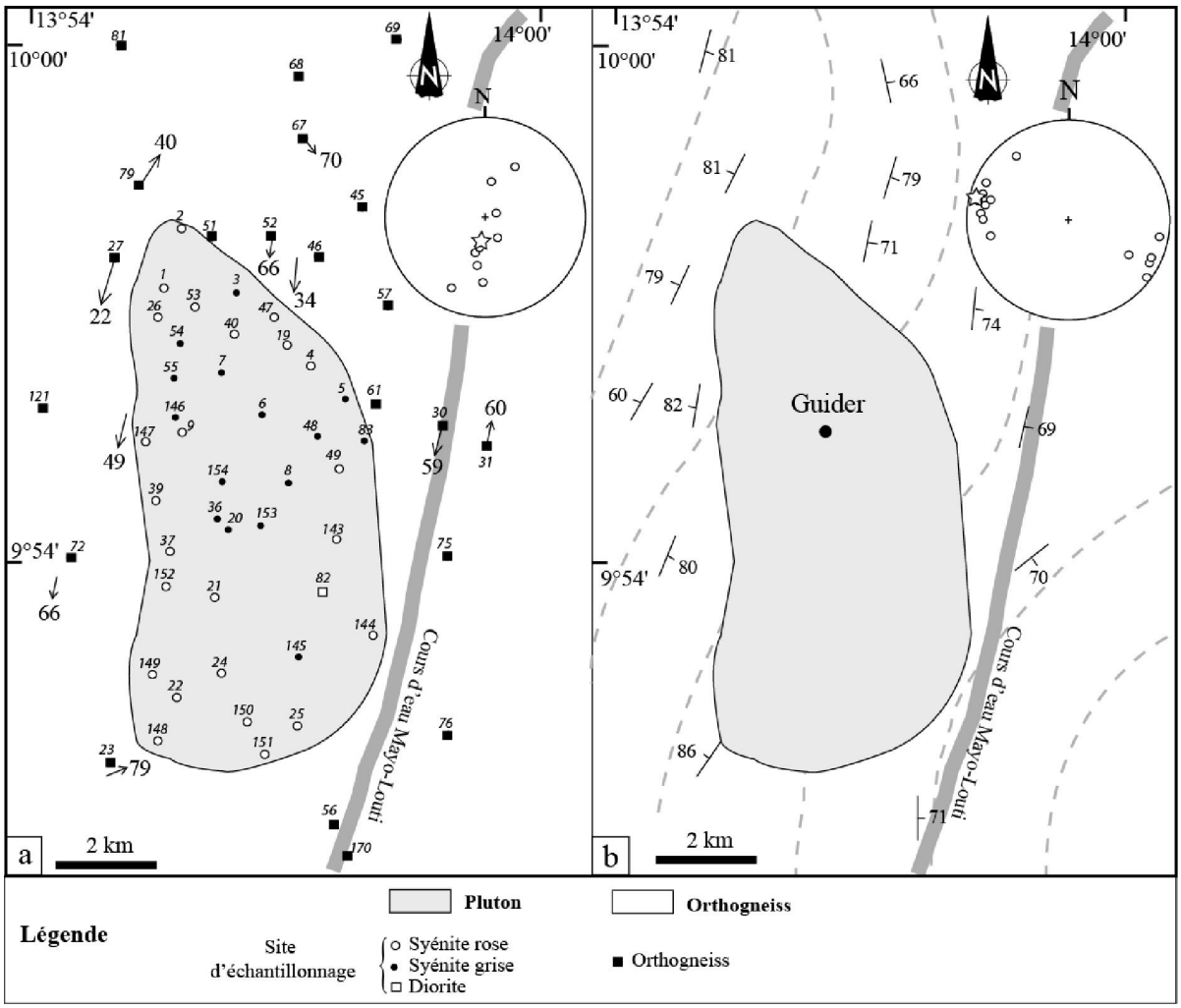


Figure 5.1. Carte d'échantillonnage et structures de terrain dans l'encaissant orthogneissique. **a** : carte d'échantillonnage et linéations de terrain dans les orthogneiss. **b** : carte de foliation et trajectoires des foliations dans les orthogneiss.

I.1. Microstructures

Vingt-sept (27) lames minces orientées, confectionnée à partir des carottes prélevés sur différentes parties du pluton de Guider (19) et sont encaissant orthogneissique(8), ont fait l'objet d'analyse microstructurale.

I.1.1. Les orthogneiss

Les microstructures des orthogneiss révèlent qu'ils ont subi une forte déformation à l'état solide sous température élevée. Le quartz est le principal marqueur de cette déformation. Il montre une recristallisation franche marquée par des néograins parfaitement individualisés et par des contacts quartz-quartz fréquemment lobés qui témoignent d'une recristallisation dynamique (Fig. 5.2a). L'allongement des grandes plages quartzo-feldspathiques et l'alignement des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole) suivant la trace de la foliation, caractérisent également cette déformation à haute température. Par ailleurs, dans certains échantillons d'orthogneiss prélevés sur des sites à proximité du contact avec les granites syn-tectoniques, on observe des marqueurs de micro-cisaillement sénestre. Ces marqueurs sont généralement des phénocristaux de feldspath de type σ ou des biotites dessinant localement des sigmoïdes (mica-fishes) traduisant un cisaillement sénestre de direction NNE-SSW (Fig. 5.2b).

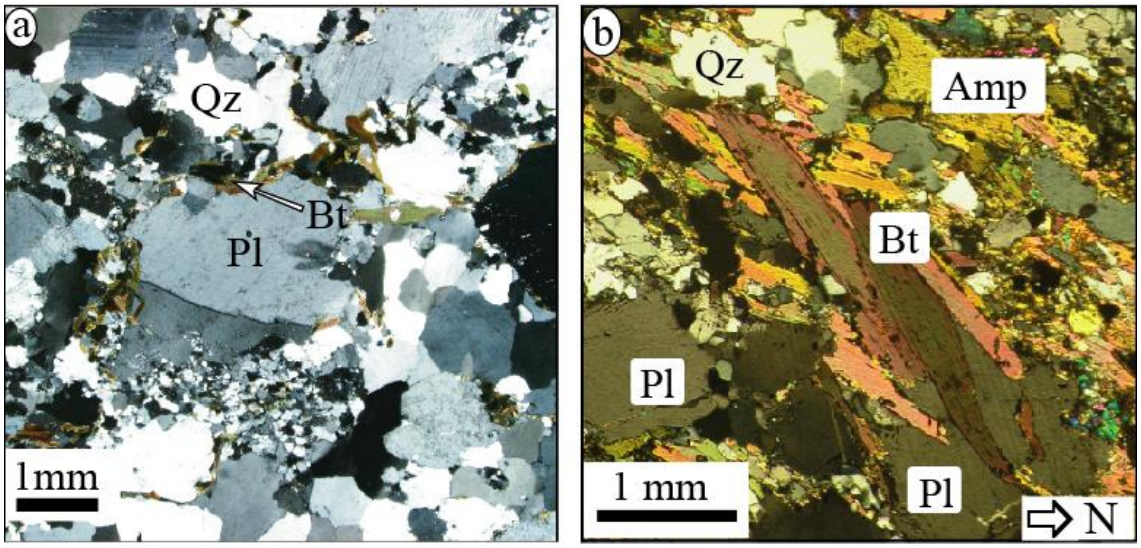


Figure 5.2. Microstructures des orthogneiss. **a** : microstructure de forte déformation à l'état solide et à température et contrainte élevées dans un niveau leucocrate des orthogneiss (LPA ; lame 56A). **b** : lit de biotite indiquant un cisaillement sénestre dans un niveau mélanocrate dans un orthogneiss prélevé au Nord-Ouest de la ville de Guider (LPA ; lame 68A).

I.1.2. Le Pluton de Guider

Le pluton syénitique de Guider est presque partout caractérisé par des microstructures magmatiques, c'est-à-dire acquises lorsque la roche était encore partiellement fondue ou à une température subsolidus. Ces microstructures sont illustrées par des phases minérales bien tuilées et sans orientation préférentielle (Fig. 5.3a), le quartz présentant des extinctions homogènes sans sous-grains, et les feldspaths potassiques et les plagioclases ne présentant aucune trace de déformation (Fig. 5.3b). De plus, la concordance des fabriques magnétiques des enclaves mafiques et leur hôte syénitique (sites 19 et 37 ; Tableau 5.4) confirment l'état magmatique de ces microstructures. Sur quelque rares sites (#39, #4), le quartz présente des sous-joints en damier (Fig. 5.3c) et le microcline des veinules à extrémités très fines (Fig. 5.3d). Ces microstructures indiquent la présence, localisée, d'une déformation à l'état solide et à très haute température.

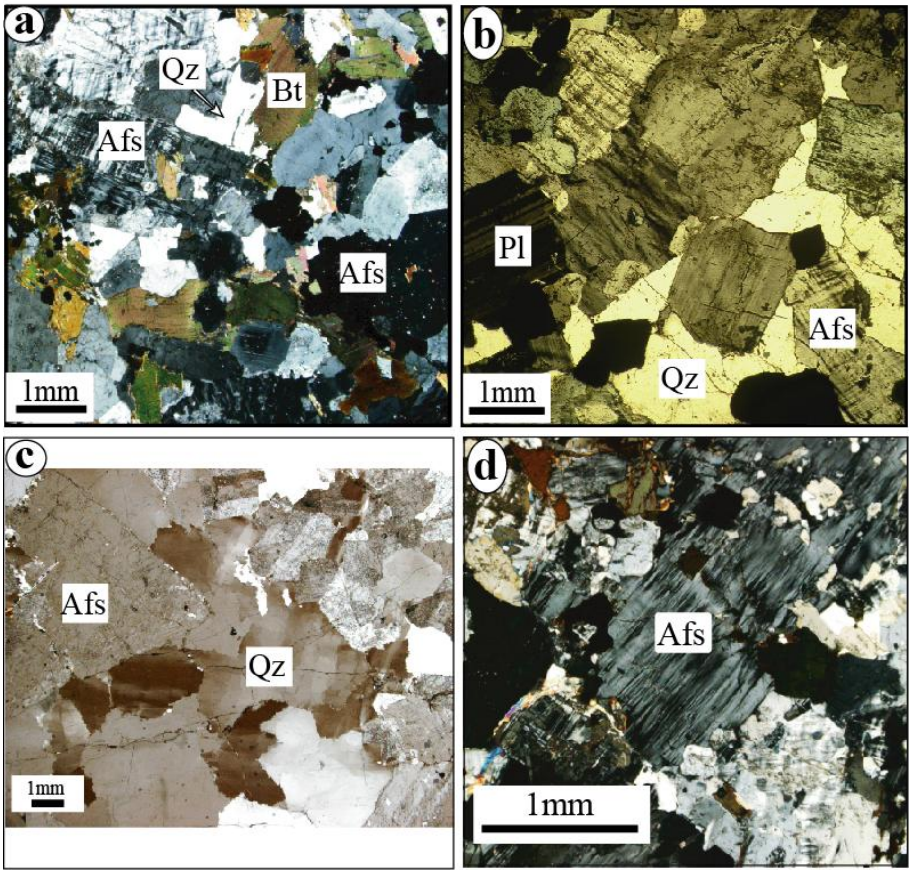


Figure 5.3. Microstructures dans le pluton de Guider. **a** et **b :** microstructures magmatiques caractérisées par des phases cristallines bien emboîtées. Sur **(a)** notez les orientations divergentes des lamelles de biotite (lame mince 20B en LPA). Sur **(b)** notez les extinctions homogènes dans le quartz, et les contacts quartz-quartz ou quartz-feldspath réguliers (lame mince 24A en LPA)**. c et d :** microstructures de déformation à l'état solide et à très haute température. **c** : Sous-joint en damier dans le quartz (lame mince 39B en LPA). **d** : microcline montrant des veinules à extrémités fine (Lame mince 4A en LPA).

I.2. Susceptibilité et minéralogie magnétique

Les susceptibilités magnétiques varient de 0,7 à 69,2 mSI (24,3 mSI en moyenne) dans le pluton de Guider, et de 0,6 à 20,5 mSI (7,3 mSI en moyenne) dans son encaissant. Ces fortes valeurs correspondent à celles de roches ferromagnétiques, autrement dit, les phases ferromagnétiques sont le principal contributeur à la susceptibilité magnétique. Les mesures thermomagnétiques (K(T)) effectuées sur quelques échantillons représentatifs attestent effectivement de la présence de magnétite très riche en fer, des chutes ou augmentations brutales de susceptibilité étant observées autour de 580°C (Fig. 5.4a, b, c).

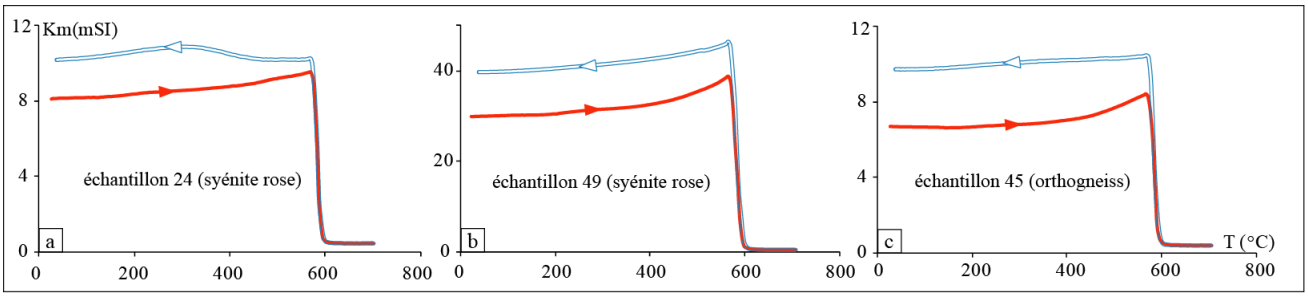


Figure 5.4. Susceptibilité magnétique en fonction de la température dans les roches du pluton de Guider et son encaissant. **a** : échantillons n°24, et **b** : échantillon n°49 de syénite rose. **c** : échantillon n° 45 de l'encaissant orthogneissique.

I.3. Pourcentage d'anisotropie magnétique et paramètre de forme

Le pourcentage d'anisotropie (P%) varie de 2,2 à 21,9% (10,1% en moyenne) dans le pluton, et de 2 à 57% (21,1% en moyenne) dans son encaissant. Dans le diagramme de P% en fonction de K_m (Fig. 5.5a), les valeurs relativement faibles et constantes de l'anisotropie dans le pluton, conformes à leur microstructure magmatique, contrastent avec les valeurs très élevées relevées dans les orthogneiss de l'encaissant qui ont subi une déformation à l'état solide. La susceptibilité étant principalement portée par la magnétite, ces valeurs contrastées du taux d'anisotropie s'expliquent par des distributions contrastées des minéraux opaques.

Dans la syénite (Fig. 5.6a) les minéraux opaques sont plus ou moins équants et leur disposition semble aléatoire, d'où les faibles valeurs du taux d'anisotropie, tandis que dans les roches encaissantes (Fig. 5.6b) les minéraux opaques forment souvent des agrégats alignés, justifiant des pourcentages d'anisotropie avoisinant 60%. Le paramètre de forme T, couramment utilisé pour caractériser le type de déformation (Hrouda, 1993; Borradaile et Henry, 1997; Borradaile et Jackson, 2004) indique que les ellipsoïdes magnétiques sont en majorité allongés dans le pluton de Guider (Fig. 5.5b ; $T < 0$ sur 67% des sites; $T_{moyen} = -0,11$), les quelques ellipsoïdes aplatis apparaissant surtout en bordure du pluton, à proximité du contact

avec l'encaissant (Fig 5.7). En revanche, dans les roches encaissantes, les ellipsoïdes sont majoritairement aplatis (T > 0 sur 81% des sites; T_{moyen} = 0,22).

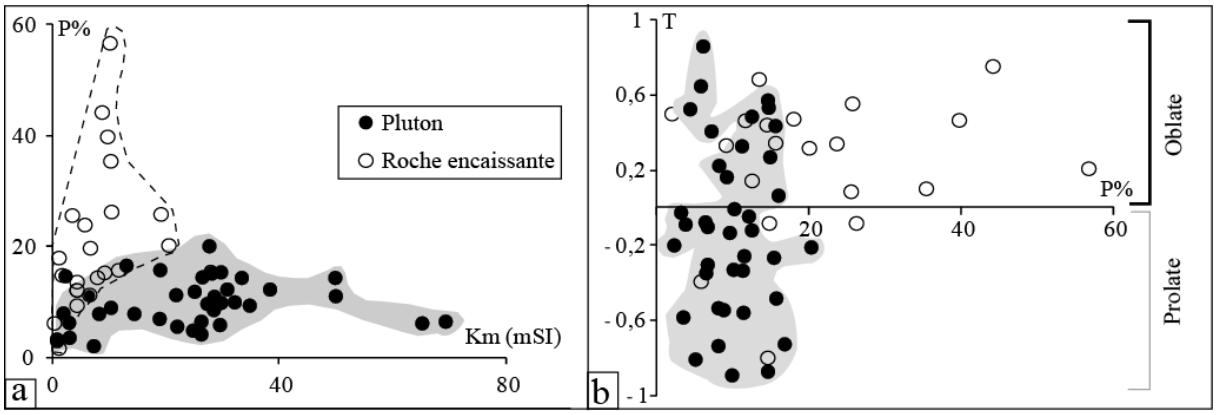


Figure 5.5. a : diagramme de P% *vs*. K_m, et **b** : diagramme de T *vs.* P% dans le pluton de Guider et son encaissant.

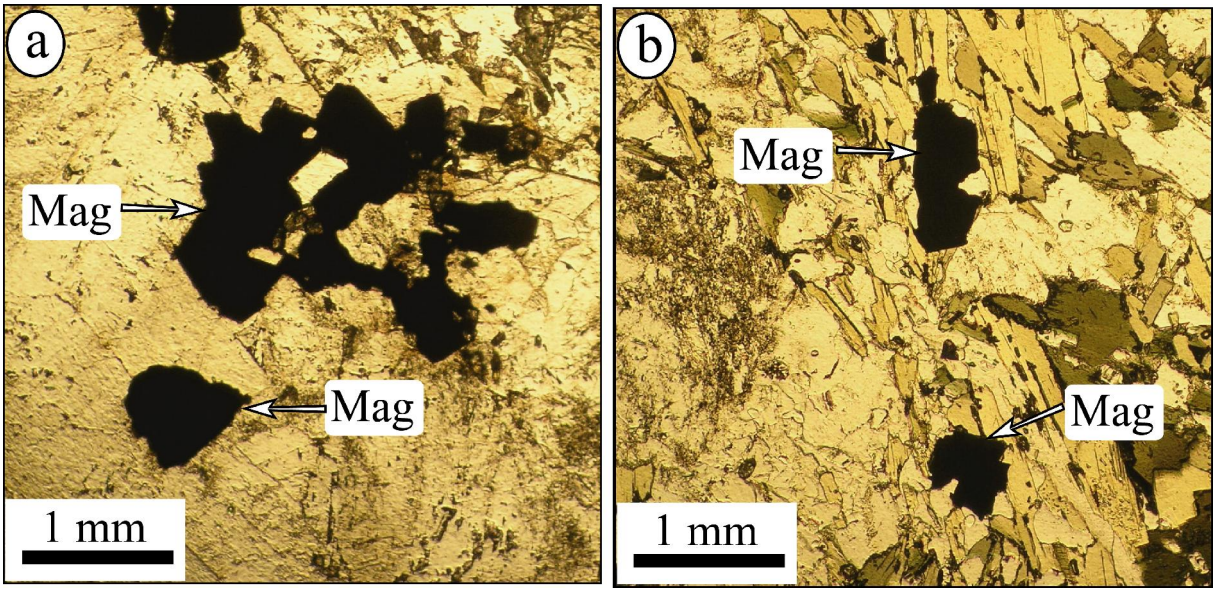


Figure 5.6. Magnétites observées en lame mince. **a** : magnétites disposées plus ou moins aléatoirement dans la syénite rose du pluton de Guider (lame 22C ; LPNA). **b** : magnétites alignées avec les biotites selon le plan de foliation, dans l'orthogneiss encaissant du pluton de Guider (lame 68A). Mag = magnétite.

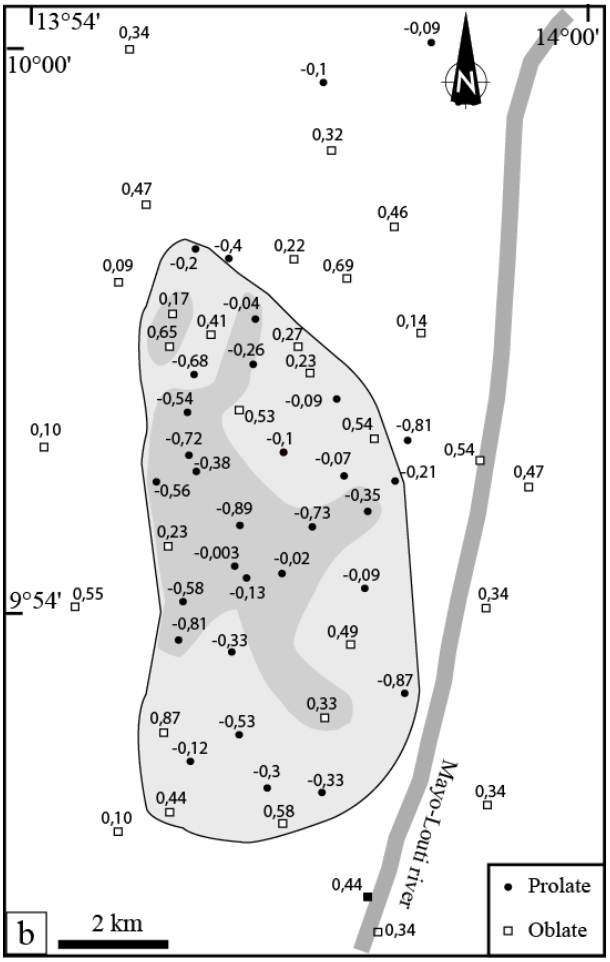


Figure 5.7. Carte de distribution du paramètre de forme dans le pluton de Guider et son encaissant.

I.5. Foliation et linéation magnétiques

Les foliations magnétiques dans les roches encaissantes, majoritairement de direction N-S et de pendage fort vers l'Est ou l'Ouest (orientation moyenne 8° E 88°), coïncident avec la foliation mesurée sur le terrain (Figs. 5.1b et 5.8a). Par contre, dans le pluton, les foliations magnétiques, bien que fréquemment orientées selon NW-SE, ont des orientations plus contrastées. En accord avec les plan de foliation subverticaux, les linéations dans l'encaissant sont majoritairement orientées selon NNE-SSW, avec des plongements forts à modérés vers le Sud (orientation moyenne 13° S 40). Dans le pluton, on distingue plusieurs secteurs : au Nord, les linéations plongent modérément vers le SW ; dans la moitié Sud, elles plongent faiblement vers le N ; au centre et sur la bordure Ouest, elles sont caractérisées par des plongements fort (≥ 55°; Fig.5.18b : zone en grisé).

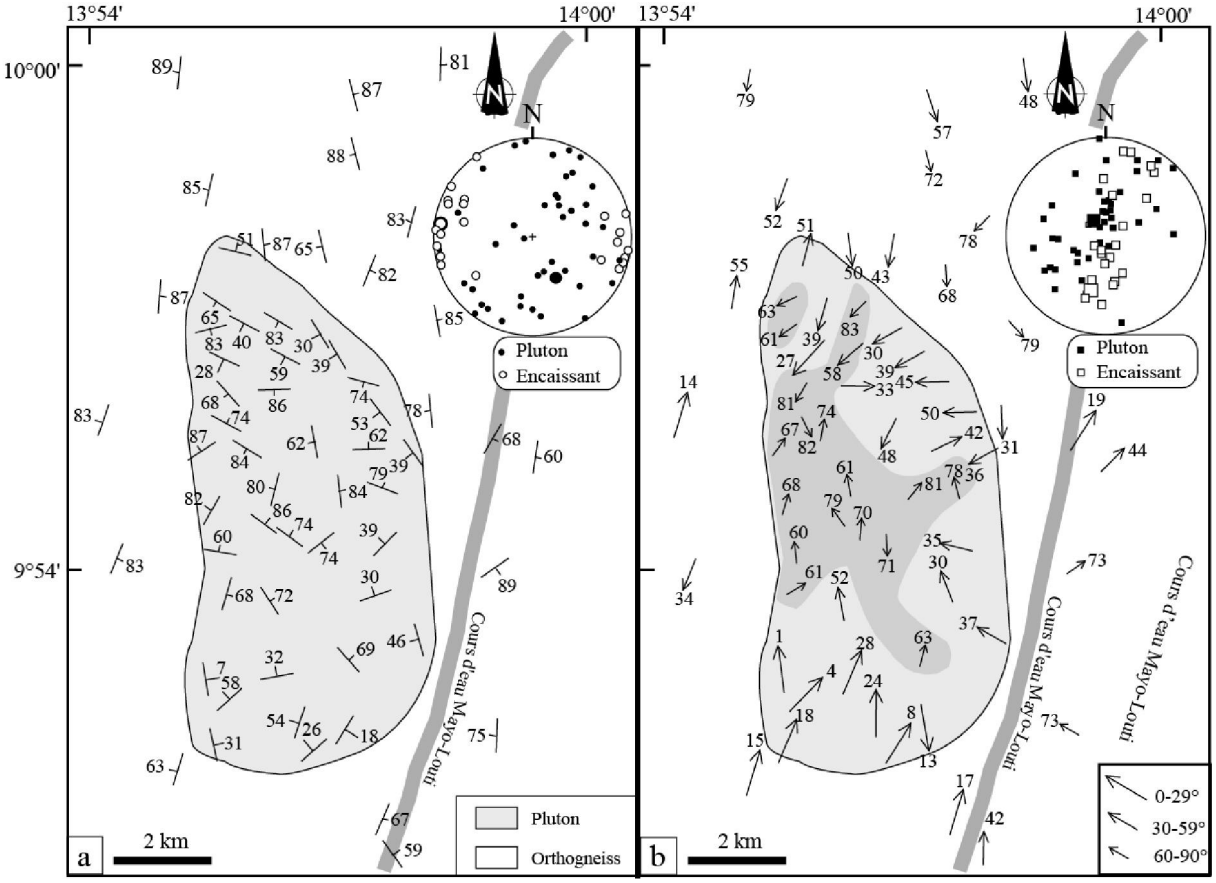


Figure 5.8. Cartes des structures magnétiques dans le pluton de Guider et dans son encaissant. **a** : foliations. **b** : linéations ; la zone gris sombre correspond au domaine de linéation à plongement ≥ 55°.

II. Le pluton de Bossoum-Pologozom

II.1. Echantillonnage

Cette étude du pluton de Bossoum-Pologozom et de son encaissant est basée sur des échantillons orientés prélevés sur 109 sites, dont 48 dans l'encaissant et 61 dans le pluton lui-même (Fig. 5.9). Pour l'encaissant, 5 sites sont localisés dans les orthogneiss situés à la bordure ouest du pluton et 43 se situent dans les granites syn-tectoniques, essentiellement à l'Est du pluton. Ces stations sont espacées de 0,5 à 5 km, réparties sur une superficie d'environ 270 km^2. Sur les 43 sites dans les granites syn-tectoniques, 16 sites correspondent à des granites syn-tectoniques à gros grain (GG), 19 à des granites syn-tectoniques à grain fin (GF), et 8 sites sont situés dans les secteurs où les deux faciès sont présents.

En ce qui concerne le pluton, les difficultés d'accès en son cœur ont restreint l'échantillonnage aux bordures. On dénombre 52 sites dans la syénogranite et 9 sites dans la syénite mésocrate (Fig. 5.9). Pour cette étude, un minimum de deux carottes par site a été prélevé, ce qui a donné une récolte de 215 carottes orientées, sectionnées au laboratoire en 578 cylindres ayant fait l'objet des mesures d'ASM. Les données, ainsi que les stéréogrammes par site sont présentées dans les planches 5.2 et 5.3 (annexes chapitre 5).

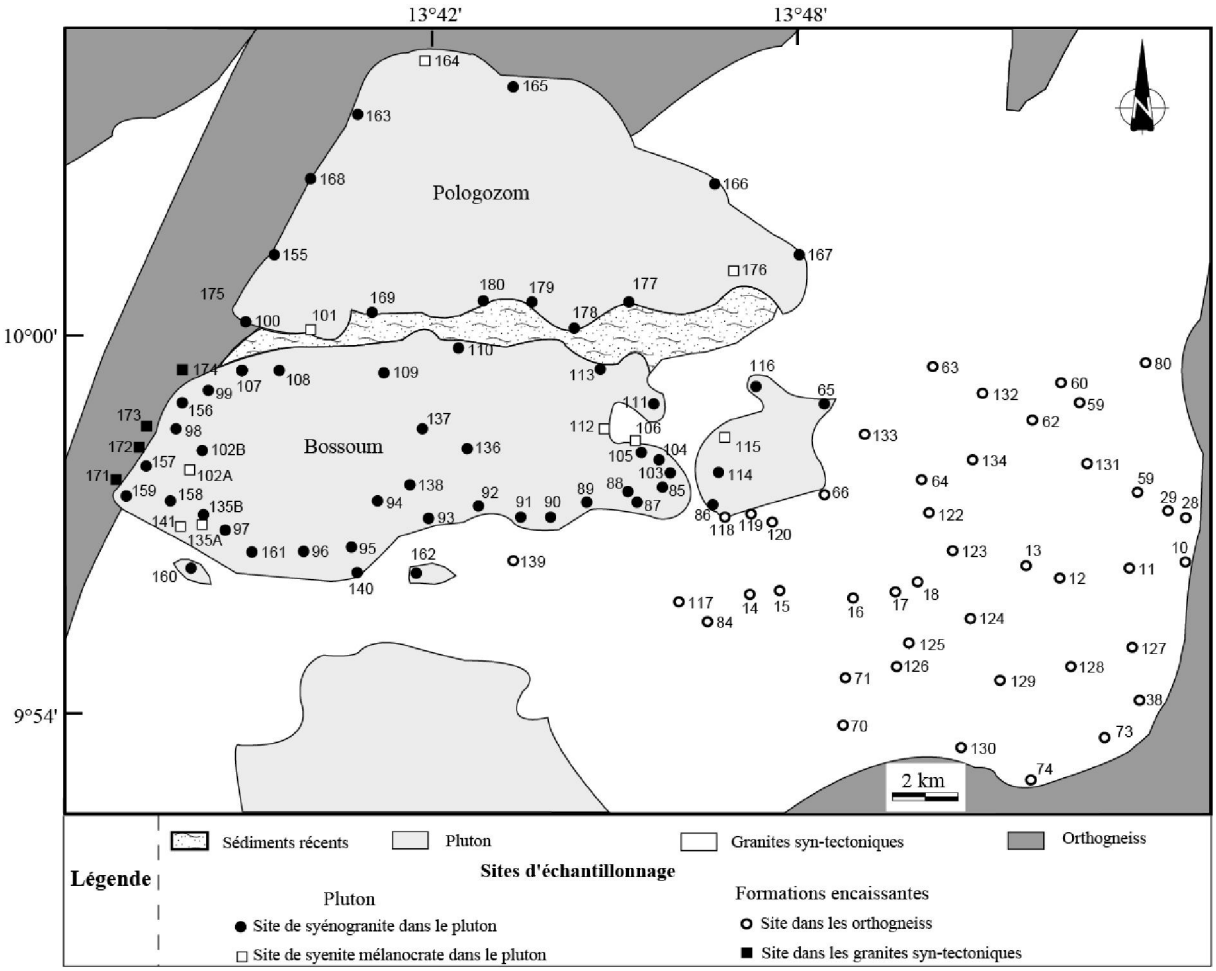


Figure 5.9. Carte d'échantillonnage du pluton de Bossoum-Pologozom et de ses encaissants.

II.2. Microstructures

Parmi les 215 carottes prélevées, 27, représentatives des différents secteurs et faciès échantillonnées du pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants, ont été sélectionnées. Ces dernières ont permis de confectionner les lames minces orientées utilisées pour l'analyse microstructurale.

II.2.1. Les orthogneiss

Les microstructures observées dans les orthogneiss à l'Ouest du pluton de Bossoum-Pologozom sont identiques à celles observées dans les orthogneiss affleurant autour du pluton de Guider, et décrites au paragraphe I.2.1.

II.2.2. Les granites syn-tectoniques

Nous distinguons trois types de microstructures de déformation à l'état solide dans les granites syn-tectoniques : microstructure de déformation à haute température, de déformation à moyenne température, et mylonitique.

Les microstructures de déformation à l'état solide et de haute température sont localisées dans la partie interne de l'encaissant granitique (Fig. 5.10). Elles sont illustrées dans le quartz par des sous-joints de grain en damier présentant parfois des formes allongées selon la foliation, des joints quartz-quartz irréguliers et des contacts souvent lobés avec les feldspaths (Fig. 5.11a, b). Ces sous-structures témoignent de faibles déformations à l'état solide succédant à la cristallisation de ces granites syn-tectoniques. La (très) haute température de la déformation du quartz est attestée par la présence de sous-joints basaux (c'est-à-dire perpendiculaires à l'axe [c] du quartz) qui constituent l'une des deux familles de sous-joints des sous-structures en damier (Blumenfeld *et al.*, 1986). L'autre famille de sous-joints est plus classique puisqu'il s'agit des sous-joints prismatiques habituels dans le quartz, qui se développent à toutes les températures de la déformation plastique. Ainsi, on peut utiliser la présence de telles sous-structures comme thermomètre, au moins qualitativement. Par exemple, Kruh (1996) considère que la présence de sous-joints basaux implique une température de déformation supérieure à 700°C. Les phénocristaux de microcline sont peu ou pas déformés et les lamelles de biotite et muscovite souligne la trace de la foliation de la roche, de direction NNE-SSW (Fig. 5.11a). Cette orientation cristalline est à l'origine de l'appellation « syntectonique » attribué à cet encaissant de nature granitique.

Les microstructures caractéristiques d'une déformation à l'état solide et de moyenne température apparaissent dans les granites syn-tectoniques à l'approche (≤ 1 km) de la zone mylonitique. Elles sont marquées, dans le quartz, par des extinctions ondulantes, des joints de grain très dentelés et une recristallisation franche en bordure de certaines plages (Fig.5.11c). Les feldspaths montrent également des traces de déformation à l'état solide, marquée par une extinction roulante (due à leur flexion) et un début de recristallisation sur leurs bordures. La recristallisation du quartz s'opérant à partir de 450°C (Passchier et Trouw, 2005, par exemple), on peut avancer que la déformation des granites syn-tectoniques s'est effectuée jusqu'à des températures relativement basses. Dans ces roches apparaissent des rubans de quartz polycristallins contournant les plus gros cristaux de feldspath et de quartz. Ces rubans,

composés de petits grains recristallisés de quartz et de feldspath (Fig. 5.11d), attestent d'une concentration locale de la déformation liée à une augmentation de la contrainte.

Les microstructures mylonitiques apparaissent dans les granites syn-tectoniques à proximité du contact entre granites syn-tectoniques et orthogneiss de l'Est. Ces microstructures sont matérialisées par une myriade de nuclei, ou grains de quartz recristallisés, par de plus grands grains de quartz présentant des bandes de pliage autour des porphyroclastes de feldspath à extinction ondulante et souvent fracturés (Fig. 5.11e), par des « micas-fishes » de biotite faiblement inclinés sur le plan de foliation, et par des structures C/S indiquant des micro-cisaillements senestres et obliques sur le plan de foliation (Fig. 5.11f). La présence de nuclei (ou très petits grains de quartz recristallisés) témoignent de l'existence de fortes contraintes appliquées à la roche, et donc en condition de relativement basse température.

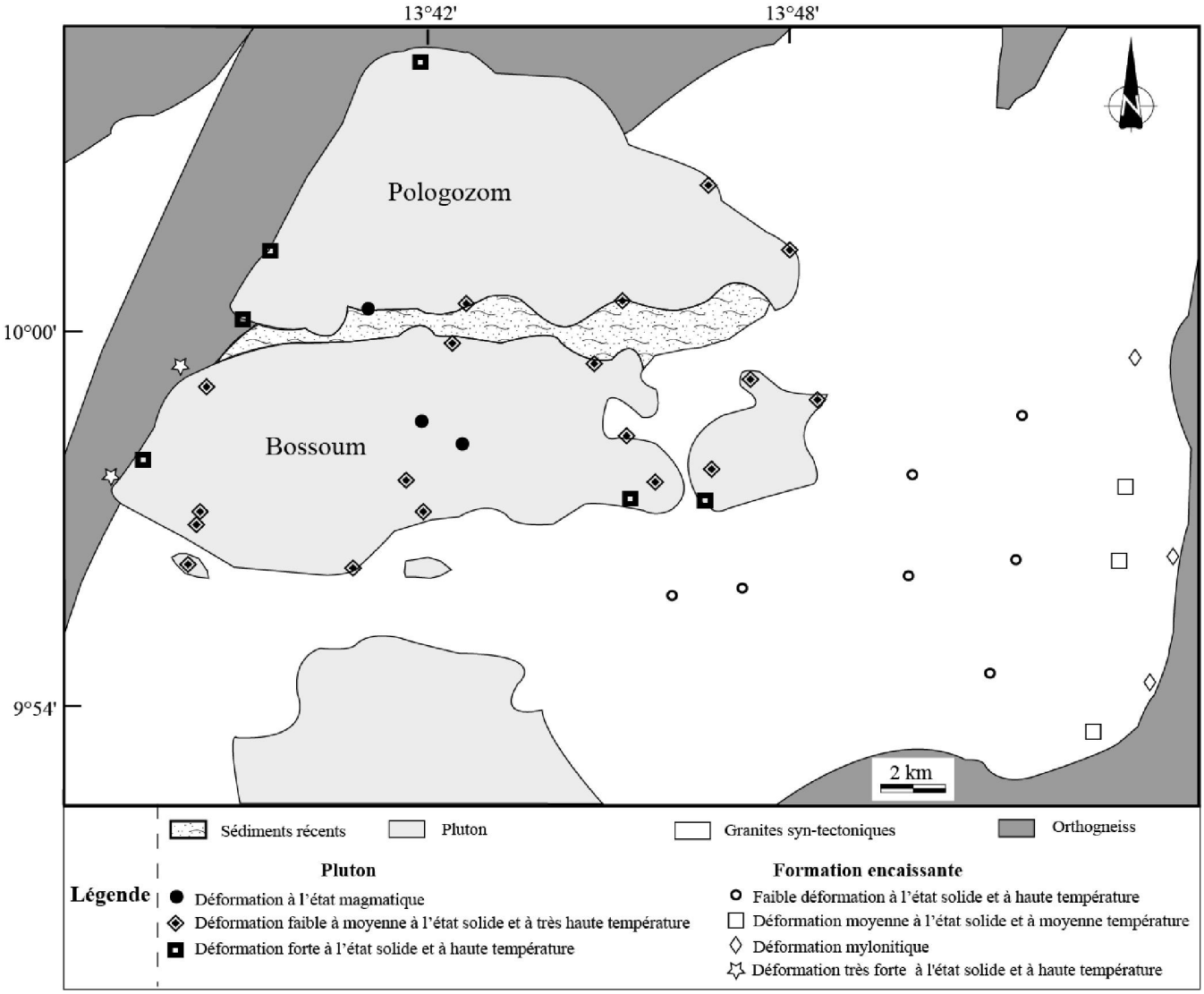


Figure 5.10. Carte des microstructures dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants.

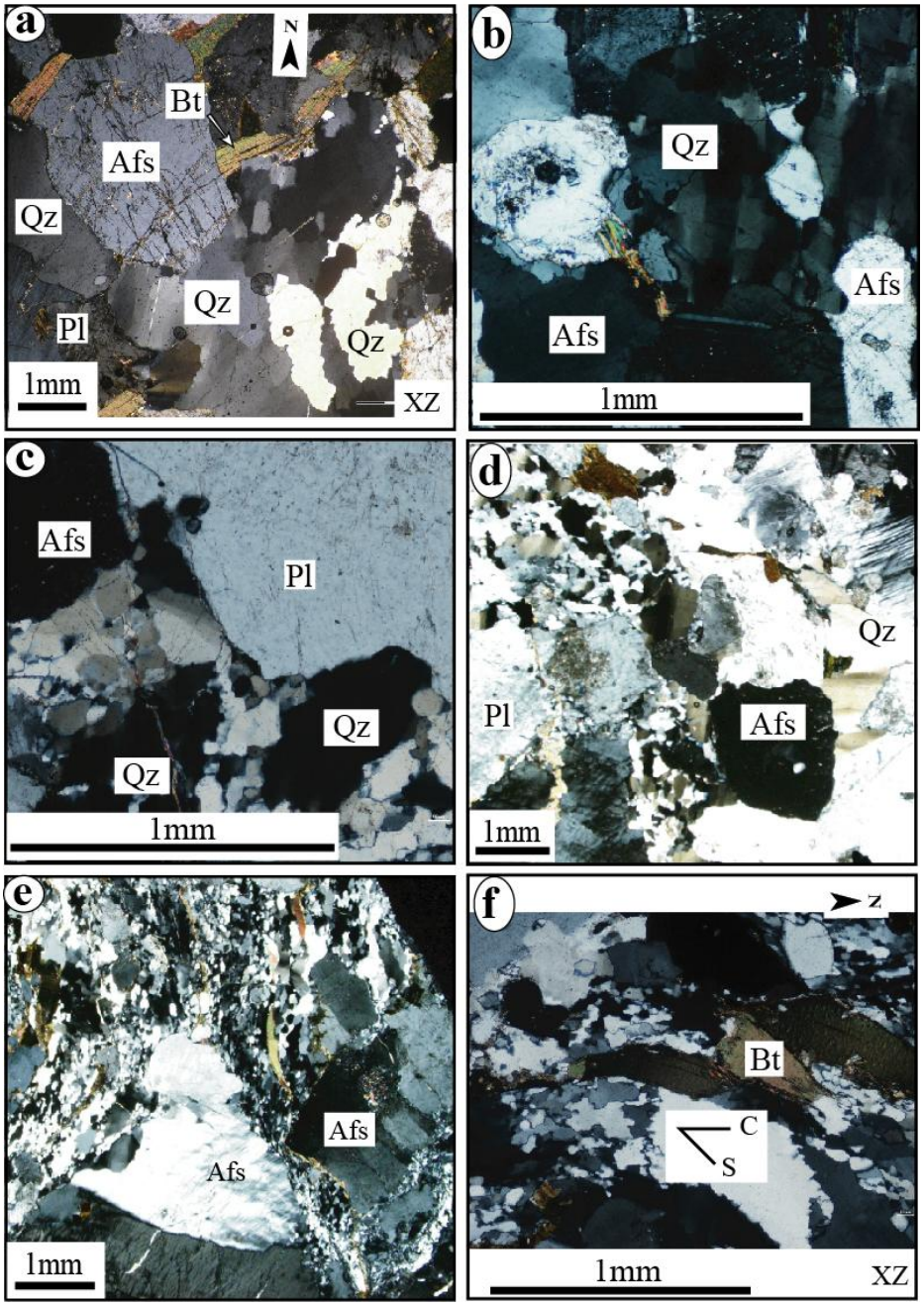


Figure 5.11. Microstructures dans les granites syn-tectoniques. **a** et **b :** microstructures magmatiques avec faible déformation à l'état solide dans les granites syn-tectoniques à gros grain (lame 84A, LPA) et à grain à fin (lame 14A, LPA), respectivement. **a :** grains de quartz à bordure irrégulière, les contacts quartz-feldspath lobés et les lamelles de biotite d'orientation NNE-SSW. **b** : quartz à sous-joints disposés en damier et contacts quartz-feldspath irréguliers, lobés. **c** et **d :** déformation à l'état solide et à moyenne température dans les granites à grain fin (lame 11C, LPA) et à gros grain (lame 11A, LPA), respectivement, caractérisée par des grains recristallisés en bordure de plages de quartz et de feldspath. **e** et **f :** microstructures mylonitiques dans les granites à gros grain (38A) et grain fin (80A) respectivement ; **e :** plage de nuclei autour d'un porphyroclaste de feldspath alcalin à extinction ondulante; **f :** micafish de biotite indiquant un cisaillement sénestre (N-S) oblique sur le plan de foliation. Afs= feldspath alcalin ; Bt= biotite ; Pl= plagioclase; Qz= quartz.

II.2.3. Le pluton de Bossoum-Pologozom

Dans le pluton lui-même, les observations effectuées sur 27 lames minces, permettent de distinguer trois types de microstructures : (1) magmatiques *sensu stricto* ; (2) de faible déformation à très haute température ; et (3) de forte déformation de haute à moyenne température.

Les microstructures magmatiques sont peu représentées dans les zones d'échantillonnage (3 sites sur 27) ; en effet, elles sont essentiellement localisées au cœur du pluton où, précisément, l'échantillonnage est insuffisant (Fig. 5.10). Les phases cristallines sont bien imbriquées « magmatiquement » et le quartz présente des plages à extinction homogène (Fig. 5.12a).

Les microstructures de déformation faible à moyenne et de très haute température sont les plus fréquentes (18 sites sur 27). Absentes de la bordure ouest, elles se rencontrent un peu partout ailleurs dans le pluton, principalement mises en évidence par le quartz qui présente des sous-joints en damier et des bordures irrégulière (Fig. 5.12b). Sur la bordure orientale du pluton, cette déformation semble plus intense car s'y ajoute de la déformation plastique du plagioclase soulignée par des cristaux de plagioclase souvent ployés (Fig. 5.12c).

Les microstructures de déformation forte et à haute température s'observent essentiellement en bordure ouest du pluton (6 sites sur 27 sites). Elles sont caractérisées par des cristaux allongés de quartz, présentant de nombreux sous-joints et des extinctions ondulantes, ou d'étroites bandes de grains recristallisés; les feldspaths présentent des « manteaux » de grain recristallisés, preuve de la présence de plus fortes contraintes lors de la déformation (Fig. 5.12d); et de plus les biotites sont bien alignées selon la foliation (NNE-SSW à NE-SW ; Fig. 5.12e).

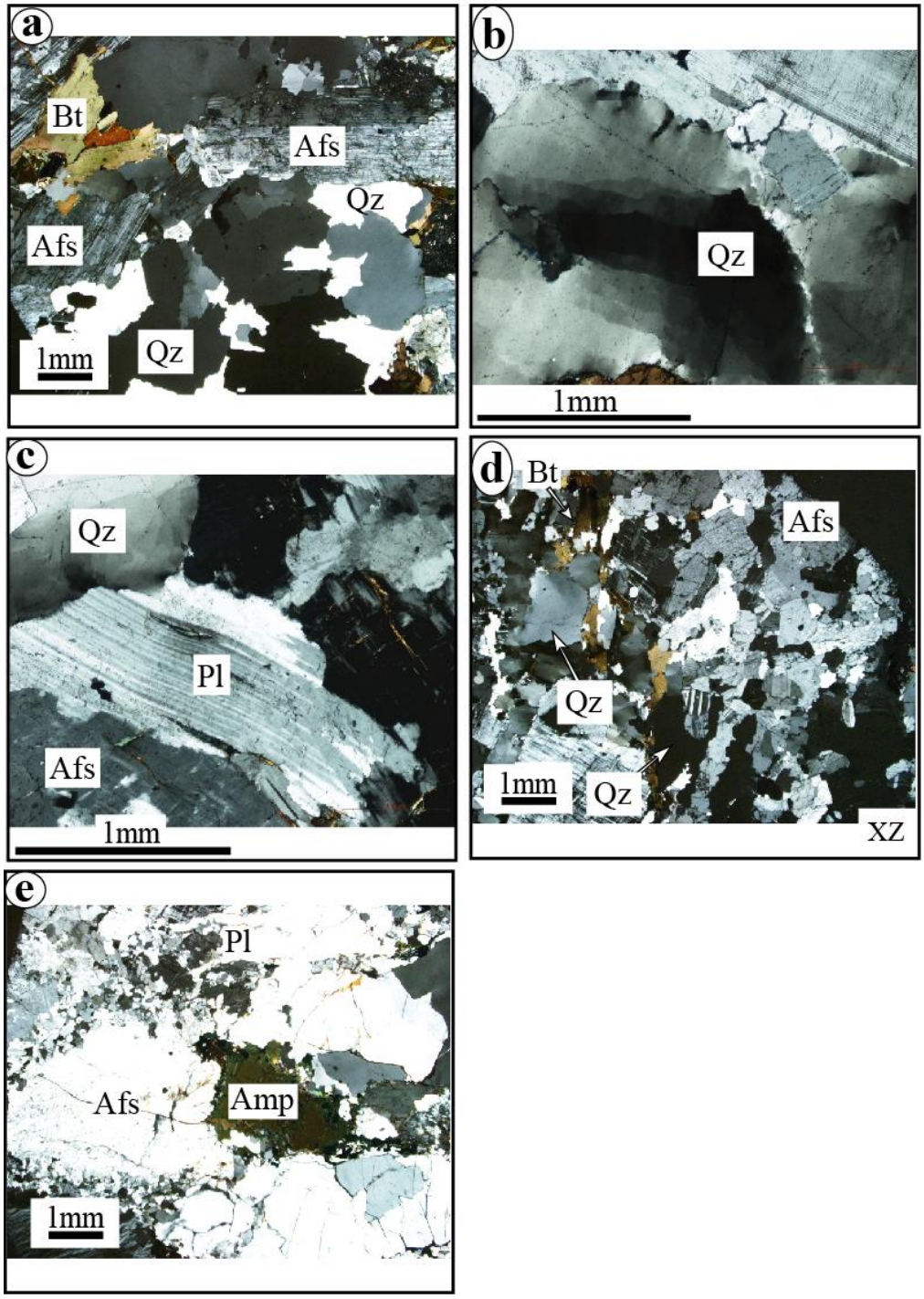


Figure 5.12. Microstructures dans le pluton de Bossoum-Pologozom. **a** : microstructure magmatique dans une syénogranite au cœur du pluton de Bossoum (lame 169B, LPA). **b :** quartz à sous-joints en damier indiquant une faible déformation à haute température au cœur du pluton (lame 138A, LPA). **c :** plagioclase ployé et sous-joints en damier dans le quartz indiquent une forte déformation à haute température en bordure orientale du pluton. **d et e :** microstructures caractéristiques d'une forte déformation à moyenne température sur la bordure occidentale du pluton. **d** : grains de quartz allongés et biotite alignée selon NNE-SSW (lame 155A, LPA). **e** : manteau de recristallisation autour du microcline (lame 157B, LPA). Afs= feldspath alcalin ; Amp= amphibole; Bt= biotite ; Pl= plagioclase; Qz= quartz.

II.2. Susceptibilité et minéralogie magnétiques

Les susceptibilités magnétiques (Km) varient très largement. Dans les formations encaissantes, elles varient entre 0,05 et 1,79 mSI dans les orthogneiss et de 0,4 à 25,4 mSI dans les granites syn-tectoniques (de 1,3 à 23,2 mSI pour le faciès à gros grain et de 0,4 à 25,4 mSI pour le faciès à grain fin). Dans le pluton Bossoum-Pologozom, les susceptibilités varient de 0,14 à 19,14 mSI pour les syénogranites (moyenne 4,28 mSI), et de 1,24 à 16,42 mSI pour les syénites mésocrates (moyenne 5,11 mSI). Selon Rochette *et al*. (1992) et Bouchez (1997), les roches pour lesquelles Km > 0,6 mSI sont dites paramagnétiques. Ceci ne signifie pas nécessairement une absence de contribution ferromagnétique, mais que la susceptibilité magnétique de ces roches est essentiellement portée par les minéraux paramagnétiques, c'est à dire principalement les silicates ferrifères.

Dans les orthogneiss, et à l'exception du site 173 (Km = 1,79 mSI), les susceptibilités sont inférieures à 0,6 mSI. Par contre, dans les granites syn-tectoniques, et à l'exception du site 16 (granite à grain fin ; Km = 0,4 mSI), tous les sites présentent des susceptibilités supérieures à 1,0 mSI. Ceci indique que les orthogneiss sont essentiellement paramagnétiques et que les granites syn-tectoniques sont ferromagnétiques. Dans le pluton, 82% des sites sont ferromagnétiques et 18% paramagnétiques. Les sites paramagnétiques concernent exclusivement les granites leucocrates ; ceux-ci ne présentent pas de distribution géographique particulière (Fig. 5.13). La distribution des grains de magnétite semble donc hétérogène dans le pluton de Bossoum-Pologozom.

Afin d'affiner la minéralogie magnétique du pluton et de ses encaissants, des mesures de susceptibilité magnétique en fonction de la température, K(T), ont été opérées sur quatre échantillons représentatifs des formations encaissantes (deux sites à forte susceptibilité - sites 64 et 119 - et un site à faible susceptibilité - site 16 -), et sur trois échantillons représentatifs du pluton, (deux sites à forte susceptibilité - sites 164 et 116- et un site à faible susceptibilité – site 136 -).

Pour les échantillons à forte susceptibilité, les courbes K-(T) ont des formes identiques (Fig. 5.14 a, b, c, d) caractérisées par une chute brutale de susceptibilité pour une température d'environ 580°C qui est la température de Curie de la magnétite purement ferrifère. Ce diagramme atteste que le porteur principal de la susceptibilité est la magnétite. Les courbes retours de ces diagrammes, qui présentent une faible diminution de la susceptibilité, montrent que la quantité de minéraux ferro-magnétiques a diminué après la phase de chauffage.

Pour les échantillons à faible susceptibilité (dits « paramagnétiques »), les courbes K(T) ne montrent pas de chute significative de la susceptibilité magnétique autour de 580°C (Fig. 5.14e, f), ce qui traduit l'absence (ou la quasi-absence) de magnétite et confirme l'appellation de paramagnétique. Cependant, on remarque une augmentation brutale de la susceptibilité autour de 580° C au cours du chauffage de l'échantillon. Cette augmentation révèle que, dans ces roches, il y a formation de magnétite vers la fin de la phase de chauffage (Fig. 5.14e, f). Sachant que la susceptibilité (volumique) de la magnétite est d'environ 100 fois celle de la biotite par exemple, cette néo-magnétite, qui multiplie par 2 à 2,5 la susceptibilité originelle de la roche, correspond malgré tout à une très faible quantité de minéraux formés.

Compte tenu du fait que la magnétite peut influencer l'orientation des fabriques magnétiques, nous traiterons séparément les données d'ASM des sites paramagnétiques et ferromagnétiques.

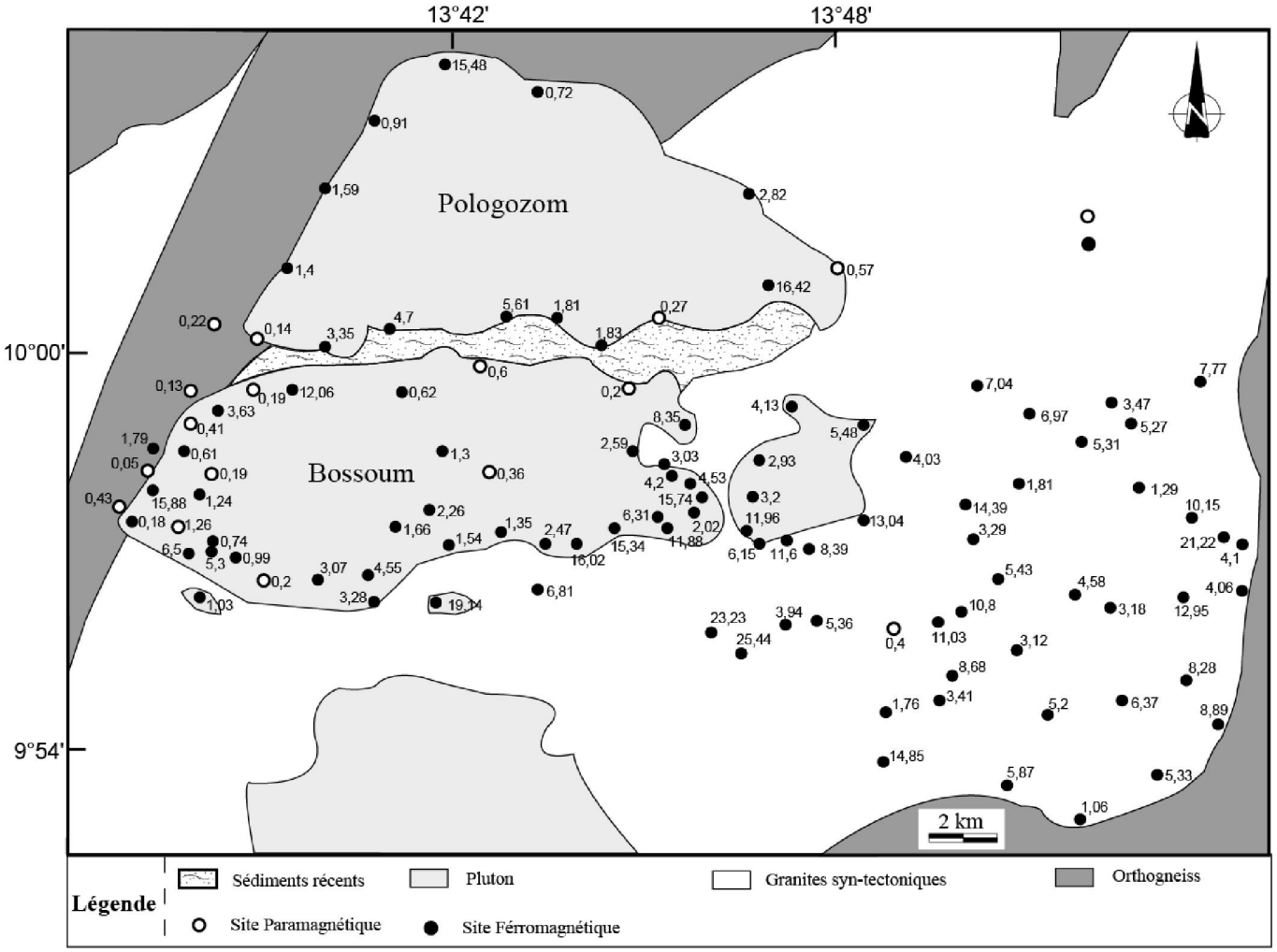


Figure 5.13. Carte des susceptibilités magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants (en 10^{-3} SI).

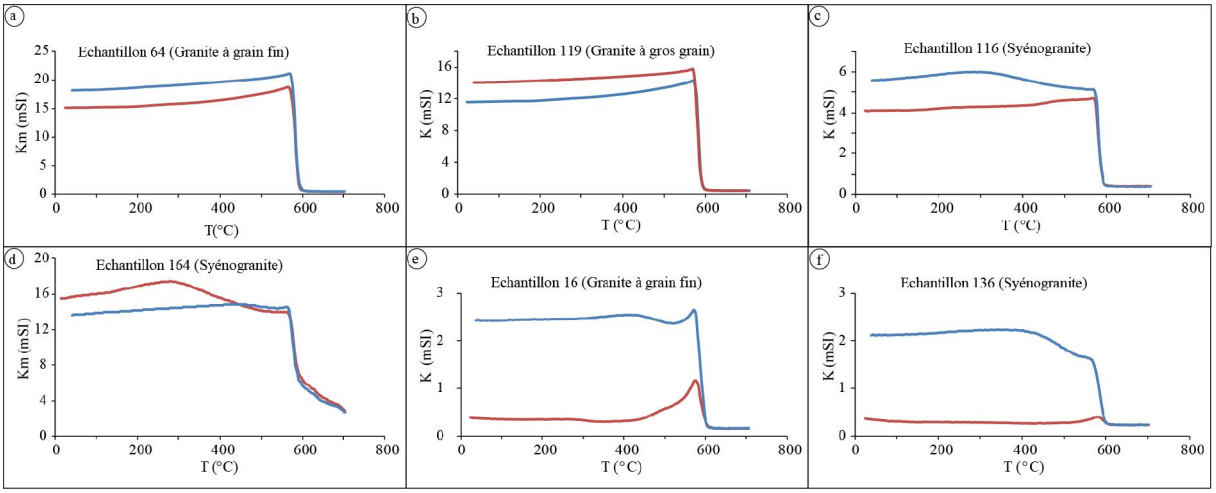


Figure 5.14 : Diagramme de K_m *vs.* T(°C). **a :** granite syntectonique à grain fin, ferromagnétique, de l'encaissant. **b** : granite syntectonique à gros grain, ferromagnétique, de l'encaissant. **c** et **d** : syénogranite ferromagnétique du pluton de Bossoum-Pologozom. **e** : granite syntectonique à grain fin, paramagnétique, de l'encaissant. **f** : syénogranite paramagnétique du pluton de Bossoum-Pologozom.

II.3. Taux d'anisotropie et paramètre de forme

Le taux d'anisotropie magnétique (P%) des roches ferromagnétiques varie de 5,8 à 39,7% dans les roches encaissantes (moyenne : 15,8%), et de 0,9 à 28,6% dans le pluton (moyenne : 7,4%). Pour les roches paramagnétiques nous avons utilisé le paramètre Pp%, taux d'anisotropie paramagnétique, qui retire la contribution diamagnétique, faiblement négative et considérée comme isotrope, à la susceptibilité totale : $P = K_1 - K_{dia} / K_3 - K_{dia}$, avec K_{dia} : 1,4 10^{-6} SI, la susceptibilité magétique d'un silicate « pur », tel que le quartz. P_p% varie de 3,3 à 11,8% (moyenne : 6,1%) dans les roches encaissantes, et de 1,1 à 5,4% dans le pluton (moyenne : 3,2%).

Dans les deux cas, ce sont surtout les roches encaissantes qui présentent des taux d'anisotropie élevés. En figure 5.15 (a et b), on voit que seules les roches ferromagnétiques présentent une corrélation positive entre P% et K_m. Cette corrélation, fréquemment observée dans de nombreuses études (ex : Gattacceca *et al*., 2004 ; Ghalamghash *et al*., 2009 ; Bolle et *al.,* 2010 ; Plissart *et al*., 2012), n'a pas trouvé d'explication définitive à ce jour. Dans les roches ferro-magnétiques, l'augmentation de la susceptibilité signifie d'abord augmentation du nombre de grains de magnétite. L'augmentation du taux d'anisotropie peut provenir, soit d'un taux d'allongement moyen des grains de magnétite, soit d'une croissance du nombre des interactions magnétiques « constructives » liées à l'augmentation de la densité des grains magnétiques. Admettant qu'il n'y a pas de raison que l'allongement de la magnétite augmente

avec sa plus grande densité dans la roche, il reste l'explication de l'interaction magnétique entre grains. Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait réaliser une étude très fine de distribution des grains de magnétite, en particulier en ce qui concerne leurs distances mutuelles qui conditionnent les interactions magnétiques. Cette étude reste à effectuer.

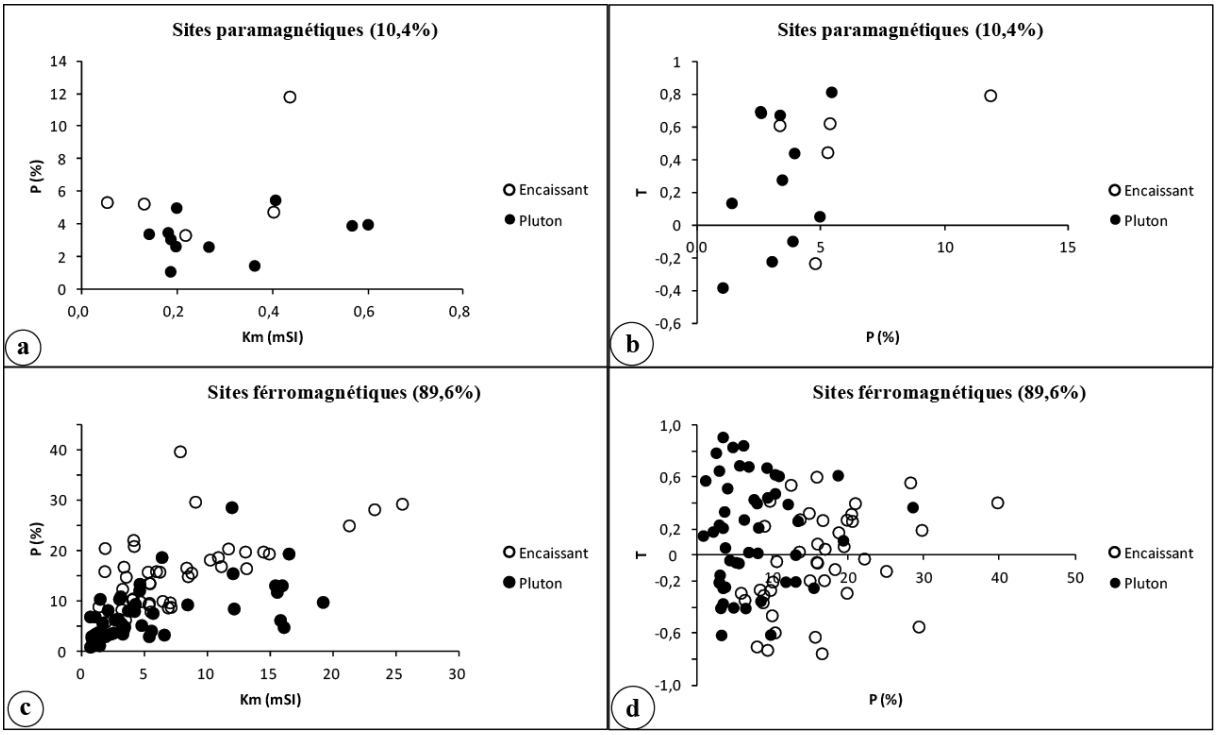


Figure 5.15. Diagrammes de P% vs Km et T vs P% du pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants. **(a)** et **(b)** diagramme de P% vs Km et T vs P% pour les roches paramagnétiques ; **(c)** et **(d)** diagramme de P% vs Km et T vs P% pour les roches ferromagnétiques.

Les figures 5.15b et d montrent que l'ellipsoïde magnétique est majoritairement allongé dans l'encaissant ferromagnétique, et aplati dans l'encaissant paramagnétique. En effet, le paramètre de forme de Jelinek, T, est négatif sur 53,5% des sites ferromagnétiques, et positif sur 80% des sites paramagnétiques. Cette différence est, au moins en partie, attribuable aux minéraux porteurs de la susceptibilité. Un ellipsoïde magnétique aplati est en effet extrêmement fréquent dans les roches « paramagnétiques » dominées par le signal magnétique de la biotite qui a une forme intrinsèquement aplatie (K_1=K_2# 1,3 K_3). On note que 100% des sites de l'encaissant orthogneissique présentent des ellipsoïdes de forme aplatis et que celles des granites syn-tectoniques sont majoritairement allongés (54,7%). Pour ce qui est du pluton lui-même, une forme aplatie de l'ellipsoïde de forme prédomine, aussi bien sur les sites ferromagnétiques (62%) que paramagnétiques (72,7%).

Sur la carte de distribution des valeurs du pourcentage d'anisotropie P% (Fig. 5.16a) on observe qu'à l'Est des granites syn-tectoniques, la zone de contact avec les orthogneiss est caractérisée par des pourcentages d'anisotropie supérieurs à la moyenne (15,8%). On constate également que, dans ce secteur proche du contact avec les orthogneiss, la majorité des sites présente des ellipsoïdes aplatis (Fig. 5.16b). Quant au pluton, les sites ayant des pourcentages d'anisotropie supérieurs de P% supérieures aux moyennes sont essentiellement localisés en périphérie du pluton, de même que les sites fortement aplatis (T > 0,4). Ces taux élevés P% ajoutés à la forme aplatie des ellipsoïdes (1) en périphérie du pluton et (2) sur la marge orientale des granites syn-tectoniques, suggèrent que ces zones de contact correspondent à des secteurs plus fortement déformés, et donc à contraste de viscosité au moment de la mise en place : (1) du pluton de Bossoum-Pologozom dans son encaissant de granite syntectonique, et (2) du granite syntectonique contre l'encaissant orthogneissique à l'Est du secteur d'étude.

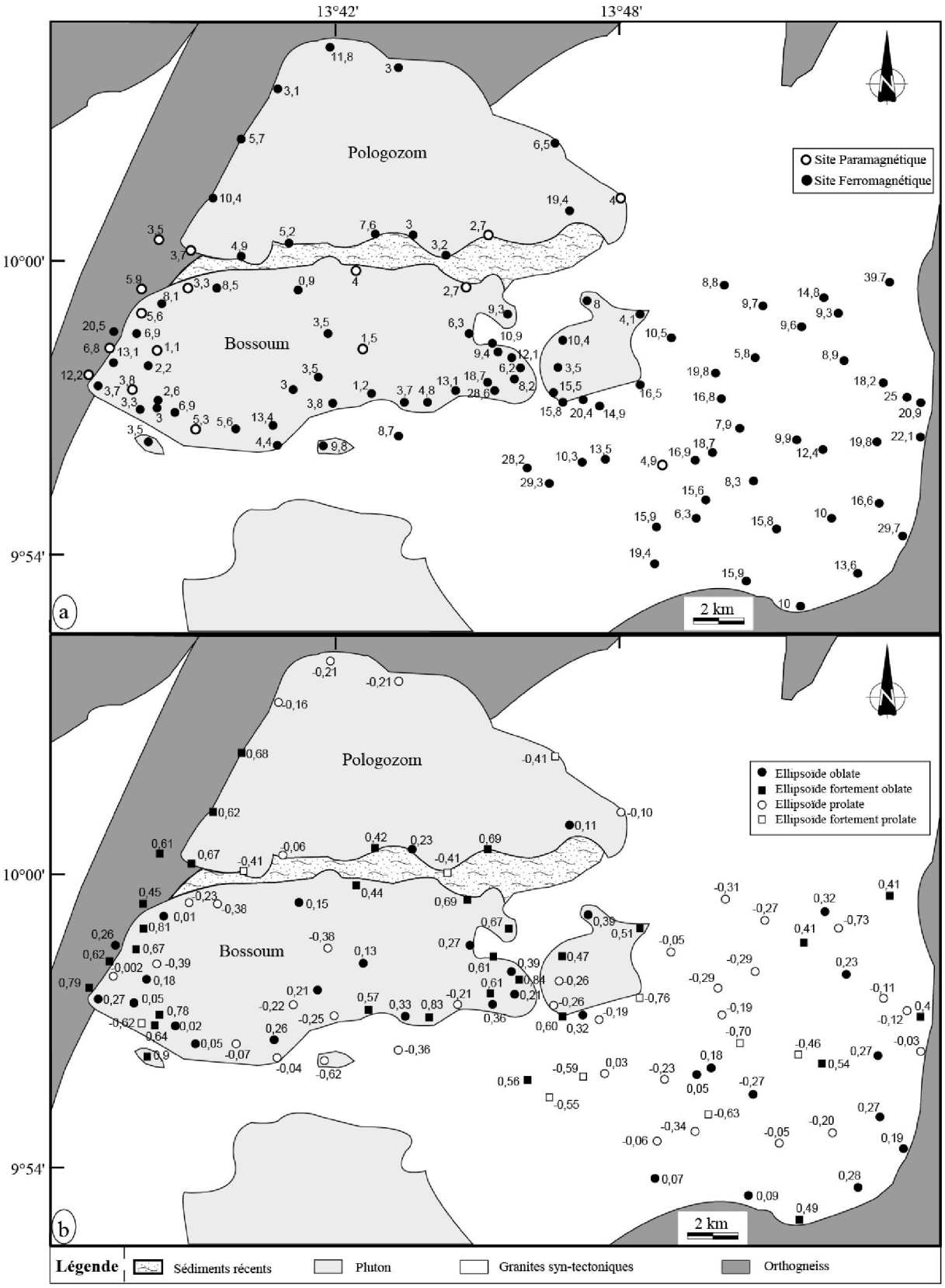


Figure 5.16. Paramètres magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et ses encaissants. **a** : carte des valeurs du pourcentage d'anisotropie (P% ou P_P%). **b** : carte du paramètre de forme de Jelinek, distinguant les ellipsoïdes aplatis (symboles pleins) des ellipsoïdes allongés (symboles vides).

II.4. Foliation et linéation magnétiques

II.4.1. Foliation magnétique

Dans les granites syn-tectoniques la foliation magnétique est quasiment de direction NNE-SSW et de pendage fort à moyen vers l'Ouest. L'orientation moyenne est 21° W72°. Cette foliation est très proche de celle enregistrée dans les orthogneiss à l'Ouest du pluton (Moyenne : 22° W87°; Fig. 5.17) et cohérente avec les mesures de terrain relevées dans cette zone (Fig. 3.1).

Dans le pluton, bien que plus dispersés, les plans de foliation sont majoritairement de direction N-S à NE-SW et de pendage fort à moyen vers l'Ouest ou l'Est (Fig. 5.17). En dépit des différences de nature de contribution (ferromagnétique ou paramagnétique), ces plans de foliations sont très proches de celles que l'on peut mesurer dans les formations encaissantes. L'orientation moyenne est 36°W63° pour les roches plutoniques ferromagnétiques, et 22°W85° pour les roches paramagnétiques. Le pendage des plans de foliation est proche de la verticale (60°-90°) sur 66% des sites, et inférieur à 30° sur 11% d'entre-eux seulement.

II.4.2. Linéation magnétique

Dans les orthogneiss situés à l'Ouest du pluton, les linéations magnétiques sont peu cohérentes mais présentent des directions principalement méridiennes et surtout des plongements moyens à forts, en moyenne de 69° vers l'Ouest (Fig. 5.18). Dans les granites syn-tectoniques, les linéations sont orientées de façon assez homogène selon NNE-SSW, avec des plongements faibles à modérés (de horizontal à 50°) vers le Sud. La linéation moyenne a pour orientation 29°S21°. Dans le pluton de Bossoum, que ce soit dans les sites ferro- que paramagnétiques, les linéations magnétiques sont plus dispersées avec cependant une prédominance des directions N-S à NE-SW. Les plongements sont faible à moyens (horizontal à 59°) sauf le long des bordures (18% des sites) où ils sont forts (> 60°) (Fig. 5.18).

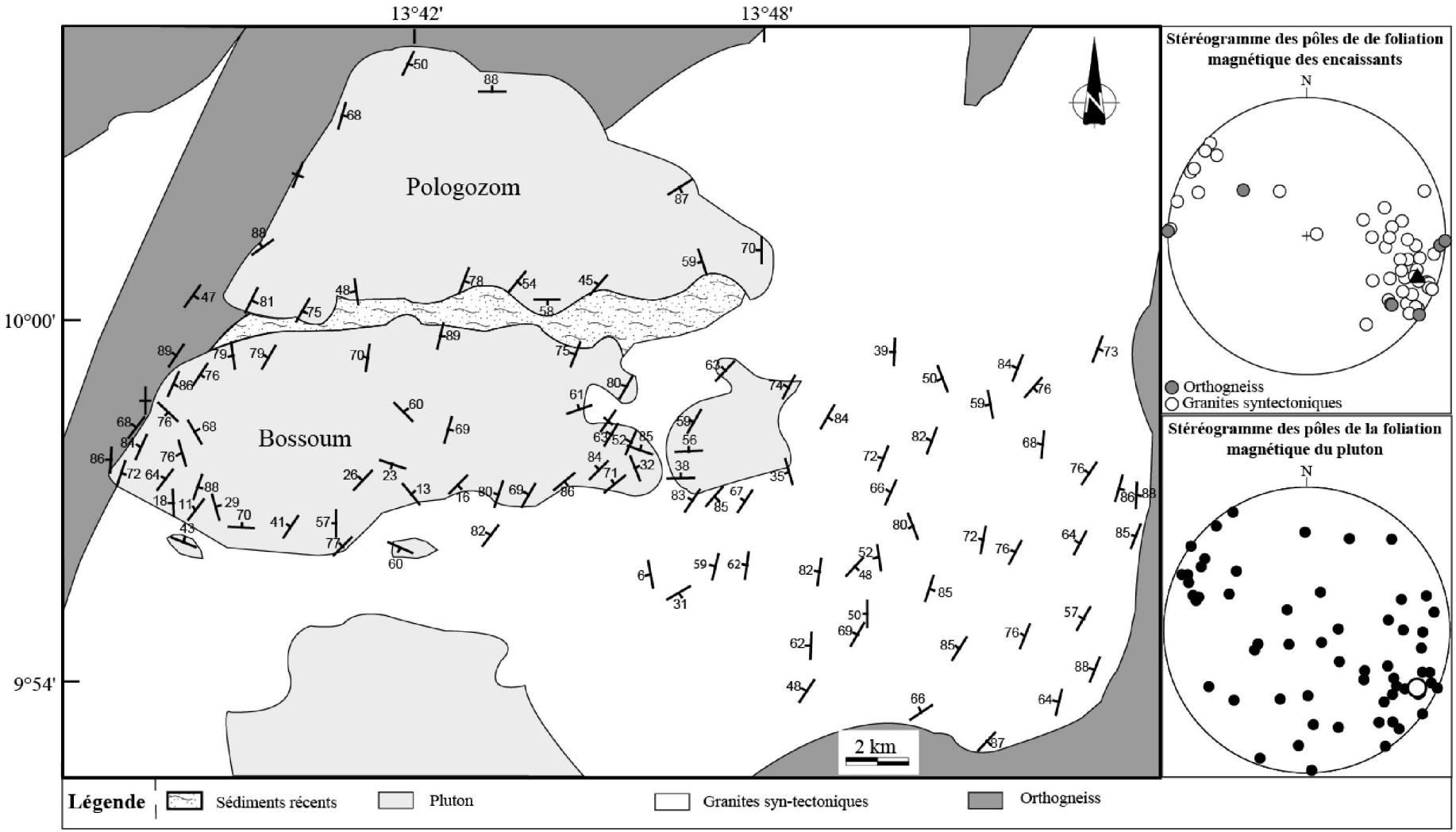


Figure 5.17. Carte et stéréogrammes des pôles de la foliation magnétique dans le pluton de Bossoum-Pologozom et dans ses encaissants. Pôle moyen de la foliation dans les formations encaissantes 111°/16° ; Pôle moyen de la foliation dans le pluton 118°/14°.

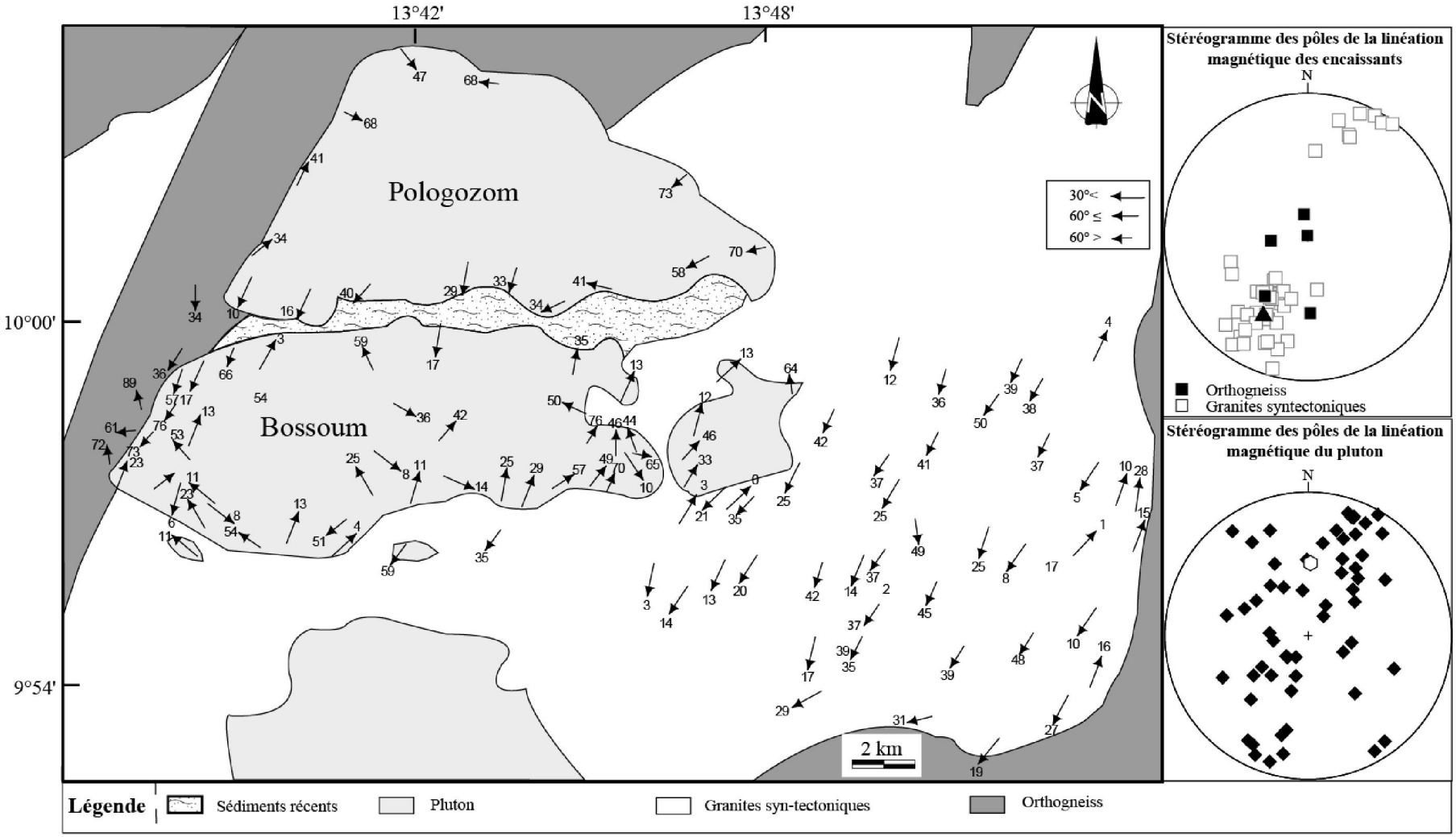


Figure 5.18. Carte et stéréogrammes des pôles de linéations magnétiques dans le pluton de Bossoum-Pologozom et dans ses encaissants. Pôle moyen de la linéation dans les formations encaissantes 209/26. Pôle moyen de la linéation dans le pluton 2/48.

CHAPITRE VI -

GÉOCHRONOLOGIE

CHAPITRE VI

GÉOCHRONOLOGIE

La compréhension de l'évolution tectonique du secteur de Guider, nécessite la détermination des âges de mise en place des plutons étudiés ainsi que ceux de leurs encaissants. A cet effet, des analyses isotopiques U-Th-Pb sur zircon par ablation laser ont été effectuées au Laboratoire Magma et Volcans de l'Université Blaise-Pascale de Clermont-Ferrand (France). Elles ont permis de dater 5 échantillons de roches représentant les principaux ensembles étudiés : Il s'agit de 2 échantillons de l'orthogneiss (DGT23 ; DGT56A), 1 du granite syntectonique, 1 du pluton de Guider (DGT40) et 1 du pluton Bossoum-Pologozom (DGT167). Les résultats d'analyses sont reportés en annexes du chapitre 6 (tableaux 6.1 à 6.5).

I. Datation de formations encaissantes

I.1. Datation des orthogneiss

Deux échantillons d'orthogneiss de composition granodioritique, prélevés respectivement dans les cours d'eau Mayo-Bainga (DGT23sites ASM #23) et Mayo-Louti (Gorges de Kola, DGT56A sites ASM #56), ont été datés. Observés à la loupe binoculaire, on constate que les zircons séparés de ces deux échantillons sont similaires. Leur couleur varie du brun clair au brun foncé. Quant à leur forme, elle varie de prismatique allongé à courte.

Pour l'échantillon DGT23, 26 analyses isotopiques ponctuelles ont été réalisées sur les zircons ou morceaux de zircon sélectionnés. Les données analytiques ont été projetées dans le diagramme Tera-Wasserburg (Tera et Wasserburg, 1972; Claoué-Long et *al*., 1995; Jackson et *al*., 2004). Cependant, il convient de noter que 5 analyses n'ont pas été prises en compte dans le calcul d'âge dû à un âge apparent plus ancien (674-937Ma). Ces analyses suggèrent la présence de zircons héritées d'une formation néoprotérozoïque, plus ancienne que les orthogneiss étudiés. Quant aux 21 autres analyses, elles déterminent un âge de 627 ± 7 Ma (MSWD = 1,4) à l'intercept inférieur (Fig. 6.1a).

Sur l'échantillon DGT56A, 40 analyses ponctuelles ont été effectuées sur les zircons ou morceaux de zircon sélectionnés. Projetées dans le diagramme Tera-Wasserburg, ces analyses permettent d'obtenir un âge de 632 ± 4 Ma (MSWD = 0,98 ; Fig. 6.1b) à l'intercept inferieur. Ce dernier âge (632 ± 4 Ma), ayant la plus faible moyenne des carrés des écarts pondé-

rés (MSWD = 0,98), est considéré comme la meilleure estimation de l'âge de mise en place du protolithe des orthogneiss dans le secteur de Guider.

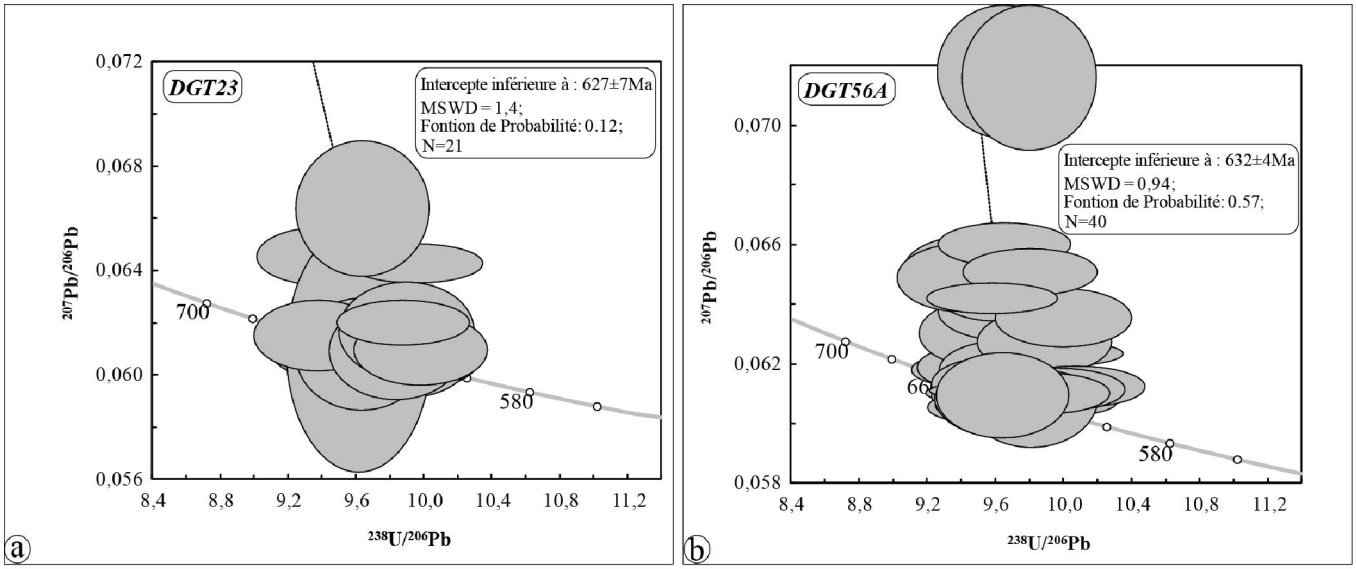


Figure 6.1. Diagramme Tera–Wasserburg ($^{207}Pb/^{206}Pb$ *vs* $U^{238}/^{206}Pb$) des orthogneiss: **(a)** échantillons DGT23; **(b)** échantillon DGT56A. Les incertitudes représentées par les ellipses sont à 2σ.

I.2. Datation des granites syn-tectoniques

L'échantillon de granite syn-tectonique (DGT18A) appartient au faciès à grain fin. Il a été prélevé dans la localité de Lougguéré, sur la route Guider – Mayo-Oulo (site #18 ASM). Les zircons de cet échantillon sont de couleur rose et de forme prismatique faiblement allongée. Ils sont marqués par des concentrations en uranium très variée (18 à 4654 ppm ; Tab. 6.2). Au total 35 analyses isotopiques ponctuelles ont été effectuées sur 35 zircons ou morceaux de zircons sélectionnés. Quatre de ces analyses, présentant des âges apparents discordants, ont été exclus du calcul de l'âge. Il s'agit des analyses n°22290413d, n°39290413d, et n°45290413d dont les âges apparents sont plus anciens (689,9 Ma, 692,8 Ma et 623,6 Ma, respectivement); Tab. 6.2), et de l'analyse n°10290413d, légèrement à l'écart de la Concordia et marquée par un âge apparent plus jeune (503,1 Ma). Dans le diagramme Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$, 31 analyses concordantes à 2σ, permettent de déterminer un âge Concordia de 573,7 ± 3,3 Ma (Fig.6.2), interprété alors comme l'âge de mise en place du granite syn-tectonique à grain fin. Cet âge doit également être considéré comme celui du granite syn-tectonique à gros grain, compte tenu de leur caractère fortement associé sur le terrain et donc contemporain.

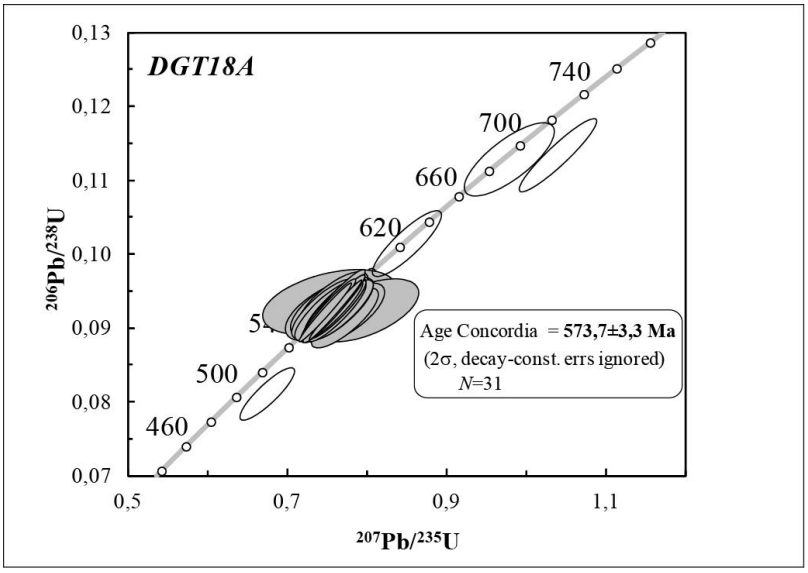


Figure 6.2. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs*. $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT18A. Les ellipses blanches représentent les analyses qui n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ.

II. Datation des plutons

II.1. Le pluton de Guider

L'échantillon DGT40, prélevé sur le site d'échantillonnage d'ASM n°40, localisé au Nord du pluton de Guider, a permis de dater ce pluton. Il s'agit d'une syénite quartzifère rose à texture grenue. Les zircons séparés de cet échantillon ont une couleur variant de rose à rose clair et sont arrondis. Vingt-huit (28) analyses isotopiques ponctuelles ont été réalisées sur plusieurs grains ou morceaux de grain de zircons. Les résultats analytiques U-Pb sont reportés dans le tableau 6.4 en annexes du chapitre 6. Dans le diagramme Concordia $^{206}Pb/^{238}U$ *vs* $^{207}Pb/^{235}U$ de la figure 6.3, les données sont projetées selon une ligne qui détermine un intercept supérieur peu précis à 612 ± 16 Ma et un intercept inférieur négatif à -215 ± 410 Ma. Bien qu'équivalent à l'origine dans les limites d'erreur, cet intercept inférieur suggère la présence de plomb commun dans certains cristaux de zircon. En raison des périodes de décroissance contrastées entre ^{235}U et ^{238}U, le plomb commun a tendance à déplacer légèrement les points d'analyse principalement vers les rapports $^{207}Pb/^{235}U$ plus élevés et liés aux âges plus anciens. Pour mieux contraindre l'âge de cristallisation de ces zircons, seuls les points concordants (concordance > 95%) ont été considérés. C'est ainsi que les 15 analyses concordantes obtenues permettent de déterminer un âge de 593 ± 4 Ma, qui est donc interprété comme étant l'âge de cristallisation des zircons au cours de la mise en place du pluton de Guider.

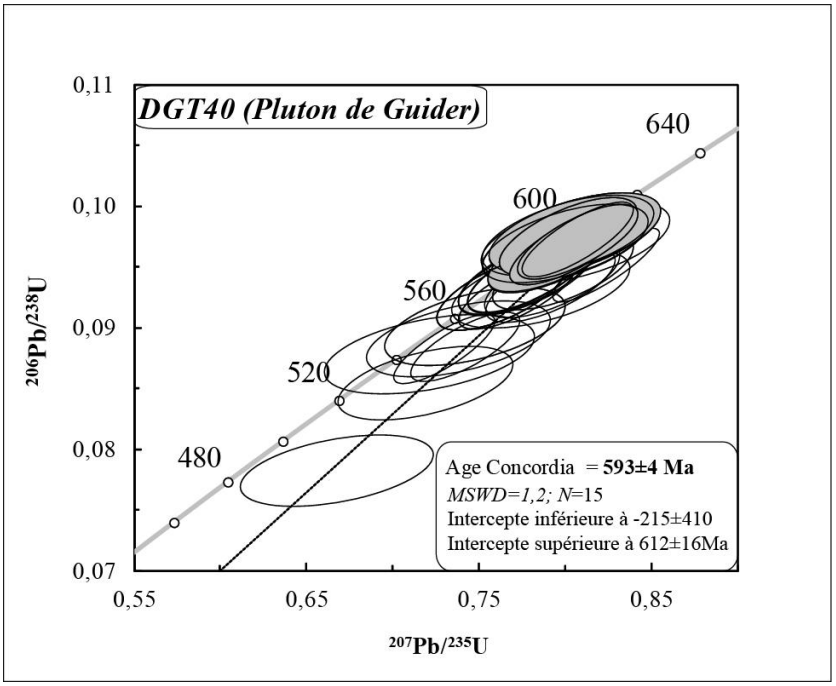


Figure 6.3. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT40. Les ellipses blanches représentent les analyses qui n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge Concordia. Les ellipses incertitudes sont à 2σ.

II.2. Datation du pluton Bossoum-Pologozom

Un échantillon du faciès de syénogranite prélevé en bordure occidentale du Hosséré Pologozom (site 167 d'échantillonnage ASM), a permis de déterminer l'âge de mise en place du pluton Bossoum-Pologozom. Les cristaux de zircons séparés ici, sont de couleur rose-clair à brun-clair, et de forme automorphe très fréquemment bipyramidalée. L'âge du pluton à été déterminé sur la base de 35 analyses isotopiques ponctuelles effectuées sur 35 zircons ou morceaux de zircons. Les 35 résultats sont concordants et déterminent un âge Concordia de 565,7 ± 3,2 Ma (Fig. 6.4). Cet âge est ainsi considéré comme l'âge de cristallisation de zircon et, partant, proche de celui de la mise en place du pluton Bossoum-Pologozom.

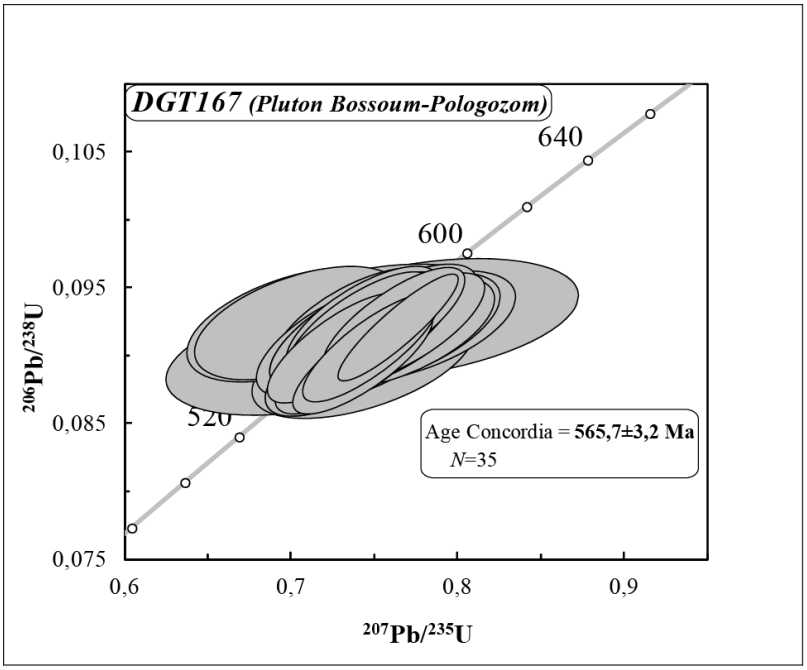


Figure 6.4. Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$) de l'échantillon DGT167. Les incertitudes d'ellipses sont de 2σ.

Les résultats précédents mettent ainsi en évidence une succession d'épisode magmatique néoprotérozoïque (Panafricain) dans la région de Guider. Cette évolution peut être subdivisée en 4 étapes successives : Elle débute par la mise en place des orthogneiss vers 632 Ma (i); suivi de l'intrusion du pluton de Guider autour de 593 Ma (ii); puis de celle des granites syn-tectoniques vers 574 Ma (iii); et la mise en place du pluton Bossoum-Pologozom, intrusif dans les orthogneiss et les granites syn-tectoniques, vers 565 Ma (iv). En conséquence, les orthogneiss constituent le socle le plus ancien dans le secteur de Guider, et la mise en place du pluton de Guider précède celui du Bossoum-Pologozom ainsi que son encaissant granitique (granites syn-tectoniques).

CHAPITRE VII - DISCUSSION

CHAPITRE VII

DISCUSSIONS-INTERPRETATIONS

I. Pétrogenèse des deux plutons étudiés

I.1. Le pluton de Guider

L'étude pétrographique et géochimique du pluton de Guider révèle la coexistence de faciès plus ou moins fractionnés et d'autres plus ou moins cumulatifs. En effet, dans les diagrammes de Harker, les points représentatifs des différents faciès du pluton, bien que parfois épars en particulier pour le Rb, montrent toutefois une lignée marquée par un écart de composition en silice (53%-59%) entre la diorite quartzifère et la syénite quartzifère grise. Les rapports Rb/Sr, A/CNK, Mg#, Rb/Sr, ainsi que les teneurs en Co, Cr, Ni et les spectres de terre rares de la diorite quartzifère et de la syénite grise sont assez proches, et la composition des plagioclases des deux faciès se recouvrent. Par ailleurs, la diorite quartzifère est riche en TiO_2, Fe_2Ot, MgO, CaO, Ba, Sr, pauvre en K_2O et Rb, et ses spectres de terres rares présentent une anomalie positive ou faiblement négative en Eu (Fig. 4.18). Ces données dénotent un mécanisme d'accumulation des ferromagnésiens (pyroxène, amphibole et biotite), du plagioclase et de la magnétite, abondants dans cette roche, vraisemblablement par sédimentation gravitaire, comme en indique la texture cumulative observée localement dans ce faciès. La composition en silice du magma parent serait alors comprise entre 53% et 59% pour une teneur en K_2O d'au moins 2,5% (Fig. 4.17 et Tab. 4.5). Ces valeurs sont celles des diorites potassiques (Gulson *et al*., 1973).

La diorite quartzifère est caractérisée par des teneurs élevées en éléments en traces (notamment en Ba = 2016 ppm et Sr = 697 ppm, valeurs moyennes) et par des rapports Rb/Sr faibles (0,08-0,11). Ceci permet d'envisager effectivement une origine soit à partir d'un magma mantellique, soit à partir d'un magma crustal alcalin et mafique. Compte tenu des teneurs peu élevées en Cr, Co et Ni (11,7, 23,1 et 19,5 ppm respectivement en moyenne) de la diorite quartzifère, la première hypothèse est peu probable. Les études de Rapp et Watson (1995) démontrent qu'un faible degré de déshydratation-fusion (5-10%) de roches mafiques produit un liquide très siliceux, tandis qu'une fusion partielle de 20 à 40% produit un liquide de composition acide à intermédiaire avec des teneurs élevés en Al_2O_3. Le magma parent du pluton de Guider, caractérisé par des teneurs en SiO_2 relativement faible (SiO_2 = 53-59%) et des teneurs en Al_2O_3 élevées (~17% ; Tab. 4.5), suggère qu'il a été généré par une fusion partielle de 20-40% d'une croûte basaltique hydratée.

Le faciès de syénite quartzifère rose affiche un caractère hétérogène qui se traduit par des variations pétrographiques (avec ou sans amphibole) et par de larges variations géochimiques (A/CNK = 0,91-1,16 ; Mg# = 35,30-2,38; Rb/Sr = 0,80-3,12 ; $(La/Yb)_N$ = 12,56-82,88 ; Eu/Eu* = 0,04-1,23). D'autre part, ce faciès est caractérisé par des teneurs élevées en K_2O (6,90% en moyenne), faibles en CaO (1,26% en moyenne) et par des rapports Rb/Sr variable. Ces observations suggèrent une contamination crustale avec influence métasomatique pour les échantillons caractérisés par les valeurs les plus élevées en Rb/Sr. Le maximum de contamination crustale est porté par la syénite quartzifère rose sans amphibole et à tendance monzonitique, marquée par un caractère hyper-alumineux (A/CNK = 1-1,16) et par des rapports Rb/Sr élevés (0,92-3,12). Le magma du pluton de Guider résulte non seulement d'une cristallisation fractionnée avec accumulation de minéraux, mais aussi d'une contamination par assimilation crustale et métasomatisme.

Le scénario de la genèse du pluton de Guider serait alors celui d'une large fusion partielle (20%-40%) d'une croûte inférieure mafique ayant généré un magma dioritique potassique. Celui-ci, par cristallisation fractionnée et sédimentation, aurait produit la diorite quartzifère d'un côté, et de l'autre, un liquide résiduel ayant donné naissance aux syénites quartzifères (syénite rose et syénite grise) variablement contaminées. Des arguments isotopiques (Nd, Sr, Hf, et O) sont cependant requis pour confirmer l'origine des magmas et l'action des processus magmatiques envisagés (cristallisation fractionnée, assimilation crustale et métasomatisme).

I.2. Le pluton Bossoum-Pologozom

Les travaux de Frost et Frost (2011) permettent de classer les roches du pluton de Bossoum-Pologozom comme ferrifères, alcalines à alcaline-calciques et métalumineuses. Selon Duchesne et Wilmart (1997) et Frost *et al.* (1999) les granitoïdes ferrifères alcalins sont interprétés comme le résultat de la cristallisation fractionnée d'un magma parent ferro-basaltique à pression modérément élevée, avec assimilation d'une croûte felsique. Le degré de contamination crustale se traduit par le passage progressif d'un type alcalin métalumineux à des granitoïdes à un type alcalin-calcique métalumineux, voire hyperalumineux (Scoates *et al.*, 1996 ; Anderson *et al.*, 2003).

Les données minéralogiques et géochimiques des faciès de syénite mésocrate et de syénogranite du pluton Bossoum-Pologozom présentent de nombreux traits communs tels que : des minéraux ferromagnésiens très ferrifères (X_{Fe} >0,70), la présence de plagioclase so-

dique (oligoclase essentiellement), un caractère ferrifère et métalumineux, une homogénéité des profils des terres rares (hors l'anomalie en Eu), et des lignées bien définies dans les diagrammes de Harker. Ces caractéristiques suggèrent que ces deux principaux faciès sont issus d'une source commune par différentiation magmatique. Il existe malgré tout des différences géochimiques entre ces deux faciès. En effet, dans les diagrammes de Harker, il a été observé un écart entre les points représentatifs de ces deux faciès. La syénite mésocrate est caractérisée par des teneurs moyennes en TiO_2 (1,04%), Fe_2O_3 (7,84%), CaO (3,13%), Al_2O_3 (16,03%), Sr (302 ppm) et Ba (1569 ppm) nettement plus élevées que dans la syénogranite (valeurs moyennes: TiO_2 : 0,52% ; Fe_2O_3 : 4,50% ; CaO : 1,67%, Al_2O_3 : 14,70% ; Sr : 150 ppm ; Ba= 822 ppm). Ces valeurs traduisent une plus grande abondance en minéraux mafiques (clinopyroxène, amphibole, biotite), en plagioclase et en oxydes de Fe-Ti dans la syénite mésocrate, traduisant à son tour une accumulation locale de ces minéraux. Les teneurs élevées en Ba et Sr, de même que les anomalies positives en Eu des spectres de terres rares de la syénite mésocrate, indiquent également une accumulation du plagioclase.

Dans un magma les principaux mécanismes d'accumulation locale de minéraux sont : la sédimentation gravitaire, la mobilisation liée aux courants de convection, et le mécanisme de filtre-presse. Etant donné que la syénite mésocrate de Bossoum-Pologozom ne présente pas de structure stratifiée, qui attestant d'un processus cumulatif, le processus d'accumulation de minéraux le plus probable serait alors le mécanisme de « filtre-presse ». Ceci expliquerait l'écart de teneur en SiO_2 observé entre les deux faciès de ce pluton. En effet, dans un mécanisme de type filtre presse, c'est le liquide résiduel, enrichi en silice, qui est expulsé du magma, générant de ce fait une différence de teneur en silice entre cumulat nouvellement formé et liquide expulsé. Le « magma parent » de ce pluton aurait alors une composition comprise (« gap ») entre celles de ses deux principaux faciès, c'est-à-dire avec une teneur en SiO_2 comprise entre 62 et 64%. Par ailleurs, les roches de ce pluton sont marquées par de faibles teneurs en MgO (0,46-1,34). Selon Castro et *al*. (2011), de telles teneurs ne sont compatibles avec une origine cumulative, que si le magma source a une composition intermédiaire en SiO_2. Si on s'en tient à la composition en SiO_2 du « gap », ainsi qu'aux valeurs correspondantes élevées en Fe_2O_3 et K_2O, le magma source du pluton Bossoum-Pologozom serait alors de composition granodioritique ferro-potassique.

II. Evolution tectonique des formations encaissantes

La phase de déformation majeure, mise en évidence dans les orthogneiss, aussi bien dans le secteur de Guider que dans celui de Mayo-Oulo, est marquée par une foliation subverticale de direction NNE-SSW (structures de terrain et magnétiques) et des linéations pentées vers le SSW. Les marqueurs de mouvement indiquent que cette phase de déformation résulte de la combinaison d'une compression de direction approximativement E-W, et d'une composante cisaillante dextre de direction NNE-SSW. On déduit que la déformation des orthogneiss s'est opérée au cours d'une transpression dextre suivant la définition donnée, par exemple, par Sanderson et Marchini (1984). Le caractère compressif de cette déformation est confirmé sur les affleurements d'orthogneiss étudiés le long du cours d'eau Mayo-Louti. Là, on note des linéations à plongement variables (Tikoff et Teyssier, 1994), des niveaux leucocrates présentant des doubles boudinages (en section horizontale et verticale ; Fig. 3.6) et une prédominance d'ellipsoïdes magnétiques de forme aplatie (Fig. 5.7).

Nos travaux ont permis de dater à 632 ± 4 Ma la mise en place des magmas (dioritique, granodioritique, tonalitique) à l'origine des orthogneiss de Guider. Toteu *et al.* (1987) ont également obtenu un résultat semblable (633± 3 Ma) sur les orthogneiss du secteur de Poli. A cette période, selon les interprétations de Pouclet *et al*. (2006) et Moussa (2011), le secteur de Guider était situé à l'arrière d'une zone de subduction, résultant de l'enfoncement vers l'Ouest d'un micro-océan situé entre les domaines Nord-Ouest Cameroun et Mayo-Kébbi, sous la croûte continentale du domaine Mayo-Kébbi. Si on s'en tient à cette configuration géologique, on peut considérer que la mise place du magma qui deviendra un orthogneiss dans le secteur de Guider s'est effectuée dans un contexte d'arrière arc. Penaye *et al*. (2006) ont obtenu un âge de 612 ± 1 Ma (âge Pb-Pb par évaporation des zircons) sur la méta-diorite de Mayo Badjouma, située à environ 60 km au Sud de Guider et appartenant à la même unité litho-tectonique que les orthogneiss de Guider. Un âge de 618 ± 6 Ma (U-Pb zircon) a également été obtenu par Isséni (2011) sur la méta-tonalite de Figuil, située à environ 10 km au Sud-Est de Guider. Ces âges plus récents que celui des protolithe ayant donné naissance aux orthogneiss de la région de Guider correspondent vraisemblablement au début de la phase de déformation régionale (souvent qualifiée de D_2), marquant le début de la collision entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun.

Mamtani et Greiling 2005 ; Tikoff et *al.*, 2005 ; Majumder et Mamtani 2009).

En en accord avec plusieurs travaux (Moyen *et al*., 2003 ; Ferré *et al*., 2012 parmi d'autres), (i) l'allongement cartographique en lanière de direction NNE-SSW du granite syntectonique, parallèle à sa foliation magmatique; (ii) la prédominance d'ellipsoïdes magnétiques allongés, et l'omniprésence de linéations (magnétiques) subhorizontales (plongement 0-30°) de direction NNE-SSW associées à une foliation fortement pentée, confirment le caractère syn-tectonique (de phase D_2) de ces granites. Par ailleurs, l'homogénéité des orientations des structures (magnétiques) sur l'ensemble de l'affleurement de granite syntectonique étudié, indique que cet ensemble a été déformé, du début de sa cristallisation jusqu'à son état solide, par un même état de contrainte. Enfin, la déformation mylonitique observée sur la bordure Est de ces granites, en continuité directionnelle avec les structures magmatiques « de l'intérieur » (à l'Ouest), et attribuable à la friction le long des parois plus froides de l'orthogneiss situé à l'Est, suggèrent qu'un cisaillement d'ensemble ayant débuté autour de 574 Ma, matérialisé à l'Est par la microstructure mylonitique, est contemporain de la mise en place des granites syntectoniques.

Les considérations développées ci-dessus permettent d'avancer que le socle granito-gneissique de la région de Guider a été affecté par deux épisodes cinématiques successifs de même direction, celle de la limite des domaines convergents. Le sens du cisaillement de chacun de ces deux épisodes n'est pas encore certain. Dans l'encaissant orthogneissique, on a vu que la compression dominait sur la composante de cisaillement. Sur les quelques affleurement observés en 3-dimensions, la composante dextre apparaît clairement (Fig. 3.6). Par ailleurs, la faible variation de pendage des plans de foliation autour de la verticale (Fig. 7.1a, c) ainsi que la faible variation directionnelle des linéations (Fig. 7.1b, d), en allant des terrains orthogneissiques à l'Est (épisode 1) aux terrains granitiques (à l'Ouest), suggèrent que ces épisodes suc-

cessifs résultent d'une même déformation transpressive (phase D_2) liée à la convergence oblique entre les domaines Mayo-Kebbi et Nord-Ouest Cameroun (Penaye *et al*,. 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Isséni, 2011).

Il reste que les linéations dans les orthogneiss et dans les granites syn-tectoniques se distinguent par leurs plongements (Fig. 7.1). Ceux-ci sont très variables dans les orthogneiss, et relativement bien réglés et faiblement pentés vers le SSW dans les granites syn-tectoniques. Selon plusieurs auteurs (Robin et Cruden, 1994; Tikoff et Greene, 1997; Teyssier et Tikoff, 1999; Hudleston, 1999 ; Goodwin et Tikoff, 2002 ; Lee *et al*., 2012), dans une zone de transpression avec plan de mouvement subvertical, la linéation peut avoir un plongement très variable en fonction du rapport entre les composantes « *trans* » et « *press* », lui-même en relation avec la direction et/ou l'intensité de la contrainte au cours de la phase transpressive, ou encore avec la viscosité locale du matériau qui se déforme.

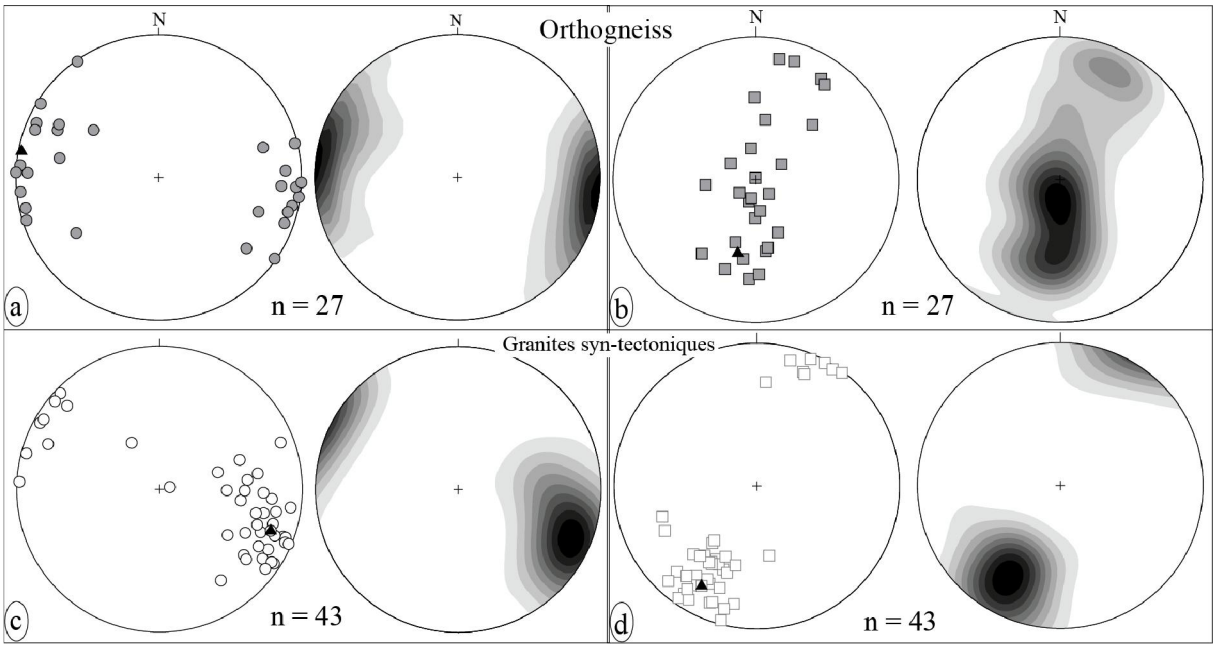


Figure 7.1. Stéréogrammes et diagrammes de densité des pôles de la foliation et de la linéation magnétiques des formations encaissantes. **a** : foliation dans les orthogneiss. **b** : linéation dans les orthogneiss. **c** : foliation dans les granites syn-tectoniques. **d** : linéation dans les granites syn-tectoniques.

En appliquant le raisonnement précédent au secteur de Guider, on suggère que la déformation des orthogneiss a lieu dans un contexte de transpression proche du cisaillement pur alors que la mise en place des granites syn-tectoniques s'est faite dans un contexte où le cisaillement simple domine. Ceci suggère à son tour que la composante « *trans* » a diminué

d'intensité entre l'épisode 1 (déformation orthogneissque du secteur de Guider) et l'épisode 2 (mise en place des granites syn-tectoniques), une sorte de partition de la déformation (*strain partionning*) dans le temps comme le décrivent plusieurs auteurs (Tikoff et Greene, 1997 ; Connors *et al.*, 2002; Kisters *et al.*, 2004 ; Neves *et al.* 2005). Plus récemment, les travaux de Carreras *et al.* (2013) indiquent que les variations de la contrainte (en direction ou en intensité) dans les zones de transpression peuvent engendrer des cisaillements localement contradictoires, notamment dans les zones présentant plusieurs variétés de roches.

III. Contexte tectonique de mise en place des plutons

III.1. Mise en place du pluton de Guider

Les données collectées à la fois sur le terrain et au laboratoire montrent que les fabriques et les microstructures du pluton de Guider et son encaissant orthogneissique sont contrastées. Par rapport à la déformation transpressive dextre mise en évidence dans les orthogneiss ce contraste tend à indiquer une mise en place tardive de ce pluton.

Dans le pluton, 45% des sites ont des foliations magnétiques à pendage supérieur à 59° et des linéations magnétiques ont un plongement supérieur à 55°, ces derniers étant confinés à l'Ouest et au centre du pluton (zone en grisé en Fig. 5.8.). Tel qu'argumenté dans de nombreuses études (Vigneresse et Bouchez, 1997; Bolle *et al.*, 2002 par exemple), le regroupement en secteurs circonscrits de sites à structure linéaire fortement plongeante permet d'envisager la présence d'une zone d'alimentation magmatique, ou zone racine. Cette hypothèse est confortée par le fait que les sites situés autour de ce domaine à structures fortement inclinées présentent des linéations moins plongeantes (plongement moyen: 30°) et convergeantes vers la zone de racine (Fig. 5.8). Par ailleurs, cette zone de racine est marquée par l'abondance des affleurements de diorite quartzifère dont les données géochimiques établissent leur origine plus profonde, moins évoluée.

Bien qu'un début de déformation à l'état solide soit attesté par les microstructures du quartz et du microcline (Fig. 5.3), la prédominance de la déformation magmatique est confirmée par la concordance entre les fabriques magnétiques des enclaves mafiques et celles de leur hôte syénitique dans les sites #19 et #37 (Tab. 5.1). Les structures magnétiques sont plus dispersées dans le pluton que dans son encaissant gneissique et parfois même elles sont franchement obliques (Fig. 5.8). Cependant, il n'y a pas de totale indépendance des structures entre le pluton et son encaissant. Par exemple, les directions NNE-SSW à N-S des linéations

magnétiques, plus particulièrement au Sud du pluton, sont proches de celles mesurées dans l'encaissant (Fig. 5.8). Par ailleurs, les ellipsoïdes de forme sont plutôt allongés dans la zone dite d'alimentation du pluton (Tmoyen = 0,26), contrairement au reste du pluton (Fig. 5.7 ; Tmoyen=0,02). Cette observation suggère que le pluton a été plus fortement aplati en ses extrémités qu'en son cœur. Ce mécanisme est d'ailleurs probablement responsable de la forme allongée du pluton. En outre, la forme tordue ou plissée des filons de syénite en bordure du pluton (Fig. 4.3) suggère aussi que le pluton de Guider s'est mis en place avant la fin de la déformation transpressive à cisaillement pur dominant de son encaissant.

III.2. Mise en place du pluton de Bossoum-Pologozom

L'interprétation des cartes de fabrique magnétique d'un pluton dépend de la distribution des types de microstructures dans le pluton et de leur comparaison avec les structures tectoniques de l'encaissant (Mamtani et Greiling, 2005 ; Tikoff *et al*., 2005, Benn, 2010). De nombreuses études combinant ces approches (Guillet *et al*.,1985; Archanjo *et al*., 1994, 2002 ; Ferré *et al*., 1995; Gleizes *et al*., 1998; Saint-Blanquat *et al*., 2001; Bouchez *et al*., 2006 ; Ghalamghash *et al*., 2009 ; Vegas *et al*., 2013) ont permis de proposer des mécanismes de mise place des plutons compatibles avec la cinématique locale et même, éventuellement, avec la géodynamique régionale.

Le pluton de Bossoum-Pologozom est marqué, sur ses bordures Ouest et Est, par une foliation de direction NNE-SSW à NE-SW et de pendage subvertical. Sur ces deux bordures les marqueurs de cette foliation ne sont pas identiques : à l'Ouest, au contact des orthogneiss, la foliation est franchement gneissique; sur la bordure Est, à proximité des granites syntectoniques, elle est franchement magmatique. Cette différence de microstructure est liée avant tout à la température de la déformation ayant affecté les bordures du pluton et leur encaissant immédiat. Alors qu'à l'Est il y a une quasi-continuité entre les microstructures de l'encaissant (granite syntectonique : microstructures de déformation faible à moyenne et à très haute température, voisine du solidus) et celles du pluton (microstructures magmatiques), le long de la bordure Ouest du pluton, on observe des microstructures impliquant une très forte déformation à température haute à moyenne. La distribution des valeurs de l'anisotropie de (P%), en cheminant des encaissants vers l'intérieur du pluton, est en accord avec ces gradients de déformation (Fig. 5.16a). Ainsi, il apparaît que la mise en place du pluton de Bossoum est

(quasi-) synchrone de la déformation des granites syn-tectoniques de l'Est, et antérieure à celle des orthogneiss de l'Ouest.

Dans le pluton lui-même, les structures magnétiques révèlent une prédominance des foliations subverticales et de direction N-S à NE-SW avec des linéations à plongement faible à modéré (Fig. 5.18). Ces fabriques, enregistrées au cours de la mise en place du pluton, et plus ou moins concordantes avec les structures de ses encaissants, en particulier de celles de son encaissant oriental, confirme que le pluton de Bossoum s'est mis en place avant la fin de l'épisode de déformation (transpressive) des granites syn-tectoniques. Cependant, plusieurs linéations à orientation très oblique (NW-SE à E-W) sont attribuées à des injections tardives de granite dans des secteurs en tension, c'est-à-dire perpendiculaires à la direction générale de l'extension de la région d'étude. Ces injections de granite dans le granite, soulignent (1) leur caractère tardif (la viscosité du pluton croît), et peut-être aussi (2) un début de relâchement de la compression régionale. Tous ces résultats suggèrent que le pluton de Bossoum-Pologozom, daté à 566 Ma, est syn- à tardi-tectonique de la déformation des granites syn-tectoniques qui définit le second épisode de la déformation transpressive.

IV. Plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom dans les chaînes panafricaine au Cameroun et au Brésil

Le pluton de Guider (593 Ma) et celui pluton de Bossoum-Pologozom (566 Ma) sont tous deux de nature trans-alcaline. Le pluton de Guider a un caractère hétérogène et transitionnel (métalumineux à hyper-alumineux et magnésien à ferrifère) celui de Bossoum-Pologozom est relativement homogène (métalumineux et ferrifère). Selon les données géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares), ces deux plutons dériveraient de sources essentiellement crustales par divers processus magmatiques. Les sources crustales seraient probablement juvéniles, puisque les zircons datés de ces deux plutons ainsi que de leurs encaissants, révèlent une absence d'héritage de matériel plus ancien, paléoprotérozoïque par exemple.

Dans la portion camerounaise de la chaîne panafricaine, les plutons qualifiés de tardi- à post-tectoniques ou post-collisionnels n'affleurent que dans les domaines Adamaoua-Yadé et Nord Ouest Cameroun (Toteu *et al.*, 2001, 2004; Ngako *et al.*, 2008; Van Schmus *et al.*, 2008). Constitués de granites, diorites, gabbros et syénites, ils sont majoritairement calco-alcalins très potassiques. Leurs âges de mise en place sont estimés entre 605 et 570 Ma (data-

tions U-Pb/zircon ; Toteu *et al*., 1987, 2001; Njiekak *et al*., 2008 ; Ganwa *et al.,* 2011 ; Kwékam *et al.,* 2013, Fig. 7.2). D'après les données isotopiques (Sm/Nd), les granitoïdes tardi- à post-tectoniques du domaine Adamaoua-Yadé sont d'origine mixte (manteau + croûte paléoprotérozoïque ; Tagné-Kamga, 2003; Djouka-Fonkwe *et al*., 2008; Kwékam *et al*., 2010, 2013) ou proviennent du recyclage de la croûte paléoprotérozoïque (Nzolang *et al*., 2003; Penaye *et al*., 2004; Ganwa *et al*., 2008a; Tchameni *et al*., 2006). Dans le domaine Nord – Cameroun qui nous intéresse, des données isotopiques sur cette génération de granitoïdes manquent encore.

Dans le domaine Mayo-Kébbi deux types de granitoïdes post-collisionnels sont connus : calco-alcalin potassique (Pouclet *et al*., 2006) et alcalin (Isséni *et al*., 2012). Le type alcalin s'est formé à la suite d'une cristallisation fractionnée extrême d'un magma d'origine mantellique contaminé par une source d'âge pré-néoprotérozoïque, alors que le type calco-alcalin résulte de la fusion partielle de la croûte inférieure. Les deux types de granitoïde se sont mis en place dans des formations métasédimentaires et métavolcaniques vers 570 Ma (U/Pb zircon, Penaye *et al*., 2006; Isséni *et al*., 2012).

Le pluton Bossoum-Pologozom présente des similitudes géochimiques et minéralogiques avec les plutons Solli Hills et Rahama du domaine Est-Nigéria, datés respectivement à 598 ± 11 Ma et 577 ± 1,6 Ma (Ferré *et al.,* 1998), mais aussi avec le pluton São José do Campestre du domaine Seridó-Jaguaribe de la Province de Borborema daté à 572 ± 8 Ma (Nascimento *et al.,* 2000 ; Guimarães *et al*., 2009). Ces plutons ont en commun leur nature trans-alcaline ferro-potassique essentiellement métalumineuse, et leurs amphiboles sont de même variété (ferro-édenite, hastingsite, ferro-hornblende). Les études géochimiques, isotopiques et géochronologiques effectuées par les auteurs cités sur les plutons de Rahama, Solli Hills et São José do Campestre ont montré que ces plutons sub-contemporains résultent de la fusion partielle de la croûte inférieure de composition granodioritique ou tonalitique. Le pluton de Bossoum-Pologozom aurait donc la même origine que certains plutons trans-alcalins et ferro-potassiques de l'Est du Nigéria et du Nord-Est du Brésil.

En conclusion, d'après les informations précédentes sur les plutons dits tardi à post - tectoniques du domaine Nord-Ouest Cameroun et des domaines voisins, le plutonisme trans-alcalin du secteur de Guider s'apparente à ceux des domaines Nord-Est Nigéria et Seridó–Jaguaribe, du moins au vu des compositions chimiques et des âges.

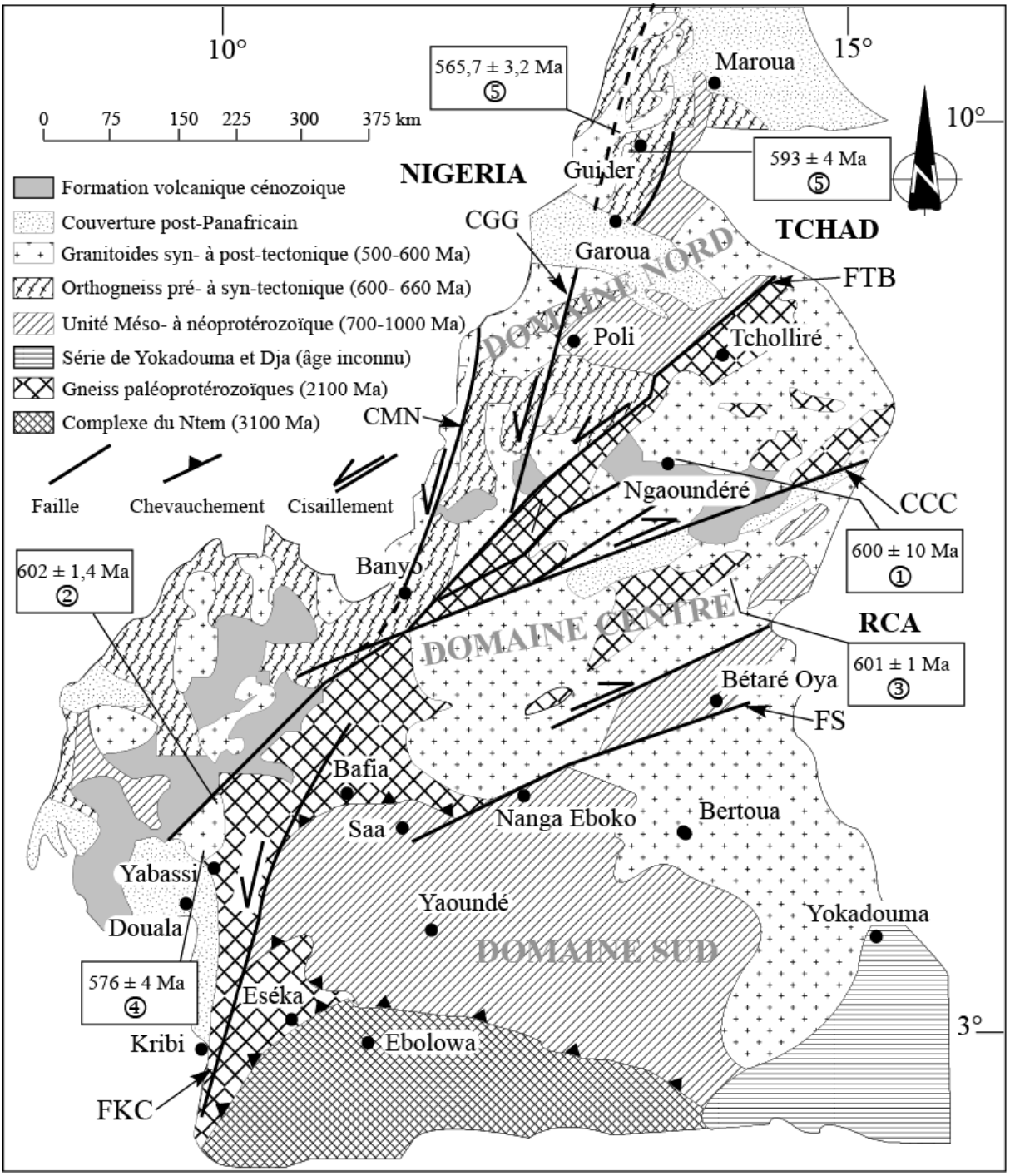


Figure 7.2. Carte géologique du Cameroun illustrant les âges U-Pb/zircons de quelques plutons tardi- à post-tectoniques. FKC : Faille Kribi-Campo ; FS : Faille de la Sanaga ; CCC : Cisaillement Centre Camerounais ; FTB : Faille Tcholliré Banyo ; CGG : Cisaillement Godé Gormaya ; CMN : Cisaillement Mayo-Nolti . Références : ① = Toteu *et al.,* 2001 ; ② = Njiekak *et al.,* 2008 ; ③ = Ganwa *et al.,* 2011 ; ④ = Kwékam *et al.,* 2013 ; ⑤ = résultats de cette étude.

V. Implication tectonique

V.1. Le collage des domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun

Au Nord Cameroun et au Sud-Ouest du Tchad, le manque d'étude structurale (ASM, microstructures) sur les plutons panafricains ne permettait pas de distinguer clairement les plutons tardi-tectoniques des plutons post-tectoniques ou post-collisionnels. Sur la base de l'âge de mise en place de plutons supposés post-tectoniques, la fin du collage entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun avait été estimé comme postérieure à 600 Ma (Penaye *et al*., 2006 ; Pouclet *et al*., 2006 ; Isséni, 2011). Nos résultats dans le secteur de Guider, mettent en évidence une activité tectonique transpressive liée à la convergence des domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun, jusqu'à, au moins, l'âge du pluton de Bossoum-Pologozom de 565,7 ± 3,2 Ma. Ceci permet de préciser que la fin du collage transpressif entre ces deux domaines est postérieur à 566 Ma.

V.2. Sens du cisaillement dans la chaine panafricaine au Cameroun

Des cisaillements subméridiens sénestres et dextres sont communément décrits dans les différents domaines de la chaîne panafricaine au Cameroun. Selon certains auteurs (Ngako *et al.*, 2008 ; Njanko *et al*., 2010 ; Njonfang et Ngako, 2011) les cisaillements sénestres sont antérieurs aux cisaillements dextres. Ces auteurs estiment par ailleurs que la période de cisaillement sénestre se situe entre 613 et 585 Ma et que celle du cisaillement dextre se situe entre 585 et 545 Ma. Dans le pluton de Batié (situé au Sud-Ouest du domaine Adamaoua-Yadé), Njiekak *et al* (2008) ont décrit des marqueurs de cisaillements dextre et senestre contemporains de la mise en place de ce pluton vers 602 Ma. Dans le secteur de Guider, nos résultats mettent en évidence un régime de cisaillement transpressif dextre entre 612 Ma et 593 Ma.

D'après Ngako *et al.* (2008) la zone de cisaillement transpressive sénestre Godé-Gormaya se prolongerait à l'Ouest du secteur d'étude. Cette zone de cisaillement, de direction N-S, c'est-à-dire parallèle à la zone de cisaillement transpressive dextre du secteur de Guider, n'est pas datée mais se rattacherait à la zone de cisaillement sénestre Kribi-Campo (Ngako *et al*., 2008) datée autour de 590 Ma (Toteu *et al.,* 1994 ; Lerouge *et al*., 2006 ; Nsifa *et al*., 2013). Si on admet cette corrélation, cela suppose que les zones de cisaillement dextre et sénestre au Cameroun ont fonctionné au cours d'une même période. Ces résultats (1) s'accordent avec l'importance de la composante *press* de la transpression qui a régné au cours du collage entre ces domaines du Nord-Cameroun, et (2) indiquent qu'il reste des efforts à

faire pour déterminer plus précisément, ou pour confirmer le sens des nombreux cisaillements parcourant la chaîne panafricaine au Cameroun, en particulier à l'Ouest du secteur de notre d'étude.

V.3. Lien avec la chaîne brésilienne

Les observations décrites plus haut permettent d'avancer que le plutonisme transalcalin dans le secteur d'étude, notamment celui de Bossoum-Pologozom, est semblable et contemporain à ceux de certain pluton des domaines Nord-Est Nigéria et Seridó–Jaguaribe (Nord-Est Brésil). Ce magmatisme aurait donc affecté la portion du Gondwana couvrant les domaines mentionnés d'Afrique et du Nord-Est du Brésil. Par ailleurs, les récents travaux de reconstitution pré-mésozoïque du Gondwana (De Witt *et al*., 2008; Aslanian *et al*., 2009; Moulin *et al*., 2010; Archanjo *et al*., 2013) rattachent les domaines Nord-Ouest Cameroun et Nord-Est Nigéria au domaine Seridó–Jaguaribe situé au Nord du cisaillement du Patos (Fig. 7.3). Cette zone de cisaillement du Patos, transpressive dextre de direction E-W, constitue l'une des principales zones de cisaillement de la Province de Borborema. Elle compte de nombreuses ramifications orientées selon NNE-SSW à NE-SW. Dans son prolongement transatlantique, elle se rattache au Cisaillement Centre camerounais (CCC) (Caby, 1989; Souza *et al*., 2006).

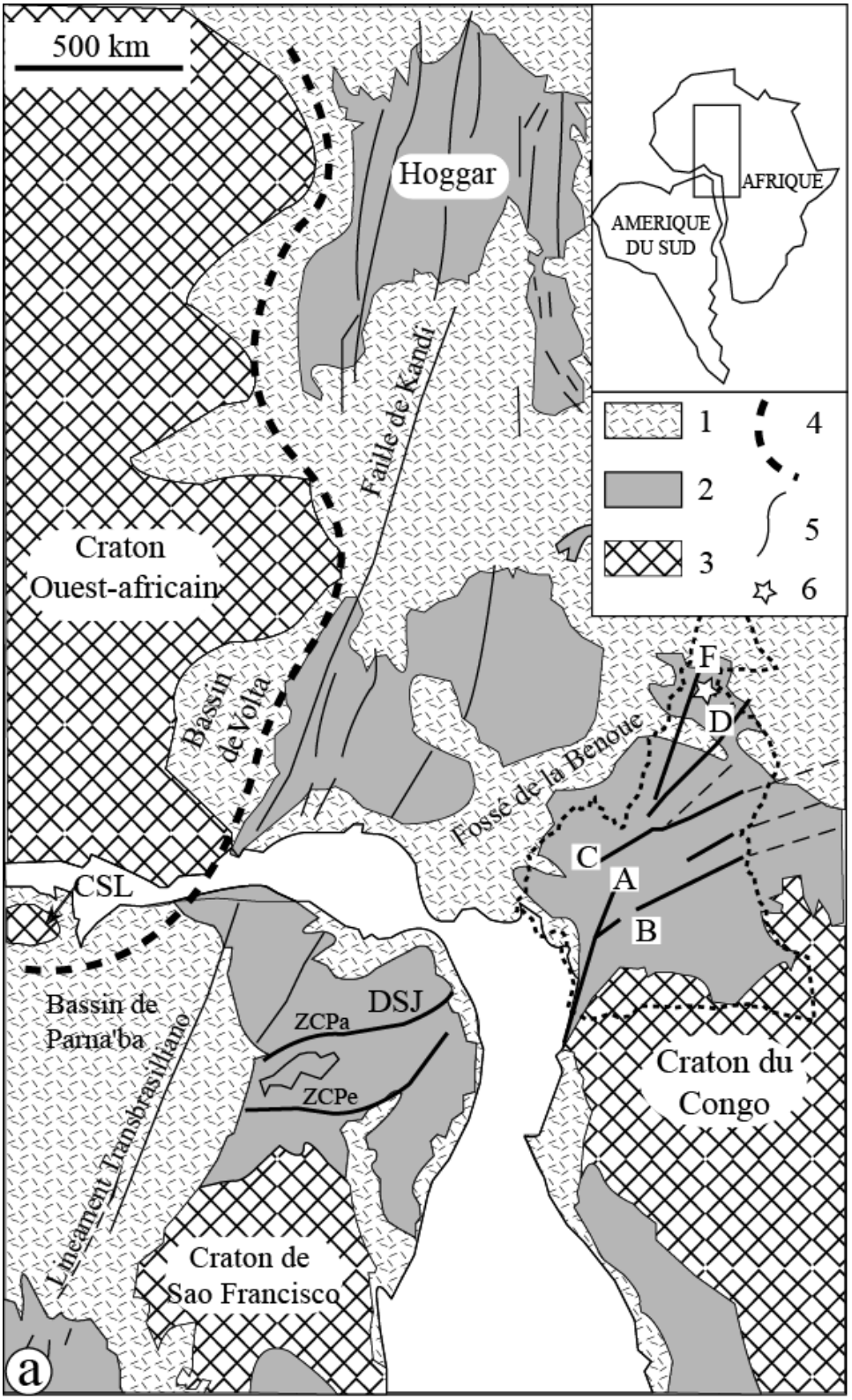


Figure 7.3. Configuration pré-mésozoïque de la chaîne Panafricano-brésillienne entre le NE Brésil et le Cameroun (d'après la carte de Caby, 1989). (1) Sédiments post-orogéniques ; (2) Chaîne Panafricano-Brésilienne ; (3) Cratons; (4) Zone de suture ; (5) Zone de cisaillement : ZCPa: Zone de Cisaillement du Patos; ZCPe: Zone de Cisaillement de Pernambuco; A: Faille de la Sanaga; B: Faille Kribi-Campo; C: Cisaillement Centre Camerounais D: Faille Tcholliré-Banyo; E: Cisaillement Godé-Gormaya.

Dans le domaine Seridó-Jaguaribe, la mise en place de plutons est en relation avec la zone de cisaillement du Patos ou ses branches (Vauchez *et al*., 1995; Vauchez et Nevez, 1997; Jardim de Sá *et al.,* 1999 ; Archanjo *et al*., 2002; Archanjo and Fetter, 2004). Les travaux d'Archanjo *et al.* (2008, 2013) permettent de distinguer deux générations de pluton à tendance alcaline : (i) la première, datée autour de 590 Ma, précède le cisaillement du Patos ; (ii) la seconde, plus jeune, 575-565 Ma, est contemporaine de ce cisaillement transpressif dextre du Patos. Dans le domaine Nord-Est Nigéria, ces intrusions transalcalines, datées entre 598 Ma et 577 Ma, se sont mises en place dans un contexte transpressif dextre en relation avec les zones de cisaillement locales, orientées selon NNE-SSW à NE-SW (Déléris *et al.* 1996 ; Ferré *et al*., 1996, 2002).

Tel que l'a révélée l'étude des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom et de leurs encaissants, le socle granito-gneissique du secteur de Guider situé au Nord du Cisaillement Centre Camerounais a subi, entre 612 Ma et 566 Ma, une déformation transpressive dextre liée à la convergence oblique entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun (Fig. 7.4). Cette transpression débute d'abord dans un régime de cisaillement pur dominant (618 Ma à 573 Ma) puis passe progressivement à un régime à cisaillement simple dominant (573 Ma à 566 Ma). D'après ces résultats, la transpression aurait débuté 25 à 40 Ma plus tôt dans les domaines africains qu'au Brésil, et le cisaillement du Patos serait contemporain du second épisode transpressif du secteur de Guider, celui qui voit la mise en place et la déformation de l'encaissant de granites syn-tectoniques et qui se termine par la mise en place du pluton de Bossoum. Le cisaillement transpressif transatlantique aurait-il été asynchrone ? Cette question non résolue nécessite des études complémentaires.

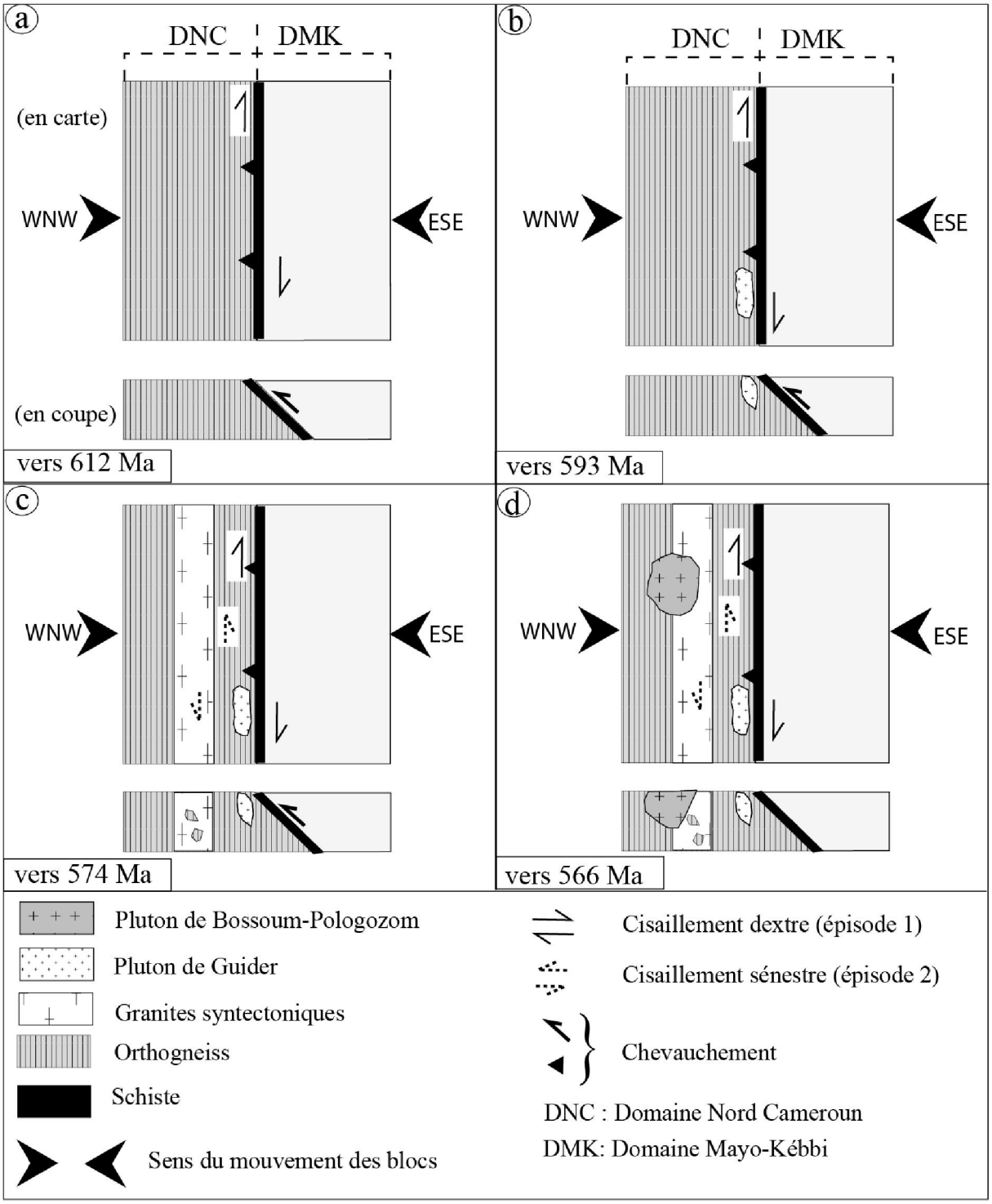


Figure 7.4. Modèle schématique proposé pour l'évolution géodynamique de la croute dans le secteur de Guider. **a** : début de la collision transpressive dextre, marqué par un cisaillement pur dominant, entre le domaine Nord-Cameroun (DNC) et domaine Mayo-Kébbi (DMK). **b** : mise en place du pluton de Guider autour de 593 Ma, vers la fin de l'épisode de transpression à un cisaillement pur dominant. **c** : épisode de transpression à cisaillement simple dominant sénestre (?), contemporain à la mise en place des granites syn-tectoniques vers 574 Ma. **d** : mise en place du pluton de Bossoum-Pologozom vers 566 Ma, marquant la fin du second épisode de la transpression.

Tableau 7.1 : Synthèse des données géochimiques et géochronologiques discutés

Domaine géologique	Localité	Formation	Nature géochimique	Age et méthode de datation	
				Age	Méthode
Nord Cameroun	Mayo Punko	Orthogneiss	-	633±3 Ma (Toteu *et al.,* 1987)	**4**
	Mayo Badjouma	Orthogneiss (métagranodiorite)	-	612,1 ± 0,9 Ma (Penaye *et al.,* 2006)	**1**
	Figuil	Orthogneiss (Métatonalite ; Isséni, 2011)	Calco-alcalin (Isséni, 2011)	618±6 Ma (Isséni, 2011)	**2**
	Gorges de Kola (Guider)	Orthogneiss (métadiorite)	-	632±4 Ma (résultat de cette étude)	**2**
	Guider	Pluton de Guider	Transalcalin ; Méta-alumineux à hyper-alumineux (résultat de cette étude)	593±4 Ma (résultat de cette étude)	**2**
	Guider	Granites-syn-tectoniques	-	573,7±3,3 Ma (résultat de cette étude)	**2**
	Libé (Guider)	Pluton de Bossoum-Pologozom	Transalcalin ferro-potassique ; Méta-alumineux (résultat de cette étude)	565,7 ±3,2 Ma (résultat de cette étude)	**2**
Mayo-Kébbi	Pala	Monzodiorite à hypersthène de Pala	Calco-alcalin potassique (Pouclet *et al.,* 2006)	571±1 Ma (Penaye *et al.,* 2006)	**2**
	Zabili	Pluton granitique de Zabili	Alcalin; Méta-alumineux à hyper-alumineux (Isséni *et al.,* 2012)	567 ±10 Ma (Isséni *et al.,* 2012)	**2**
Adamaoua Yadé	Batié	Pluton de Batié	-	602±1,4 Ma (Njiekak *et al.,* 2008	**4**
	Meiganga	Granite à pyroxène	Calco-alcalin Potassique ; Méta-alumineux à hyper-alumineux (Ganwa *et al.,* 2011)	601±1 Ma (Ganwa *et al.,* 2011)	**2**
	Ngaoundéré	Massif granitique de Ngaoundéré	Calco-alcalin potassique ; Méta-alumineux à hyper-alumineux (Tchameni *et al.,* 2006)	595±10 Ma (Toteu *et al.,* 2001)	**4**
	Kékem	Gabbro-norite de Kékem	Calco-alcalin très potassique (Kwékam *et al.,* 2013)	576±4 Ma (Kwékam *et al.,* 2013)	**2**
Sud Cameroun	Kribi	Pluton du Rocher du Loup (Syénite à néphélinite)	Alcalin ; Méta-alumineux à hyperalcalin (Nsifa *et al.,* 2013)	591 ± 19 Ma (Lerouge *et al.,* 2006)	**3**
Est-Nigéria	Soli	Pluton de Soli Hills	Transalcalin ferro-potassique ; Méta-alumineux (Ferré *et al.,* 1998)	598±11 Ma (Ferré *et al.,* 1998)	**1**
	Rahama	Pluton de Rahama	Transalcalin ferro-potassique ; Méta-alumineux (Ferré *et al.,* 1998)	577±1,6 Ma (Ferré *et al.,* 1998)	**1**
Séridó-Jaguaribe (NE-Brésil)	Currais Novos	Gabbros du pluton de Totoró	Transalcalin ; Méta-alumineux (Nascimento *et al.,* 2000)	595,3±3,4 Ma (Archanjo *et al.,* 2013)	**3**
	Currais Novos	Diorite du pluton de Totoró	Transalcalin ; Méta-alumineux (Nascimento *et al.,* 2000)	597,0±5,7 Ma (Archanjo *et al.,* 2013)	**3**
	Currais Novos	Granite du pluton de Totoró	Transalcalin ; Méta-alumineux (Nascimento *et al.,* 2000)	591,0±3,8 Ma (Archanjo *et al.,* 2013)	**3**
	Currais Novos Acari	Pluton de Acari	Transalcalin ; Méta-alumineux (Nascimento *et al.,* 2000)	577,7±4,5 Ma et 572,1±4,6 Ma (Archanjo *et al.,* 2013)	**3**
	Solânea	Complexe de Solânea	Trans-alcalin ferro-potassique ; faiblement hyper-alumineux (Guimarães *et al.* 2009)	572±8 Ma (Guimarães *et al.* 2009)	**3**

1= méthode Pb-Pb sur zircon par évaporation ; **2** = U-Pb sur zircon par ablation laser ; **3**= U-Pb sur zircon par la technique SHRIMP ; **4**= méthode U-Pb sur zircon, technique indéterminée

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif de cette thèse était de contraindre le contexte géodynamique de mise en place des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom au sein de leurs encaissants de granitoïdes et gniess panafricains, et de les intégrer dans la reconstitution de l'évolution de la chaîne panafricaine au Cameroun, voire de la chaîne panafricano-brésilienne. Dans ce but des investigations pétrographique, structurale (structures de terrain, ASM et microstructure) et géochronologique ont été menées.

Il ressort de ce travail que :

(1) Le pluton de Guider est composé de trois faciès pétrographiques (diorite quartzifère, syénite quartzifère grise et rose) et le pluton Bossoum-Pologozom de deux faciès (syénite mélanocrate et la syénogranite). Les deux plutons sont tous deux transalcalins mais présentent des différences chimiques. Les minéraux ferromagnésiens dans le pluton de Guider sont principalement magnésiens et quelquefois ferrifères, tandis que ceux du pluton Bossoum-Pologozom sont très ferrifères ($X_{Fe} \geq 0,70$). Sur le plan géochimique, le pluton de Guider a un caractère hétérogène, marqué par la présence de formations méta-alumineuses à hyper-alumineuses, et magnésiennes à ferrifères. Par contre, le pluton Bossoum-Pologozom, avec ses roches de nature méta-alumineuse et ferrifère, est relativement homogène. Dans les deux plutons il apparaît que la cristallisation fractionnée d'un magma d'origine crustale et l'accumulation des minéraux précoces (cumulat) sont les mécanismes pétrogénétiques privilégiés. Pour le pluton de Guider, les données dont nous disposons révèlent aussi des traces d'assimilation crustale et de métasomatisme.

(2) Le pluton de Guider (593 ± 4 Ma) s'est mis en place dans des orthogneiss constitués de diorite, de granodiorite et de tonalite datées à 632 Ma. Ces orthogneiss sont caratérisés par une foliation subverticale orientée selon N-S à NNE-SSW et des linéations à plongement fort à moyen vers le Sud (structures de terrain et ASM), des marqueurs de cisaillement dextre et des ellipsoïdes magnétiques essentiellement applatis. Le début de la phase de déformation régionale responsable du developpement de ces structures est estimé autour de 612 Ma (Penaye *et al.,* 2006 ; Isseni, 2006).

(3) Le pluton de Bossoum-Pologozom s'est mis en place presque 30 millions d'année plus tard, vers 566 Ma. A l'Ouest il recoupe des orthogneiss similaires à l'encaissant du pluton de Guider, et à l'Est il recoupe des granites syn-tectoniques. Les granites syn-tectoniques, mis en place vers 574 Ma, sont un ensemble hétérogène composé de deux faciès

intimement liés (à gros grain et à grain fin) avec une déformation essentiellement marquée macroscopiquement le long du contact avec les orthogneiss. Les données d'ASM montrent que ces granites syn-tectoniques portent les traces d'une foliation sub-verticale orientée selon NNE-SSW, des linéations faiblement inclinées vers le SSW et des ellipsoïdes d'ASM majoritairement étirés.

(4) D'après les données structurales dans les formations encaissantes, il ressort que deux épisodes transpressifs de déformation transpressif, de même direction (N-S à NNE-SSW) se sont succédés dans la région de Guider. Le premier épisode, observé dans les orthogneiss et qui débute vers 612 Ma, est proche du cisaillement pur et son sens de cisaillement est considéré comme dextre. Au cours du second épisode, qui débute lors de la mise en place des granites syn-tectoniques (vers 574 Ma), la composante *press* semble moins importante qu'au cours du premier épisode mais le sens du cisaillement reste à préciser. Le changement de régime de déformation est attribué à une partition de la déformation (*strain partionning*) au cours du temps et à l'hétérogénéité des terrains.

(5) La comparaison entre les microstructures et fabriques (magnétiques) des deux plutons et celles de leurs encaissants démontre que le pluton de Guider s'est mis en place avant la fin du premier épisode transpressif dextre observé dans son encaissant. Quant au pluton de Bossoum-Pologozom, sa mise en place est syn- à tardi-tectonique de la déformation des granites syn-tectoniques, second épisode de la déformation transpressive. Ainsi, entre 612 et 566 Ma, la croûte du secteur de Guider a subi une déformation essentiellement transpressive marquée par deux épisodes cinématiques: le premier a débuté autour 612 Ma et s'achève après 593 Ma ; le second s'est déroulé entre 574 et 566 Ma. Cette déformation résulte de la collision entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord Cameroun (dont nous estimons la fin de la convergence tectonique postérieure à 566 Ma), et le secteur de Guider. Elle se situe ainsi dans un couloir de cisaillement NNE-SSW large d'au moins 30 km.

(6) Dans le contexte plus général de la chaîne panafricaine du Cameroun, les résultats de cette étude permettent d'avancer que le premier épisode de transpression, à cisaillement pur dominant et à composante apparemment dextre, est contemporain du cisaillement sénestre de Godé-Gormaya qui se prolongerait à l'Ouest du secteur d'étude. Les mouvements dextre et sénestre au Cameroun ont-t-il pour autant fonctionné de façon synchrone ou au cours d'une même période ? Ceci est plausible en contexte de transpression. Des études supplémentaires sur les sens de cisaillement dans ces zones sont requises pour mieux appréhender cette question.

(7) En ce qui concerne la corrélation avec la chaîne brésilienne, on note que le magmatisme transalcalin et ferro-potassique du pluton de Bossoum-Pologozom est semblable et contemporain de celui de certains plutons de l'Est du Nigéria et du domaine Seridó-Jaguaribe (NE-Brésil). Sur le plan cinématique, il apparaît que seul le deuxième épisode de transpression dans le secteur d'étude se corrèle au cisaillement transpressif de la zone de cisaillement de Patos (domaine Seridó-Jaguaribe, Brésil).

Au terme de cette thèse il reste à éclaircir les sens de cisaillement qui ont accompagné le rapprochement entre les blocs Mayo-Kebbi et Nord Cameroun, et à confirmer le « fit » qui permet de corréler la chaîne panafricaine du Nord-Cameroun et celle de la Province Borborema du Nord-Est du Brésil. Pour préciser les sens de cisaillement, une étude détaillée des marqueurs cinématiques dans les orthogneiss et granites syntectoniques dans leur prolongement vers le Nord et le Sud, mais aussi à l'Ouest du secteur étudié s'impose. Par ailleurs, une étude géologique plus détaillée à l'Est du secteur de Guider permettrait de préciser la nature géologique de la zone de suture entre blocs. Quant à la corrélation avec la province de Borborema, l'approche développée dans cette thèse pourrait être poursuivie par l'étude de plusieurs plutons de granitiques dans les domaines Adamaoua-Yadé et Nord Cameroun, en particulier ceux localisés dans les zones de cisaillement tels que le Cisaillement Centre Camerounais, la faille Tcholliré-Banyo, le Cisaillement Godé-Gormayo…

REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdelsalam, M.G., Gao, S.S., Liégeois, J.-P., 2011. Upper mantle structure of the Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 60, 328-336.

Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., Stern, R.J., 2002. The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119-136.

Affaton, P., Rahaman, M.A., Trompette, R., Sougy, J., 1991. The Dahomeyide Orogen: tectonothermal evolution and relationships with the Volta Basin. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg*, 107-122.

Akimoto, S., Katsura, T., Yoshida, M., 1957. Magnetic properties of the Fe_2TiO_4-Fe_3O_4 system and their change with oxidation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 9, 165-178.

Almeida F.F., Hasui Y., Brito De Neves B.B., Fuck R.A., 1981. *Brazilian structural provinces Earth Sciences Review* 17, 1-29.

Anderson, I. C., Frost, C. D., Frost, B. R., 2003. Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granites. In: Medaris, L. G. Jr, Byers, C. W., Mickelson, D. M. & Shanks, W. C. (eds). Proterozoic geology: selected papers from an international symposium, *Precambrian Research* 124, 243-267.

Anderson, J. L. and Smith, D., 1995. The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.

Angoua Biouele, S.E. 1988. Etude structurale et pétrologique de la région de Gamba, bordure Sud-Est de Poli (Nord Cameroun). *Thèse de Doctorat, Université de Nancy-I,* 210 p.

Archanjo, C.J., Bouchez, J.-L., Corsini, M., Vauchez, A., 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraiba State). *Journal of Structural Geology* 16, 323-335.

Archanjo, C.J., Fetter, A.H., 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brasiliano orogen, Northeastern Brazil). *Precambrian Research* 135, 193-215.

Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.

Archanjo, C.J., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1). http://dx.doi.org/10.1029/2000TC001269.

Archanjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L. C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 23, 701-714.

Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher A., Menchetti, S., Pan Y., Pasero M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18, 551-567.

Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J.L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I., Labails, C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints. *Tectonophysics* (Special Issue: role of magmatism) 468, 98-112.

Ball, E., Bard, J.P., Soba, D., 1984. Tectonique tangentielle dans la catazone panafricaine du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Journal of African Earth Sciences* 2, 91-95.

Bassahak, J., 1988. Le complexe plutonique de Kogué (Poli, Nord Cameroon). Doctorat Ph.D, Université de Nancy-I.

Benn, K., 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in syntectonic plutons as tectonic strain markers: the example of the Canso pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 147-158.

Bessoles B. and Trompette R., 1980. La chaîne panafricaine “zone mobile d’Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise”. *Mémoire BRGM* n°92, 396 p.

Black, R., Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobiles belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Geological Society (London)* 150, 89-98.

Blumenfeld, P., Mainprice, D. and Bouchez, J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granites. *Tectonophysics* 127, 95-115.

Bolle, O., Besse, M., Diot, H., 2010. Magma flow and feeder chamber location inferred from magnetic fabrics in jotunitic dykes (Rogaland anorthosite province, SW Norway). *Tectonophysics* 493, 42-57.

Bolle, O., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Duchesne, J.C., 2002. Imaging downward granitic magma transport in the Rogaland Igneous Complex, SW Norway. *Terra Nova* 14, 87-92.

Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews* 42, 49-93.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *In*: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C. and Jackson, M. (*Eds*.), Magnetic Fabric, Methods and Applications: *Geological Society Special Publication*, 238, 299-360.

Bouchez J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. in "Granite: from melt segregation to emplacement fabrics", J.L. Bouchez, D.H. Hutton and W.E. Stephens editors, *Kluwer Publishers,* 95-112.

Bouchez J.L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus Académie Sciences,* Paris, Le point sur…, 330, 1-14.

Bouchez, J.L., Nguema, T.M.M., Esteban, L., Siqueira, R., Scrivener, R., 2006. The tourmaline-bearing granite pluton of Bodmin (Cornwall, UK): magnetic fabric study and regional inference. *Journal of the Geological Society* 163, 607-616.

Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Barbey, P., Toteu, S.F., Wandji, P., 2013. Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo regions: Geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAFB) of north-central Cameroon *Precambrian Research* 224, *412-433.*

Bouyo Houketchang, M., Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J., Van Schmus, W.R., 2009. U-Pb and Sm-Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 54, 144-154.

Browne, S.E., Fairhead, J.D., 1983. Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics* 94, 187-203.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Paper* 230, 145-150.

Caron, V., Ekomane, E., Mahieux, G., Moussango, P., Ndjeng, E., 2010. The Mintom Formation (new): sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 57, 367-385.

Carreras, J., Cosgrove, J. W., Druguet, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology* 50, 7-21.

Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., D-Y., Liu, 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 508-530.

Claoué-Long, J., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995, Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and 40Ar/39 Ar analysis, in Berggren, W.A., et al., eds., Geochronology, time scales, and global stratigraphic correlation: *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* 54, 1-22.

Connors, K.A., Ansdell, K.M., Lucas, S.B., 2002. Development of a transverse to orogen parallel extension lineation in a complex collisional setting, Trans-Hudson Orogen, Manitoba, Canada. *Journal of Structural Geology* 24, 89-106.

Dada, S. S., Tubosun, I. A., Lancelot, J. R., Lar, A. U., 1993. Late Archean U-Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 16, 405-412.

Dada, S.S., 1998. Crust-forming ages and proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research* 87, 65-74.

Dawaï, 2007. Pétrologie des granitoïdes de la région de Guider (Nord Cameroun): apport de la pétrographie et de l'analyse structurale. *DEA, Université de Yaoundé I (Cameroun)* 81 p.

De Witt, M., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Tran-Atlantic corruption. *Geological Society of London, Special Publication*, 294, pp. 399-412. http://dx.doi.org/10.1144/SP294.20.

Déléris, J., Nédélec, A., Ferré, E., Gleizes, G., Ménot, R.P., Obasi, C.K., Bouchez, J.L., 1996. The Pan-African Toro Complex (northern Nigeria): magmatic interactions and structures in a bimodal intrusion. *Geological Magazine* 133, 535-552.

Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.P., Nzolang, C., 2008. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50, 148-167.

Doumnang, J.C., Pouclet, A., Vidal, M., Vicat, J.P., 2004. Lithostratigraphie des terrains panafricains du sud du Tchad (région du Lac de Léré) et signification géodynamique des formations magmatiques. *In: IGCP-470 Second Annual Field Conference, Garoua, Cameroon, abstract,* p. 8.

Duchesne, J.-C., Wilmart, E., 1997. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (south-west Norway): a jotunite (hypersthene monzodiorite)-derived A-type granitoid suite. *Journal of Petrology* 38, 281-303.

Dumont, J.F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton concolais. *Géodynamique* 1, 13–19.

Dumont, J.F., Toteu, F, Penaye, J., 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformations panafricaines dans la zone mobile du nord Cameroun, Région de Poli. *Revue des Sciences et Techniques, Série Sciences de la Terre, Yaoundé* 1, 9-23.

Ekwueme, B.N, Kröner, A., 2006. Single zircon ages of migmatitic gneisses and granulites in the Obudu Plateau: Timing of granulite-facies metamorphism in southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 44, 459-469

Ekwueme, B.N., Kröner, A., 1998. Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 26, 195-205.

Ferré, E.C, Galland, O., Montanari, D., Kalakay, T.J., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences* 101, 1673-1688.

Ferré, E.C, Gleizes, G., Bouchez, J.L., Nnabo, P.N., 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. *Tectonics* 14.5, 1205-1219.

Ferré, E.C, Gleizes, G., Caby, R., 2002. Tectonics and post-collisional granite emplacement in an obliquely convergent orogen: the Trans-Saharan belt, Eastern Nigeria. *Precambrian Research* 114, 199-219.

Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P., 1998. Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45, 255-279.

Ferré, E.C., Déléris, J., Bouchez, J.L., Lar, A.U., Peucat, J.J., 1996. The Pan-African reactivation of Eburnean and Archean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of Geological Society of London* 153, 719-728.

Fosso Tchunte, P. M., 2012. Pétrographie et analyse structurale des gneiss de Guider et des schistes de Bidzar (Nord Cameroun). Mémoire de Master II, Université de Ngaoundéré, 90 p.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.

Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52, 39-53.

Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B.R., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771-1802.

Ganwa, A.A, Siebel, W., Frisch, W., Shang, C.K., 2011. Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review* 53, 759-784.

Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, K.C., and Ngako, V., 2008a, Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and 207Pb/206Pb age imprints: *Comptes Rendus Geosciences* 340, 211-222.

Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang K.C., Mvondo Ondoa, J., Satir, M., Tchakounté Numbem, J., 2008b, Zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal African Earth Sciences* 51, 77-88.

Gattacceca, J., Orsini, J.B, Bellot, J.P, Henry, B., Rochette, P., Rossi, P., Cherchi, G., 2004. Magnetic fabric of granitoids from Southern Corsica and Northern Sardinia and implications for Late Hercynian tectonic setting. *Journal of the Geological Society of London* 161, 277-289.

Ghalamghash J., Bouchez J.L., Vosoughi-Abedini M., Nédélec A., 2009. The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times - Part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences* 36, 303-317.

Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., Bouchez, J.-L., 1998. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets±Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 20, 1229-1245

Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned plutons. *Journal of Geophysical Research* 98B, 4317-4331

Goodwin, A., 1996. Principles of Precambrian Geology. *Academic Press, London,* 327 p.

Goodwin, L.B., Tikoff, B., 2002. Competency contrast, kinematics, and the development of foliations and lineations in the crust. *Journal of Structural Geology* 24, 1065-1085.

Goscombe, B., Passchier, C.W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators-an assessment from field data. *Journal of Structural Geology* 25, 575-589.

Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A., Launeau, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy versus rock magnetic fabric: a 3D-case study. *Journal of Structural Geology* 20, 937-944.

Greiling, R.O., Verma, P.K., 2001. Strike-slip tectonics and granitoid emplacement: an AMS fabric study from the Odenwald Crystalline Complex, SW Germany. *Mineralogy and Petrology* 72, 165-184.

Guillet, P., Bouchez, J.L., Vigneresse, J.L., 1985. Le granite de Plouaret (Bretagne): mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés. *Bulletin Société géologique France* I/4, 503-513.

Guimarães, I.P., Araújo, D.B., Silva Filho, A.F., Silva, F.M.V., Armstrong, R., 2009. Idades U/Pb em zircão por SHRIMP do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha-Pedro Velho, Província Borborema, NE Brazil. *23 Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Abstracts, CD-ROM.*

Gulson, B. L., Lovering, J. F., Taylor, S. R., White, A. J. R.: High-K diorites: their place in the calc-alkaline association and relationship to andesites. *Lithos* 5, 269-79.

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysic Research Letter* 18, 2193-2196.

Heudaibe G., 2007. Cartographie et pétrologie des schistes carbonatés et des granitoïdes de la région de Bidzar (Nord-Cameroun). *Mémoire de DEA, Université de Yaoundé I (Cameroun)* 52p.

Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Physics Earth Planetary Interiors* 77, 237-249.

Hudleston, P., 1999. Strain compatibility and shear zones: is there a problem? *Journal of Structural Geology* 21, 923-932

Ingram, G.M., Hutton, D.H.W., 1994. The great tonalite sill - emplacement into a contractional Shear Zone and implications for late cretaceous to early Eocene tectonics in Southeastern Alaska and British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 106, 715-728.

Isseini, I., 2011. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : exemple du domaine panafricain du Mayo-Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. *Thèse de Doctorat Université Henri Poincaré, Nancy*, France, 339 p.

Isseini, I., André-Mayer, A.S., Vanderhaeghe, O., Barbey P., Deloule, E., 2012. A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos* 153, 39-52.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to *in-situ* U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.

Kankeu, B., Greiling, R. O., Nzenti, J.P, 2009. Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research* 17, 258-272.

Kankeu, B., Greiling, R.O., 2006.Magnetic fabrics (AMS) and transpression in the Neoproterozoic basement of Eastern Cameroon (Garga-Sarali area). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Abhandlungen* 239, 263-287.

Kasser, M.Y., 1995. Evolution précambrienne de la région du Mayo Kébbi (Tchad). Un segment de la chaîne panafricaine. *Thése Muséum National d'Histoire Naturelle,* Paris, 217 p.

Kisters, A.F.M., Jordaan, L.S, Neumaier, K., 2004. Thrust-related dome structures in the Karibib district and the origin of orthogonal fabric domains in the south Central Zone of the Pan-African Damara belt, Namibia. *Precambrian Research* 133, 283-303.

Kouske, A.P., Suh, C.E, Ghogomu, R.T., Ngako, V., 2012. Na-Metasomatism and Uranium Mineralization during a Two-Stage Albitization at Kitongo, Northern Cameroon: Structural and geochemical evidence. *International Journal of Geosciences* 3, 258-279.

Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581-589.

Kusnir, I., Moulaye, H.A., 1997. Ressources minérales du Tchad: une revue. *Journal of African Earth Sciences* 24, 549-562.

Kwékam, M., Affaton, P., Bruguier, O., Liégeois, J.P., Hartmann G., Njonfang, E., 2013. The Pan-African Kekem gabbro-norite (West-Cameroon), U-Pb zircon age, geochemistry and Sr-Nd isotopes: Geodynamical implication for the evolution of the Central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 84, 70-88.

Kwékam, M., Liégeois, J.P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F., 2010. Nature, origin and significance of the Pan-African high-K calc-alkaline Fomopea plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 57, 79-95.

Le Maitre, R.W.(EDITOR), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., LE BAS, M.J.,Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*. p.193. [Hyalo-]

Leake, E.B., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Gric, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A.,Maresh,W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nommenclature of amphiboles: report of the Subcommitee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist 82, 1019-1037*.

Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L., Bouchez, J.L., 1996. Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics* 261, 331-345.

Lee, P.E., Jessup, M.J., Shawb, C.A., Hicks III, G.L., Allen, J.L., 2012. Strain partitioning in the mid-crust of a transpressional shear zone system: Insights from the Homestake and Slide Lake shear zones, central Colorado. *Journal of Structural Geology* 39, 1-16

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Milesi, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., 2006. SHRIMP U-Pb zircon dating for the Nyong Series, South West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 413-427.

Louis, P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Bulletin ORSTOM*, 42

Majumder, S., Mamtani, M.A., 2009. Magnetic fabric in the Malanjkhand Granite (Central India) : implications for regional tectonics and Proterozoic Suturing of the Indian Shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172, 310-323.

Mamtani, M.A., Greiling, R.O., 2005. Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India) - inferences from magnetic fabric. *Journal of Structural Geology* 27, 2008-2029.

Maniar, P.D., Piccoli, Ph.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society America Bulletin* 101, 635-643.

McCaffrey, K.J.W., Miller, C.F., Karlstrom, K.E., 1999. Synmagmatic deformation patterns in the OldWoman Mountains, SE California. *Journal of Structural Geology* 21, 335-349.

McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 2000. Paleomagnetism : continents and oceans. *Academic Press Califormia, International Geophysics* 73, 386.

Meert, J.G., Lieberman, B.S., 2007. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2007.06.007.

Middlemost, E. 1997. Magmas, Rocks and Planetary Development. *A Survey of Magma/Igneous Rock Systems*, 299 p.

Moloto-a-Kenguemba, G.R., Trindade, R.I.F., Monié, P., Nédélec, A., Siqueira, R., 2008. A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton: tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dyke swarm (Central African Republic). *Precambrian Research* 164, 214-226.

Montes-Lauar, C. R., Trompette, R. et al. 1997. Pan-African Rb-Sr isochron of magmatic rocks from northern Cameroon. Preliminary results. *In: 1st South American Symposium on Isotope Geology,* Brazil, 204-205.

Morimoto, N., Fabriès, J., Ferguson, AK., Ginzburg IV, Ross M, Seifert, F.A, Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society (London)* 52, 535-550.

Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the history of the South Atlantic Ocean. *Earth-Science Review* 98, 1-37.

Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research* 127, 103-123.

Mvondo, H., Den Brock, S.W.J., Mvondo Ondoa, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215-231.

Mvondo, H., Owona, S., Mvondo, J., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic Orogenic Belt in south Cameroon (Central Africa). *Canadian. Journal of Earth Sciences* 44, 443-444.

Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S., 2000. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* 30, 161-164.

Nédélec, A., Bouchez, J.L., 2011. Pétrologie des granites. *Vuibert and Société géologique de France Editors*, 306 p.

Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale, au contact du craton du Congo. *Comptes rendus de l'Academié des Sciences Paris* 303, 75-80.

Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46, 52-63.

Neves, S.P., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2005. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology* 27, 1507-1521.

Ngako V., Affaton P., Njonfang E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research*, 14, 509-522.

Ngako, V. and Njonfang, E., 2011. Plates amalgamation and plate destruction, the Western Gondwana history. *In*: D. Closson (*Ed.*), *Tectonics*. INTECH, UK, p. 3-34.

Ngako, V., 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne panafricaine). *Mémoires et documents du Centre Armoricain d'étude structurale des socles*, N° 5.

Ngako, V., 1999. Les déformations continentales panafricaines en Afrique centrale : résultat d'un poinçonnement de type himalayen. *Thèse Doctorat Etat, Université Yaoundé I*, 301p.

Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36, 207-214.

Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogenèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *Paris* 313, 457-463.

Njanko, T., Nédélec, A., Affaton, P., 2006. Synkematic high-k calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44 (4-5), 494-501.

Njanko, T., Nédélec, A., Kwékam, M., Siqueira, R., Esteban, L., 2010. Emplacement and deformation of the Fomopéa pluton: implication for the Pan-African history of Western Cameroon. *Journal of Structural Geology* 32, 306-320.

Njel, U.D., 1986. Paléogéographie d'un segment de l'orogenèse Panafricaine, la ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun). *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 303, II, 19: 1737-1742.

Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J.-P., Zulauf, G., 2008. U-Pb zircon and micro fabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos* 102, 460-477.

Njonfang, E., Ngako, V., Kwékam, M., Affaton, P., 2006. Les orthogneiss calco-alcalins de Foumban-Bankim: témoins d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 338, 606-616.

Nkouandou O.F., Ngounouno I., Déruelle B., Ohnenstetter, D., Montigny, R., Demaiffe, D., 2008. Petrology of the Mio-Pliocene volcanism to the North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *Comptes Rendus Geosciences* 340, 28-37

Nkouandou, O.F, Temdjim, R., 2011. Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lava from Ngao Voglar volcano, Adamawa Massif (Cameroon Volcanic Line, West Af-

rica): equilibrium conditions and mantle characteristics. *Journal of Geosciences* 56, 375-387.

Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2013. Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal Afrique Earth Sciences*, xxx. http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.10.002

Nsifa, N. E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira R., Pouclet, A., Bascou, J., 2013. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 87, 44-58.

Nzenti JP, Badibanga Kapajika G, Wörner, Toto RL (2006). Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon *Journal of African Earth Sciences* 45, 74-86

Nzenti, J.P., Barbey, P., Bertrand, J., Macaudiere, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. Abstracts 15eme RST, Nancy, *Société Géologique France, édition Paris*, p. 99.

Nzenti, J.-P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D., 1988. Origin and the evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91109.

Nzenti, J.P., Njanko, T., Njiosseu, E.L.T., Tchoua, F.M., 1998. Les domaines granulitiques de la chaine panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. In: Vicat, J.P., Bilong, P., (Eds.), Geologie et environnement au Cameroun, *GEOCAM 1*, 255-264.

Nzolang, C., 2005. Crustal evolution of the Precambrian basement in west Cameroon: inference from geochemistry, Sr-Nd isotopes and experimental investigation of some granitoids and metamorphic rocks. *PhD Thesis Niigata University*, Japan, 207 p.

Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience* 16, 196-226.

Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 470-478.

Onyeagocha, A.C., Ekwueme, B.N., 1990. Temperature-pressure distribution patterns in metamorphosed rocks of theNigerian Basement a preliminary analysis. *Journal of African Earth Sciences* 11, 83-93.

Owona, S., 2008. Archaean, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaounde (Cameroon). *Ph.D. Thesis. Université de Douala, Cameroon,* 232 p.

Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G.E., Tchoua,M.F., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences*. 56, 125-139.

Owona, S., Tichomirowa, M., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Youmen, D., Pfänder, J., Tchoua, F.M., Affaton, P., Ekodeck, G.E., 2012. New igneous zircon Pb/Pb and metamorphic Rb/Sr ages in the Yaounde Group (Cameroon, CentralAfrica): implications for the Central African fold belt evolution close to the Congo Craton. *International Journal of Earth Sciences.* (Geol. Rundsch). http://dx.doi.org/10.1007/s00531-012-0751-x.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics, 2nd edition. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg*.

Penaye J., Kröner A., Toteu S.F., Van Schmus W.R., Doumnang J.C., 2006. Evolution of the Mayo Kébbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 530-542.

Penaye, J., 1988. Pétrologie et structurale des ensembles métamorphiques du Sud-Est de Poli (Nord Cameroun). *Thèse de doctorat, Université de Nancy (INPL, France)*.

Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun; géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 309, 315-318.

Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159-164.

Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Nzenti, J.P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Centrafrican belt. *Comptes rendus de l'Academié des Sciences Paris*, 317, 789-794.

Pinna, P., Calvez, J.Y., Abessolo, A., Angel, J.M., Mekoulou-Mekoulou, T., Mananga, G., Vernhet, Y., 1994. Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences* 18, 347-353.

Plissart, G., Diot, H., Monnier, C., Maruntiu, M., Berger, J., 2012. Relationship between a syntectonic granitic intrusion and a shear zone in the Southern Carpathian-Balkan area (Almaj Mountains, Romania): Implications for late Variscan kinematics and Cherbelezu granitoid emplacement. *Journal of Structural Geology* 39, 83-102.

Poidevin, J.L., 1991. Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du Précambrien du nord du craton du Congo. *Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France)*.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J.-C., Vicat, J.P., Tchameni, R., 2006. Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences* 44, 543-560.

Pueyo, E.L., Román, M.T., Bouchez, J.L., Casas, A.M. Larrasoaña, J.C., 2004. Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. *In* F. Martin-Hernandez, C.M. Lünerburg, C. Aubourg and M. Jackson (*eds*). *Magnetic fabric: methods and applications. Geological Society London, Special Publications* 238, 395-420.

Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.

Robin, P.-Y.F., Cruden, A.R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpressional zones*: Journal of Structural Geology* 16, 447-*466.*

Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9, 1015-1020.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.

Roy, 1983. L'anisotropie de suceptibilité magnétique des sediments: application à la reconstitution des paléocourants dans le basin du Cap Vert depuis le pliocène supérieur. *Thèse de Doctorat, Université de Paris XI*.

Saint-Blanquat (de), M., Law, R.D., Bouchez, J.L., Morgan, S.S., 2001. Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic susceptibility study. *Geological Society of America Bulletin* 113 (8), 976–995.

Saint-Blanquat (de), M., Tikoff, B., 1997. Developpment of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith. In J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. stephens (eds.), Granite : From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. *Kluwer Academic Publication, Dordrecht*, 1997, 231-252.

Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.

Schwoerer, P., 1965. Notice explicative sur la feuille Garoua Est avec carte géologique de reconnaissance au 1/500000. *Direction des mines et géologie*, Yaoundé, 49 p. Imprimerie Nationale Yaoundé.

Scoates, J. S., Frost, C. D., Mitchell, J. N., Lindsley, D. H., Frost, B. R. (1996). Residual-liquid origin for a monzonite intrusion in a mid-Proterozoic anorthosite complex: The Sybille intrusion, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1357-1371.

Soba, D., 1989. La série du Lom: étude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaine panafricaine à l'Est du Cameroun. *Thèse de doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie*, Paris 6, 198 p.

Soba, D., Michard, A., Toteu, S.F., Norman, D.I., Penaye, J., Ngako, V., Nzenti, J.P., Dautel, D., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd) sur la zone mo-

bile panafricaine de l'Est Cameroun: âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 315, 1453-1458.

Souza, Z.S., Montel, J.M., Costa Giola, S.M.L., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sà, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.-M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 441-455.

Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Ngako, V., Hell, J.V., 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaounde region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 443-458.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins, vol. 42. *Geological Society of London Special Publication*, 429-448.

Tagné-Kamga, G., 2003. Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, West Central Africa): a case of late collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences* 36, 149-171.

Tauxe, L., 2002. The PMAG software package. Online documentation for use with paleomagnetic principles . (http://sorcerer.ucsd.edu/html/onlinedocumentation.pdf).

Tchakounté Numbem, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A.A., White, W.M., 2007. Evidence of ca. 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo Craton. *Comptes Rendus des Geosciences* 339, 132-142.

Tchakounte, J., 1999. Etude géologique de la région d'Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (Province du Centre). Tectonique, géochimie et métamorphisme. *Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun)*.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A., Toteu, S.F. 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44/4-5, 511-529.

Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281-304, doi:10.1016/0012-821X(72)90128-8.

Teyssier, C., Tikoff, B., 1999. Fabric stability in oblique convergence and divergence. *Journal of Structural Geology*. 21, 969-974.

Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., Blanquat, M.S., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209-226.

Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology* 19, 29-39.

Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16, 1575-1588.

Toteu, S.F., 1990. Geochemical characterization of the main petrographical and structural units of northern Cameroon: implications for Pan-African evolution. *Journal of African Earth Sciences* 10, 615-624.

Toteu, S.F., Bertrand, J.-B., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., Barbey, P., 1990. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In : Lewry, J.L., Stauffer, M.R. (Eds), The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. *Geological Association of Canada Special Paper* 37, 483-496.

Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M. and Rocci, G., 1987. U-Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central Africa. *Precambrian Research* 37, 71-87.

Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W. R., Tchameni, R., 2006a. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde Series (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 44, 428-442.

Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt of Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 73-85.

Toteu, S.F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan-African history of central Africa. *Precambrian Research* 108, 45-73.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé , J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research* 67, 321-347.

Toteu, S.F., Yongue Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounte, J., Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006b. U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44, 479-493.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In*: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. *eds*., West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. *Geological Society (London), Special Publication* 294, 69-99.

Vauchez, A., Neves, S.P., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: Bouchez, J.L., *et al.* (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. *Kluwer, Boston*, 275-293.

Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M.E., Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V.E., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247-266.

Vicat, J.P., Moloto-A-Kenguemba, G., Pouclet, A., 2001. Les granitoïdes de la couverture protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud-Ouest de la République Centrafricaine), témoins d'une activité magmatique post-kibarienne à pré-panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 332, 235-242.

Vicat, J.P., Pouclet, A., Nkoumbou, C., Seme Mouangue, A.C., 1997. Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA) - signification géotectonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 325, 671-677.

Viegas, L.G.F., Archanjo C.J., Vauchez, A., 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: The Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology* 48, 45-56.

Vigneresse, J.L. and Bouchez, J.L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology* 38, 1767 - 1776.

Whitney, D.L, Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.

Wright, E.P., 1971. Basement complex. Geological Survey of Nigeria Geological Survey of Nigeria. *The geology of the Jos Plateau*, 12-47.

Žák, J., Verner, K., Holub, F.V., Kabele, P., Chlupáčová, M., Halodová, P., 2012. Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology* 36, 1-16.

ANNEXES

ANNEXES

Annexes chapitre 2

Descriptif analytique de datation isotopique U-P sur zircon

U-Th-Pb isotopic data for the zircons were obtained by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) of the Laboratoire « Magma et Volcans », Clermont-Ferrand University, France. The analyses involved the ablation of minerals with a Resonetics Resolution M-50 powered by an ultra-short-pulse (<4ns) ATL Atlex Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (detailed description in Müller *et al.*, 2009). Spot diameters of 26 µm associated to repetition rates of 3 Hz and laser energy of 4 mJ producing a fluence of 9 J/cm^2 were used for zircon dating. The ablated material was carried into helium and then mixed with nitrogen and argon before injection into the plasma source of an Agilent 7500 cs ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity. The alignment of the instrument and mass calibration were performed before every analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the signal of ^{238}U and by minimising the ThO^+/Th^+ ratio (<< 1%). The mean sensitivity on ^{238}U using a spot size of 44 m is about 20,000 cps/ppm. The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is basically similar to that developed for zircon and monazite and reported in Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007). The signal of ^{204}(Pb+Hg), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U masses are acquired. The occurrence of common Pb in the sample can be monitored by the evolution of the ^{204}(Pb+Hg) signal intensity, but no common Pb correction was applied owing to the large isobaric interference from Hg. The ^{235}U signal is calculated from ^{238}U on the basis of the ratio $^{238}U/^{235}U$= 137.88. Single analyses consisted of 20 seconds of background integration with laser off followed by 1 minute integration with the laser firing and a 30 seconds delay to wash out the previous sample and prepare the next analysis.

Data are corrected for U-Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass discrimination (mass bias) by standard bracketing with repeated measurements of GJ-1 zircon standard (Jackson *et al.,* 2004). Repeated analyses of 91500 zircon standard (Wiedenbeck *et al.,* 1995), treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER® from Macquarie Research Ltd (van Achterbergh *et al.,* 2001; Jackson *et al.,* 2004). For each analysis, the time resolved signal of single isotopes and isotope ratios was monitored and carefully inspected to verify the presence of perturbations related to inclusions, fractures, mixing of different age domains or common Pb. Calculated ratios were exported and Concordia or Tera-Wasserburg ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2001).The concentrations in U-Th-Pb were calibrated relative to the certified contents of GJ-1 zircon standard (Jackson *et al.,* 2004).

Reférences bibliographiques

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.

Müller, W., Shelley, M., Miller, P., Broude, S., 2009. Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *Journal Analytical Atomic Spectrometry* 24, 209-214.

Paquette J.L., Tiepolo M., 2007. High resolution (5 µm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology* 240, 222-237.

Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology* 141, 1-19.

van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In Laser ablation-ICPMS in the earth science. P. Sylvester ed. Mineralogical Association of Canada 29, 239-243.

Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, von Quadt A, Roddick JC, Spiegel W, (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19/1, 1-23.

		6	7		2	3	2
Si	2.648	2.662	2.725	2.745	2.749	2.754	2.75
Al/Al IV	1.342	1.326	1.262	1.249	1.242	1.246	1.244
Fe3+	0.004	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003
Ca	0.344	0.346	0.25	0.247	0.235	0.235	0.233
Na	0.682	0.667	0.793	0.767	0.781	0.757	0.787
K	0.004	0.004	0.011	0.007	0.014	0.012	0.007
Sum Cat#	5.022	5.009	5.044	5.016	5.025	5.006	5.024
Ab	66.27	65.59	75.25	75.18	75.86	75.36	76.65
An	33.39	34.02	23.74	24.17	22.78	23.40	22.71
Or	0.34	0.40	1.01	0.65	1.36	1.24	0.64

Tableau 3.2. Résultats de microanalyses et formules structurales des biotites des orthogneiss et amphibolite.

Échantillon	**23C (Amphibolite)**					**68A (Orthogneiss)**							
n° Analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8
SiO2	36.77	37.42	37.56	36.61	34.62	37.65	37.46	37.26	37	37.47	38.14	37.38	37.05
TiO2	2.94	2.94	2.53	3.18	1.63	1.01	1.47	1.44	1.52	1.5	1.25	2.16	1.06
Al2O3	15.42	16.28	16.3	15.77	16.56	16.79	16.13	15.86	15.96	15.69	16.3	15.22	16.29
Cr2O3	0.03	0.1	0.15	0.09	0.01	0.06	0.02	0.06	0.03	0.08	0	0.1	0
FeO	19.66	18.9	19.19	20.91	21.09	19.73	18.56	18.65	18.4	18.6	18.46	19.81	18.52
ZnO	0.01	0.05	0.06	0.07	0	0.32	0.05	0.07	0.04	0.16	0	0.04	0
MnO	0.24	0	0.09	0.2	0.21	0.27	0.32	0.42	0.39	0.47	0.37	0.17	0.45
MgO	11.37	11.54	11.88	11.38	12.48	11.64	12.05	11.84	12.64	12.26	12.81	12.04	12.1
CaO	0.03	0.02	0	0	0.11	0	0	0.09	0.02	0.01	0	0.11	0.02
Na2O	0	0	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	9.42	9.38	9.32	9.44	7.05	9.73	9.26	9.45	9.72	9.64	9.56	9.22	9.04
BaO	0.23	0.33	0.19	0.13	0.18	0.13	0.08	0.01	0.06	0.32	0.12	0.04	0.2
NiO	0.03	0.08	0.15	0.11	0.08	0.03	0.08	0	0	0	0	0	0.08
F	0.09	0.33	0.3	0	0.2	1.13	1.51	0.62	0.76	1.28	1.11	0.93	1.05
Cl	0.1	0.09	0.08	0.1	0.05	0.06	0.03	0.08	0.04	0.02	0.05	0.04	0.05
H2O(c)	3.88	3.84	3.87	3.98	3.77	3.46	3.24	3.63	3.59	3.36	3.49	3.52	3.43
O=F	0.04	0.14	0.13	0	0.08	0.47	0.64	0.26	0.32	0.54	0.47	0.39	0.44
O=Cl	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum Ox%	100.16	101.14	101.55	101.98	97.95	101.5	99.61	99.2	99.85	100.33	101.18	100.39	98.89
Si	5.578	5.585	5.584	5.484	5.358	5.629	5.665	5.67	5.599	5.659	5.67	5.642	5.648
Ti	0.34	0.33	0.28	0.36	0.19	0.11	0.17	0.17	0.17	0.17	0.14	0.25	0.12
Al IV	2.422	2.415	2.416	2.516	2.642	2.371	2.335	2.33	2.401	2.341	2.33	2.358	2.352
Al VI	0.336	0.449	0.442	0.269	0.378	0.587	0.54	0.514	0.446	0.452	0.527	0.351	0.574
Cr	0.004	0.012	0.017	0.011	0.001	0.007	0.003	0.008	0.004	0.01	0	0.012	0
Fe2+	2.495	2.358	2.386	2.619	2.73	2.466	2.348	2.373	2.329	2.349	2.295	2.501	2.361
Zn	0.001	0.005	0.006	0.008	0	0.035	0.005	0.007	0.004	0.018	0	0.005	0
Mn2+	0.031	0	0.011	0.025	0.028	0.034	0.041	0.054	0.05	0.061	0.046	0.022	0.058
Mg	2.57	2.567	2.634	2.542	2.88	2.594	2.716	2.685	2.851	2.76	2.839	2.709	2.749
Ca	0.005	0.003	0	0	0.018	0	0.001	0.015	0.004	0.001	0	0.018	0.003
Na	0	0	0.009	0.008	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	1.823	1.787	1.767	1.803	1.393	1.855	1.786	1.834	1.876	1.857	1.812	1.776	1.758
Ba	0.014	0.02	0.011	0.008	0.011	0.008	0.005	0	0.004	0.019	0.007	0.003	0.012
Ni	0.004	0.01	0.018	0.014	0.01	0.004	0.01	0	0	0	0	0	0.009
F	0.043	0.155	0.14	0	0.099	0.532	0.722	0.297	0.366	0.612	0.522	0.445	0.504
Cl	0.027	0.022	0.02	0.026	0.013	0.015	0.007	0.022	0.011	0.006	0.013	0.009	0.013
OH	3.93	3.823	3.84	3.974	3.889	3.453	3.271	3.681	3.623	3.382	3.465	3.546	3.483
Sum Cat#	19.617	19.54	19.584	19.665	19.638	19.7	19.621	19.656	19.74	19.697	19.667	19.64	19.647
XMg	0.51	0.52	0.53	0.49	0.51	0.51	0.54	0.53	0.55	0.54	0.55	0.52	0.54

Na2O	1.42	1.43	1.40	1.37	1.69	1.53	1.43	1.43	1.26
K2O	1.49	1.49	1.15	1.65	1.67	1.70	1.62	1.43	1.56
F	0.38	0.41	0.22	0.46	0.09	0.64	0.55	0.06	0.00
Cl	0.05	0.05	0.07	0.06	0.00	0.04	0.06	0.07	0.03
H2O(c)	1.84	1.84	1.92	1.76	1.95	1.71	1.73	1.97	1.99
O=F	0.16	0.17	0.09	0.19	0.04	0.27	0.23	0.03	0.00
O=Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Sum Ox%	101.45	101.52	101.77	100.96	100.92	102.67	101.52	101.67	101.22
Si	6.31	6.28	6.23	6.18	6.21	6.15	6.28	6.34	6.16
Ti	0.26	0.25	0.22	0.19	0.18	0.18	0.19	0.17	0.22
Al IV	1.69	1.72	1.77	1.82	1.79	1.85	1.72	1.66	1.84
Al VI	0.40	0.50	0.39	0.27	0.30	0.23	0.31	0.25	0.21
Fe3+	0.50	0.50	0.64	0.77	0.64	0.83	0.66	0.55	0.75
Fe2+	1.63	1.57	1.49	1.67	1.75	1.64	1.77	1.82	1.72
Mn2+	0.03	0.03	0.05	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06
Mg	2.18	2.13	2.20	2.01	2.05	2.04	2.01	2.13	2.03
Ca	1.79	1.76	1.84	1.84	1.84	1.83	1.82	1.91	1.89
Na	0.41	0.41	0.40	0.40	0.49	0.44	0.41	0.41	0.37
K	0.28	0.28	0.22	0.32	0.32	0.32	0.31	0.27	0.30
F	0.18	0.19	0.10	0.22	0.04	0.30	0.26	0.03	0.00
Cl	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
OH	1.81	1.80	1.88	1.77	1.96	1.69	1.73	1.95	1.99
Sum Cat#	17.48	17.45	17.46	17.55	17.65	17.59	17.54	17.60	17.55
XMg	0.57	0.58	0.60	0.55	0.54	0.55	0.53	0.54	0.54

Tableau 3.4. Résultats de microanalyses et formules structurales de l'épidote des orthogneiss.

Échantillon	68A (orthogneiss)			
n°Analyse	**#11**	**#12**	**#20**	**#22**
SiO2	37.55	37.94	37.9	37.71
TiO2	0.19	0	0.16	0.15
Al2O3	23.08	22.14	23.4	22.46
Cr2O3	0.15	0.04	0.07	0
Fe2O3	14.53	15.45	13.98	14.62
Mn2O3	0.27	0.25	0.32	0.27
CaO	22.55	23.2	22.94	22.58
F	0.03	0.5	0	0
Cl	0	0	0	0
H2O(c)	1.87	1.65	1.9	1.88
O=F	0.01	0.21	0	0
O=Cl	0	0	0	0
Sum Ox%	100.21	100.96	100.67	99.67
Si	2.985	3.008	2.994	3.015
Ti	0.012	0	0.01	0.009
Al IV	0.015	0	0.006	0
Al VI	2.147	2.069	2.173	2.116
Cr	0.009	0.003	0.004	0
Fe3+	0.869	0.922	0.831	0.88
Mn3+	0.016	0.015	0.019	0.016
Ca	1.921	1.971	1.942	1.934
F	0.008	0.126	0	0
Cl	0	0	0	0
OH	0.992	0.874	1	1
Sum Cat#	8.975	8.987	8.979	8.97

Tableau 3.5. Résultats de microanalyses et formules structurales du grenat des amphibolites (formations encaissantes).

Échantillon	23C (amphibolite)					
n° Analyse	#21	#28	#29	#34	#35	#36
SiO2	37.97	38.09	38.71	38.49	39.00	39.29
TiO2	0.12	0.05	0.30	0.06	0.05	0.00
Al2O3	21.76	21.50	21.58	21.79	22.01	21.62
Cr2O3	0.00	0.01	0.10	0.00	0.00	0.00
Fe2O3(c)	1.41	2.33	1.75	1.79	0.07	1.32
FeO	25.85	24.94	25.43	26.45	27.15	27.19
MnO	2.35	1.97	1.72	2.42	2.24	2.02
MgO	5.21	5.97	6.48	5.49	5.47	5.86
CaO	6.24	6.25	6.12	5.77	5.86	5.71
Sum Ox%	100.93	101.11	102.18	102.26	101.85	103.00
Si	2.95	2.95	2.96	2.96	3.00	2.99
Ti	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al/Al IV	0.05	0.05	0.04	0.04	0.00	0.01
Al VI	1.95	1.91	1.90	1.93	1.99	1.93
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.08	0.14	0.10	0.10	0.00	0.08
Fe2+	1.68	1.62	1.63	1.70	1.75	1.73
Mn2+	0.16	0.13	0.11	0.16	0.15	0.13
Mg	0.60	0.69	0.74	0.63	0.63	0.67
Ca	0.52	0.52	0.50	0.48	0.48	0.47
Sum Cat#	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Tableau 3.6. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase des granites syn-tectoniques

Echantillon	**64C (Granite à grain fin)**			**14A (Granite à gros grain)**				**18B (Granite à gros grain)**				
n°Analyse	**#1**	**#2**	**#3**	**#1**	**#2**	**#3**	**#4**	**#3**	**#4**	**#5**	**#6**	**#7**
SiO2	63.93	63.28	62.63	63.55	61.93	64.33	65.54	64.53	64.87	64.68	65.25	64.38
Al2O3	22.76	23.1	23.61	23.43	24.1	18.49	18.72	18.12	22.09	22.04	22.18	18.33
Fe2O3	0.11	0.13	0.02	0.07	0.1	0	0.01	0.05	0	0.01	0.09	0.05
CaO	3.89	4.6	5	4.61	5.53	0.05	0.08	0	3.18	3.06	3.1	0
Na2O	9.51	9.29	9.28	9.34	8.6	0.73	0.59	0.43	10.62	10.29	10.49	0.47
K2O	0.24	0.16	0.25	0.12	0.1	15.47	15.92	16.07	0.05	0.08	0.08	16.23
Sum Ox%	100.45	100.57	100.79	101.13	100.37	99.07	101.17	99.2	100.8	100.15	101.19	99.47
Si	2.814	2.788	2.76	2.783	2.739	2.993	2.994	3.005	2.843	2.849	2.847	2.994
Al/Al IV	1.18	1.2	1.226	1.209	1.256	1.014	1.008	0.994	1.141	1.144	1.141	1.005
Fe3+	0.004	0.004	0.001	0.002	0.003	0	0	0.002	0	0	0.003	0.002
Ca	0.184	0.217	0.236	0.217	0.262	0.003	0.004	0	0.149	0.144	0.145	0
Na	0.812	0.794	0.793	0.793	0.738	0.066	0.052	0.039	0.902	0.879	0.888	0.042
K	0.014	0.009	0.014	0.007	0.005	0.918	0.928	0.954	0.003	0.004	0.004	0.963
Sum Cat#	5.007	5.012	5.03	5.011	5.003	4.992	4.992	4.994	5.039	5.021	5.027	5.006
Ab	80.44	77.80	76.03	78.02	73.40	6.66	5.27	3.89	85.58	85.53	85.62	4.22
An	18.20	21.30	22.62	21.29	26.07	0.27	0.42	0.00	14.18	14.06	13.97	0.00
Or	1.36	0.90	1.35	0.69	0.53	93.07	93.77	96.11	0.24	0.42	0.41	95.78

Tableau 3.7. Résultats de microanalyses et formules structurales des biotites des granites syn-tectoniques.

Echantillons	64C									DG18B					DG14A		
n° Analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3
SiO2	37.36	37.96	37.42	37.43	37.76	40.81	37.83	38.36	37.63	37.6	37.62	37.92	37.61	37.36	36.82	37.57	37.32
TiO2	1.99	2.38	2.69	2.39	1.95	0.94	1.86	1.83	2.02	3.19	2.86	2.02	2.98	1.9	2.84	2.8	2.73
Al2O3	15.37	15.14	15.64	15.79	15.61	19.48	15.31	15.41	15.27	15.65	15.9	15.86	15.8	15.94	15.37	15.74	15.88
Cr2O3	0	0.03	0.07	0.06	0.02	0	0	0	0.08	0	0.02	0	0.01	0	0	0.1	0.01
FeO	19.66	17.82	18.77	18.73	18.44	16.74	20.6	20.36	20.67	18.71	19.28	19.12	18.54	19.18	19.73	19.11	20.01
ZnO	0.22	0.13	0	0.25	0	0.09	0.28	0.07	0.41	0.48	0.14	0	0	0.17	0.36	0	0.07
MnO	0.27	0.22	0.39	0.39	0.28	0.3	0.15	0.22	0.38	0.27	0.48	0.32	0.49	0.51	0.5	0.53	0.71
MgO	10.02	11.08	10.41	10.58	11.23	9.31	10.79	9.99	10.04	10.07	10.45	11.22	10.93	10.89	10.14	10.08	9.99
CaO	0	0.09	0.06	0	0.18	0.08	0.04	0.04	0.01	0	0	0.04	0	0.02	0.06	0	0.06
Na2O	0	0	0	0	0.03	0	0	0.07	0	0.02	0	0	0.07	0	0.03	0.04	0.03
K2O	9.43	9.1	9.46	9.45	9.21	9.4	9.07	9.25	9.29	9.91	10.04	9.53	9.48	9.36	9.29	9.68	9.92
BaO	0.2	0.01	0.09	0.09	0	0	0	0.06	0	0.03	0	0.1	0.12	0.11	0.18	0	0.03
NiO	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0.05	0.01	0	0.08	0	0
F	1.24	2.09	1.31	1.92	1.77	0.91	1.54	1.19	1.6	1.15	1.77	1.78	1.28	1.08	0.94	1.06	0.87
Cl	0	0.05	0	0.04	0.04	0	0.01	0.02	0	0.05	0.02	0	0	0.02	0	0.01	0.04
H2O(c)	3.3	2.92	3.31	3.01	3.09	3.71	3.22	3.38	3.17	3.4	3.14	3.14	3.37	3.42	3.47	3.45	3.54
O=F	0.52	0.88	0.55	0.81	0.75	0.38	0.65	0.5	0.67	0.48	0.75	0.75	0.54	0.46	0.4	0.45	0.37
O=Cl	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0.01
Sum Ox%	98.54	98.13	99.07	99.32	98.85	101.38	100.06	99.76	99.91	100.02	100.98	100.34	100.17	99.5	99.42	99.72	100.82
Si	5.758	5.804	5.705	5.701	5.747	5.916	5.74	5.824	5.741	5.695	5.658	5.711	5.665	5.683	5.643	5.702	5.641
Ti	0.23	0.274	0.308	0.274	0.223	0.103	0.213	0.209	0.231	0.363	0.324	0.228	0.338	0.218	0.328	0.32	0.311
Al IV	2.242	2.196	2.295	2.299	2.253	2.084	2.26	2.176	2.259	2.305	2.342	2.289	2.335	2.317	2.357	2.298	2.359
Al VI	0.549	0.531	0.516	0.535	0.546	1.245	0.477	0.581	0.486	0.489	0.476	0.525	0.471	0.541	0.418	0.517	0.471
Cr	0	0.004	0.009	0.007	0.002	0	0	0	0.01	0	0.003	0	0.001	0	0	0.011	0.001
Fe2+	2.534	2.278	2.393	2.385	2.346	2.03	2.614	2.585	2.637	2.37	2.425	2.408	2.336	2.441	2.529	2.426	2.529
Zn	0.025	0.014	0	0.029	0	0.009	0.031	0.008	0.046	0.053	0.015	0	0	0.019	0.041	0	0.007
Mn2+	0.036	0.028	0.05	0.051	0.036	0.037	0.019	0.029	0.049	0.035	0.061	0.041	0.063	0.065	0.065	0.068	0.091
Mg	2.302	2.525	2.366	2.401	2.547	2.012	2.441	2.26	2.282	2.273	2.341	2.518	2.453	2.47	2.317	2.28	2.25
Ca	0	0.015	0.01	0	0.029	0.012	0.007	0.007	0.001	0	0	0.006	0.001	0.003	0.01	0	0.01
Na	0	0.001	0	0	0.01	0	0	0.021	0	0.005	0	0	0.022	0	0.009	0.012	0.01
K	1.854	1.774	1.84	1.835	1.788	1.738	1.756	1.791	1.808	1.914	1.926	1.83	1.821	1.816	1.817	1.874	1.912
Ba	0.012	0.001	0.005	0.006	0	0	0	0.004	0	0.002	0	0.006	0.007	0.006	0.011	0	0.002
Ni	0.001	0.001	0	0	0	0	0	0	0.004	0	0	0.006	0.002	0	0.01	0	0
F	0.605	1.008	0.633	0.927	0.852	0.416	0.739	0.571	0.77	0.549	0.842	0.849	0.609	0.52	0.457	0.508	0.416
Cl	0	0.014	0	0.011	0.01	0	0.004	0.006	0	0.012	0.006	0	0	0.005	0	0.001	0.01
OH	3.395	2.978	3.367	3.062	3.138	3.584	3.258	3.423	3.23	3.439	3.152	3.151	3.391	3.475	3.543	3.49	3.574
Sum Cat#	19.543	19.444	19.497	19.522	19.528	19.186	19.557	19.494	19.554	19.505	19.571	19.569	19.515	19.578	19.555	19.508	19.594
XMg	0.476	0.526	0.497	0.502	0.52	0.498	0.483	0.466	0.464	0.49	0.491	0.511	0.512	0.503	0.478	0.485	0.471

Annexes chapitre 4

Tableau 4.1. Résultat des microanalyses et formules structurales des clinopyroxènes (sur la base de 6 oxygènes)

Faciès	**Diorite quartzifère (Pluton de Guider; Echantillon MG)**										**Syénite mésocrate (Pluton Bossoum-Pologozom; Echantillons 135C)**										
n° Analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21
SiO2	52.75	52.25	52.28	52.63	53.37	53.45	52.76	52.55	53.40	53.30	50.01	49.42	49.31	48.64	48.89	49.35	48.81	49.43	49.04	49.18	49.38
TiO2	0.02	0.09	0.10	0.34	0.10	0.00	0.33	0.66	0.15	0.13	0.00	0.22	0.22	0.12	0.09	0.22	0.21	0.00	0.00	0.22	0.21
Al2O3	0.54	0.58	0.71	1.25	0.68	0.58	1.25	1.88	0.88	0.85	0.36	0.52	0.58	0.55	0.57	0.48	0.39	0.36	0.53	0.46	0.42
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.14	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.14	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02
Fe2O3(c)	1.49	2.99	0.88	0.00	0.00	0.85	0.14	0.00	1.21	0.71	0.28	0.72	1.12	1.41	1.85	0.00	1.77	1.00	2.07	2.02	1.08
FeO(c)	9.93	8.63	10.22	11.74	12.97	10.83	10.93	11.50	10.42	10.39	26.88	24.65	24.82	30.07	25.25	24.96	24.89	23.97	28.06	25.64	25.04
MnO	0.83	0.64	0.60	0.66	0.58	0.59	0.81	0.55	0.76	0.72	1.05	0.76	1.06	1.18	0.97	0.76	0.81	0.68	1.05	0.85	0.93
MgO	12.83	13.06	12.65	12.73	13.45	12.98	12.44	12.56	13.36	13.27	3.71	3.69	3.63	3.78	3.80	3.66	3.68	3.82	3.80	3.83	3.55
CaO	21.74	22.05	21.40	20.38	19.44	21.60	21.17	19.88	20.54	21.31	18.46	19.90	19.33	14.95	18.62	19.96	19.10	20.44	16.48	19.07	19.89
Na2O	0.34	0.38	0.39	0.38	0.23	0.36	0.50	0.60	0.54	0.39	0.34	0.39	0.42	0.24	0.35	0.25	0.39	0.31	0.35	0.27	0.31
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.06	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum Ox%	100.48	100.70	99.23	100.27	100.81	101.25	100.39	100.32	101.31	101.20	101.11	100.35	100.52	100.98	100.42	99.74	100.07	100.07	101.37	101.57	100.83
Si	1.98	1.96	1.98	1.98	2.00	1.99	1.98	1.97	1.98	1.98	2.00	1.98	1.98	1.97	1.97	1.99	1.97	1.99	1.97	1.96	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al/Al IV	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Al VI	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.04	0.08	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.00	0.05	0.03	0.06	0.06	0.03
Fe2+	0.31	0.27	0.32	0.37	0.41	0.34	0.34	0.36	0.32	0.32	0.90	0.83	0.83	1.02	0.85	0.84	0.84	0.81	0.94	0.86	0.84
Mn2+	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03
Mg	0.72	0.73	0.72	0.71	0.75	0.72	0.70	0.70	0.74	0.73	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23	0.21
Ca	0.87	0.88	0.87	0.82	0.78	0.86	0.85	0.80	0.82	0.85	0.79	0.86	0.83	0.65	0.80	0.86	0.83	0.88	0.71	0.82	0.85
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum Cat#	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo(Ca)	45.93	46.96	45.55	43.13	40.27	44.90	45.04	42.91	43.46	44.51	41.39	44.96	44.18	34.22	42.69	44.81	43.76	45.97	37.75	42.94	44.83
En(Mg)	37.70	38.69	37.47	37.48	38.76	37.54	36.82	37.72	39.33	38.55	11.58	11.59	11.55	12.05	12.14	11.45	11.73	11.96	12.09	12.00	11.13
Fs(Fe2+)	16.38	14.35	16.98	19.39	20.98	17.56	18.14	19.37	17.21	16.93	47.03	43.46	44.28	53.73	45.18	43.74	44.51	42.07	50.16	45.07	44.05
XMg	0.70	0.73	0.69	0.66	0.65	0.68	0.67	0.66	0.70	0.70	0.20	0.21	0.21	0.18	0.21	0.21	0.21	0.22	0.19	0.21	0.20

Tableau 4.2a. Résultats de microanalyses et formules structurales des amphiboles du pluton de Guider.

Echantillon	19C (Syénite quartzifère rose)						6B (syénite quartzifère grise)				MG (Diorite quartzifère)							
n° analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#1	#2	#3	#4	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8
SiO2	46.27	47.12	46.56	47.34	46.80	46.52	52.79	50.08	45.99	45.73	47.53	47.19	46.68	47.80	50.91	46.43	47.10	47.18
TiO2	1.44	0.86	1.32	1.23	0.96	0.85	0.00	0.00	1.03	0.82	0.82	1.84	1.76	1.65	0.46	1.85	1.50	1.40
Al2O3	7.44	7.43	7.52	7.76	7.97	7.58	2.42	4.54	7.38	7.20	7.12	7.20	7.65	7.16	3.71	7.46	7.90	7.79
Fe2O3(c)	4.95	6.13	6.80	6.19	6.02	3.18	4.06	6.20	5.64	5.89	7.23	6.16	7.57	7.54	4.74	9.59	4.96	7.81
FeO(c)	11.46	11.05	9.86	10.54	11.32	13.31	9.29	9.25	12.09	11.67	11.12	10.76	10.00	9.83	10.07	8.65	11.78	9.04
MnO	1.01	0.95	0.89	0.91	1.00	0.85	0.56	0.54	0.00	0.78	0.61	0.42	0.54	0.74	0.51	0.65	0.36	0.60
MgO	12.17	12.27	12.43	12.46	12.14	11.43	15.50	14.60	11.88	11.93	11.83	12.19	11.90	12.46	14.37	12.26	12.07	12.37
CaO	11.63	11.72	11.17	11.40	11.94	12.08	12.18	12.34	11.52	12.01	11.70	11.10	10.95	11.14	11.98	10.54	11.68	10.96
Na2O	1.46	1.30	1.51	1.49	1.35	1.00	0.44	0.73	1.15	1.22	0.80	1.22	1.13	1.23	0.66	1.62	1.05	1.20
K2O	0.85	0.90	0.90	0.93	0.86	0.84	0.23	0.56	1.00	0.83	0.66	0.67	0.75	0.69	0.22	0.79	0.78	0.71
F	0.28	0.76	0.23	0.59	0.59	0.59	0.71	0.43	0.69	0.60	0.00	0.00	0.03	0.00	-	0.00	0.00	0.19
Cl	0.10	0.05	0.10	0.02	0.07	0.08	0.00	0.01	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.03	-	0.04	0.00	0.05
H2O(c)	1.88	1.69	1.92	1.79	1.77	1.71	1.74	1.87	1.68	1.72	2.06	2.06	2.04	2.08	2.06	2.07	2.06	1.97
O=F	0.12	0.32	0.10	0.25	0.25	0.25	0.30	0.18	0.29	0.25	0.00	0.00	0.01	0.00	-	0.00	0.00	0.08
O=Cl	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	-	0.01	0.00	0.01
Sum Ox%	100.80	102.00	101.23	102.45	102.55	99.86	99.77	101.13	99.78	100.37	101.48	100.87	100.98	102.38	99.74	102.03	101.24	101.27
Si	6.80	6.84	6.79	6.82	6.77	6.92	7.61	7.22	6.83	6.79	6.91	6.87	6.80	6.86	7.39	6.71	6.85	6.83
Ti	0.16	0.09	0.15	0.13	0.10	0.10	0.00	0.00	0.12	0.09	0.09	0.20	0.19	0.18	0.05	0.20	0.16	0.15
Al IV	1.20	1.16	1.21	1.18	1.23	1.09	0.39	0.77	1.17	1.21	1.09	1.13	1.20	1.14	0.61	1.27	1.15	1.18
Al VI	0.09	0.11	0.08	0.14	0.13	0.24	0.02	0.00	0.12	0.05	0.13	0.11	0.11	0.07	0.03	0.00	0.20	0.15
Fe3+	0.55	0.67	0.75	0.67	0.66	0.36	0.44	0.67	0.63	0.66	0.79	0.68	0.83	0.81	0.52	1.04	0.54	0.85
Fe2+	1.41	1.34	1.20	1.27	1.37	1.65	1.12	1.12	1.50	1.45	1.35	1.31	1.22	1.18	1.22	1.05	1.43	1.09
Mn2+	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.07	0.07	0.00	0.10	0.08	0.05	0.07	0.09	0.06	0.08	0.04	0.07
Mg	2.67	2.66	2.70	2.68	2.62	2.53	3.33	3.14	2.63	2.64	2.56	2.65	2.58	2.66	3.11	2.64	2.62	2.67
Ca	1.83	1.82	1.75	1.76	1.85	1.93	1.88	1.91	1.83	1.91	1.82	1.73	1.71	1.71	1.86	1.63	1.82	1.70
Na	0.42	0.37	0.43	0.42	0.38	0.29	0.12	0.21	0.33	0.35	0.23	0.34	0.32	0.34	0.19	0.45	0.30	0.34
K	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.04	0.10	0.19	0.16	0.12	0.12	0.14	0.13	0.04	0.15	0.15	0.13
F	0.13	0.35	0.11	0.27	0.27	0.28	0.33	0.20	0.32	0.28	0.00	0.00	0.02	0.00		0.00	0.00	0.09
Cl	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01		0.01	0.00	0.01
OH	1.84	1.64	1.87	1.72	1.71	1.70	1.68	1.80	1.67	1.70	2.00	2.00	1.98	1.99		1.99	2.00	1.90
Sum Cat#	17.41	17.36	17.34	17.35	17.39	17.37	17.05	17.21	17.35	17.42	17.17	17.20	17.17	17.18		17.23	17.26	17.17
XMg	0.65	0.66	0.69	0.68	0.66	0.61	0.75	0.74	0.64	0.65	0.66	0.67	0.68	0.69	0.72	0.72	0.65	0.71

Tableau 4.2b. Résultats de microanalyses et formules structurales des amphiboles du pluton Bossoum-Pologozom.

Echantillon	135B (Syénogranite)					65A (Syénogranite)				167A (Syénogranite)					165A (Syénogranite)					135C (Syénite mésocrate)					
n° analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5	#6
SiO2	41.51	41.01	42.10	41.54	42.20	41.51	42.11	40.85	40.85	41.69	41.34	40.44	40.62	41.44	40.89	40.58	40.86	40.40	40.82	40.99	41.46	41.69	41.64	41.35	42.02
TiO2	1.52	1.63	1.75	1.17	1.46	1.73	1.53	2.24	2.05	1.43	1.28	2.14	2.26	0.31	1.17	2.03	1.81	1.86	1.48	2.22	1.96	2.50	2.43	1.90	1.91
Al2O3	8.50	8.28	8.48	8.65	8.73	8.41	8.27	8.10	7.82	7.46	7.53	7.75	7.95	8.01	8.64	8.16	8.55	8.75	8.53	8.64	8.42	8.28	8.27	8.76	8.75
Fe2O3(c)	4.87	4.34	2.79	4.82	6.35	8.62	6.85	5.22	6.80	7.63	8.43	5.34	5.76	5.77	6.55	6.63	6.75	5.43	6.73	5.48	4.61	5.81	3.98	5.23	5.55
FeO(c)	25.05	25.37	26.69	25.12	24.45	23.18	23.52	24.46	24.11	23.74	23.46	25.55	25.16	25.61	23.88	24.10	24.31	25.28	24.00	24.29	25.17	24.67	25.08	24.92	24.32
MnO	0.74	0.73	0.57	0.66	0.75	0.73	0.80	0.90	0.82	0.89	0.82	0.88	0.64	0.28	0.84	0.78	0.68	0.33	0.79	0.59	0.48	0.46	0.57	0.38	0.52
MgO	3.01	2.92	2.87	2.58	2.94	2.61	2.86	2.81	2.42	2.63	2.65	2.58	2.69	2.38	2.79	2.80	2.73	2.68	2.70	3.30	3.05	3.14	3.16	3.18	3.17
CaO	10.28	10.34	10.78	10.61	10.21	10.15	10.13	10.20	10.19	9.78	9.84	9.95	10.10	10.19	10.39	10.30	10.44	10.56	10.52	10.22	10.29	10.05	10.08	10.71	10.01
Na2O	2.01	2.09	1.77	1.32	1.95	1.35	1.39	1.77	1.26	2.05	1.92	2.53	2.22	1.89	1.79	1.71	1.89	1.66	1.47	2.11	2.06	2.03	2.04	1.76	2.07
K2O	1.45	1.27	1.29	1.42	1.29	1.16	1.20	1.16	1.19	1.08	1.11	1.18	1.01	1.18	1.18	1.18	1.21	1.41	1.36	1.32	1.20	1.26	1.25	1.17	1.20
F	0.38	1.00	0.00	0.35	0.43	0.00	0.23	0.12	0.52	0.39	0.85	0.39	0.47	0.41	0.44	0.22	0.00	0.14	0.08	0.40	0.34	0.26	0.00	0.80	0.71
Cl	0.14	0.15	0.14	0.14	0.19	0.16	0.16	0.09	0.10	0.08	0.08	0.15	0.10	0.12	0.20	0.20	0.16	0.19	0.20	0.12	0.18	0.19	0.14	0.12	0.10
H2O(c)	1.69	1.36	1.87	1.69	1.68	1.88	1.76	1.80	1.60	1.69	1.47	1.65	1.63	1.64	1.63	1.73	1.87	1.77	1.80	1.69	1.69	1.75	1.87	1.50	1.56
O=F	0.16	0.42	0.00	0.15	0.18	0.00	0.10	0.05	0.22	0.16	0.36	0.16	0.20	0.17	0.19	0.09	0.00	0.06	0.04	0.17	0.14	0.11	0.00	0.34	0.30
O=Cl	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02
Sum Ox%	101.0	100.1	101.1	100.1	102.4	101.5	100.7	99.7	99.5	100.8	100.6	100.4	100.4	99.1	100.3	100.3	101.7	100.6	100.6	101.3	100.9	102.0	100.5	101.5	101.6
Si	6.55	6.54	6.62	6.60	6.54	6.49	6.61	6.52	6.54	6.60	6.56	6.47	6.47	6.68	6.50	6.46	6.42	6.42	6.47	6.44	6.54	6.50	6.57	6.48	6.55
Ti	0.18	0.20	0.21	0.14	0.17	0.20	0.18	0.27	0.25	0.17	0.15	0.26	0.27	0.04	0.14	0.24	0.21	0.22	0.18	0.26	0.23	0.29	0.29	0.22	0.22
Al IV	1.45	1.46	1.38	1.40	1.46	1.51	1.39	1.48	1.46	1.39	1.41	1.46	1.49	1.32	1.50	1.53	1.58	1.58	1.53	1.56	1.46	1.50	1.43	1.52	1.46
Al VI	0.13	0.10	0.20	0.22	0.14	0.04	0.14	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.11	0.00	0.01	0.06	0.07	0.04	0.10	0.02	0.10	0.09	0.15
Fe3+	0.58	0.52	0.33	0.58	0.74	1.01	0.81	0.63	0.82	0.91	1.01	0.64	0.69	0.70	0.78	0.79	0.80	0.65	0.80	0.65	0.55	0.68	0.47	0.62	0.65
Fe2+	3.30	3.38	3.51	3.34	3.17	3.03	3.09	3.27	3.23	3.14	3.11	3.42	3.35	3.45	3.17	3.21	3.20	3.36	3.18	3.19	3.32	3.22	3.31	3.27	3.17
Mn2+	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.09	0.04	0.11	0.11	0.09	0.04	0.11	0.08	0.06	0.06	0.08	0.05	0.07
Mg	0.71	0.69	0.67	0.61	0.68	0.61	0.67	0.67	0.58	0.62	0.63	0.62	0.64	0.57	0.66	0.67	0.64	0.64	0.64	0.77	0.72	0.73	0.74	0.74	0.74
Ca	1.74	1.77	1.82	1.81	1.70	1.70	1.70	1.74	1.75	1.66	1.67	1.71	1.72	1.76	1.77	1.76	1.76	1.80	1.79	1.72	1.74	1.68	1.70	1.80	1.67
Na	0.62	0.65	0.54	0.41	0.59	0.41	0.42	0.55	0.39	0.63	0.59	0.79	0.69	0.59	0.55	0.53	0.58	0.51	0.45	0.64	0.63	0.61	0.62	0.54	0.62
K	0.29	0.26	0.26	0.29	0.26	0.23	0.24	0.24	0.24	0.22	0.22	0.24	0.21	0.24	0.24	0.24	0.24	0.29	0.28	0.27	0.24	0.25	0.25	0.23	0.24
F	0.19	0.51	0.00	0.18	0.21	0.00	0.12	0.06	0.26	0.19	0.43	0.20	0.24	0.21	0.22	0.11	0.00	0.07	0.04	0.20	0.17	0.13	0.00	0.40	0.35
Cl	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03
OH	1.78	1.45	1.96	1.79	1.74	1.96	1.84	1.92	1.71	1.79	1.55	1.76	1.74	1.76	1.72	1.84	1.96	1.88	1.91	1.77	1.78	1.82	1.96	1.57	1.62
Sum Cat#	17.65	17.67	17.62	17.50	17.54	17.34	17.37	17.53	17.38	17.51	17.49	17.73	17.61	17.59	17.56	17.52	17.58	17.60	17.52	17.63	17.61	17.54	17.58	17.57	17.53
XMg	0.18	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.17	0.17	0.15	0.16	0.14	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.20	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19

Tableau 4.3a. Résultats de microanalyses chimiques et formules structurales des biotites du pluton de Guider.

Echantillon	MG (Diorite quartzifère)					6B (Syénite quartzifère grise)				19C (Syénite quartzifère rose)				
n° analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#1	#2	#3	#4	#5
SiO2	36.95	36.40	36.81	36.65	36.60	36.75	37.55	37.87	37.47	38.30	38.82	38.77	38.73	38.56
TiO2	4.85	5.33	5.05	4.55	5.01	2.01	1.76	2.41	2.81	1.98	2.09	2.54	1.94	1.49
Al2O3	14.56	14.27	14.13	14.49	13.94	13.84	14.01	13.84	13.51	14.72	15.29	14.52	14.99	15.34
Cr2O3	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.19	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00
FeO	21.22	19.59	19.30	20.99	19.35	16.88	18.01	17.67	17.31	16.49	17.23	16.96	17.15	16.93
ZnO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07	0.33	0.21	0.00	0.11	0.01	0.04	0.00	0.11	0.00
MnO	0.28	0.02	0.23	0.25	0.21	0.13	0.09	0.11	0.52	0.82	0.66	0.81	0.64	0.51
MgO	10.47	11.38	11.17	10.40	11.04	13.78	13.74	13.21	12.94	13.83	13.23	13.00	13.41	13.09
CaO	0.00	0.06	0.08	0.02	0.08	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05	0.07	0.05	0.00
Na2O	0.00	0.03	0.12	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	9.21	9.00	8.71	9.02	8.92	9.29	9.16	9.86	9.82	9.53	9.49	9.15	9.34	9.32
BaO	0.70	0.87	0.73	0.62	0.95	0.22	0.13	0.03	0.00	0.16	0.00	0.00	0.08	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07	0.16	0.00	0.02	0.19	0.03	0.00	0.08	0.01	0.00
F	0.24	0.48	0.57	0.27	0.21	1.00	1.33	0.81	1.38	1.21	0.51	0.35	0.78	1.23
Cl	0.07	0.10	0.09	0.07	0.02	0.08	0.08	0.04	0.03	0.08	0.08	0.04	0.11	0.06
H2O(c)	3.87	3.72	3.67	3.81	3.83	3.39	3.28	3.56	3.25	3.41	3.79	3.84	3.63	3.40
O=F	0.10	0.20	0.24	0.11	0.09	0.42	0.56	0.34	0.58	0.51	0.22	0.15	0.33	0.52
O=Cl	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01
Sum Ox%	102.35	101.06	100.38	101.11	100.31	97.83	98.81	99.27	98.78	100.06	101.07	99.98	100.69	99.42
Si	5.54	5.50	5.58	5.56	5.57	5.67	5.73	5.75	5.73	5.74	5.75	5.79	5.76	5.79
Ti	0.55	0.61	0.58	0.52	0.57	0.23	0.20	0.28	0.32	0.22	0.23	0.29	0.22	0.17
Al IV	2.46	2.50	2.42	2.44	2.43	2.33	2.27	2.25	2.27	2.26	2.26	2.21	2.24	2.21
Al VI	0.11	0.04	0.10	0.15	0.07	0.19	0.25	0.22	0.17	0.33	0.41	0.35	0.39	0.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe2+	2.66	2.48	2.45	2.66	2.46	2.18	2.30	2.24	2.22	2.07	2.13	2.12	2.13	2.13
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn2+	0.04	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.07	0.10	0.08	0.10	0.08	0.07
Mg	2.34	2.56	2.52	2.35	2.51	3.17	3.12	2.99	2.95	3.09	2.92	2.89	2.97	2.93
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.76	1.74	1.68	1.74	1.73	1.83	1.78	1.91	1.92	1.82	1.79	1.74	1.77	1.79
Ba	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
F	0.11	0.23	0.27	0.13	0.10	0.49	0.64	0.39	0.67	0.57	0.24	0.17	0.37	0.58
Cl	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
OH	3.87	3.75	3.71	3.86	3.89	3.49	3.34	3.60	3.32	3.41	3.74	3.82	3.60	3.40
Sum Cat#	19.51	19.50	19.45	19.50	19.49	19.73	19.70	19.68	19.69	19.65	19.58	19.52	19.59	19.58
XMg	0.47	0.51	0.51	0.47	0.50	0.59	0.58	0.57	0.57	0.60	0.58	0.58	0.58	0.58

Tableau 4.3b. Résultats de microanalyses chimiques et formules structurales des biotites du pluton Bossoum-Pologozom

Echantillon	135C (Syénite mésocrate)					135A (Syénogranite)						65A (Syénogranite)			165 (Syénogranite)					167 (Syénogranite)				
n° analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#1	#2	#3	#1	#2	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5
SiO2	35.69	35.38	35.11	35.42	34.87	35.29	35.82	35.73	35.07	35.15	34.71	35.78	35.92	36.01	34.88	34.22	34.71	35.34	35.61	34.13	34.01	34.50	34.31	34.21
TiO2	2.75	3.71	3.64	1.89	3.39	3.73	3.65	2.34	3.50	2.97	2.21	3.57	4.34	2.69	4.22	4.51	4.68	3.31	4.11	3.69	3.92	3.80	3.50	4.28
Al2O3	14.60	14.40	13.70	14.95	13.89	13.16	13.72	14.19	13.48	14.53	15.46	14.26	14.86	14.34	13.98	14.11	13.98	15.31	15.21	13.35	13.63	13.33	13.07	12.94
FeO	29.91	31.40	30.39	30.85	30.04	30.47	30.24	30.99	30.24	29.94	31.15	29.16	27.04	30.12	29.59	28.73	29.38	29.48	28.60	31.94	31.63	31.45	30.94	31.48
ZnO	0.36	0.00	0.00	0.01	0.10	0.08	0.00	0.14	0.12	0.00	0.05	0.00	0.18	0.00	0.23	0.53	0.53	0.00	1.14	0.45	0.67	0.27	0.00	0.00
MnO	0.49	0.56	0.50	0.67	0.47	0.50	0.28	0.33	0.34	0.30	0.09	0.41	0.33	0.33	0.00	0.59	0.00	0.09	0.15	0.16	0.01	0.40	0.06	0.00
MgO	3.48	3.39	3.14	3.71	3.11	4.03	3.65	3.19	4.05	3.64	3.50	3.94	3.12	4.02	3.35	3.26	3.36	3.56	3.10	3.20	2.85	3.00	2.87	3.04
Na2O	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.18	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05
K2O	8.65	8.95	8.76	7.68	8.69	8.83	8.97	8.91	9.18	8.96	7.03	8.97	9.12	9.30	9.07	8.82	8.82	8.92	9.20	8.48	8.36	8.25	8.48	8.44
BaO	0.00	0.09	0.03	0.03	0.16	0.00	0.09	0.00	0.00	0.10	0.00	0.11	0.17	0.05	0.04	0.22	0.00	0.07	0.14	0.06	0.00	0.20	0.11	0.02
F	0.89	0.50	0.39	0.33	0.47	1.41	0.98	0.93	0.48	0.33	0.16	0.73	1.14	0.64	0.19	0.55	0.84	0.51	0.97	0.40	0.48	0.08	0.29	0.72
Cl	0.09	0.07	0.13	0.12	0.06	0.19	0.18	0.17	0.15	0.17	0.11	0.06	0.13	0.10	0.18	0.19	0.15	0.13	0.12	0.08	0.12	0.09	0.07	0.10
H2O(c)	3.32	3.54	3.49	3.55	3.45	3.02	3.26	3.25	3.47	3.54	3.61	3.42	3.19	3.46	3.61	3.41	3.31	3.50	3.32	3.48	3.43	3.62	3.47	3.31
O=F	0.37	0.21	0.17	0.14	0.20	0.59	0.41	0.39	0.20	0.14	0.07	0.31	0.48	0.27	0.08	0.23	0.35	0.22	0.41	0.17	0.20	0.03	0.12	0.30
O=Cl	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
Sum Ox%	100.03	101.77	99.12	99.12	98.60	100.16	100.52	100.05	99.88	99.62	98.23	100.25	99.04	100.81	99.93	99.41	99.98	100.12	101.49	99.61	99.45	99.14	97.29	98.96
Si	5.69	5.59	5.68	5.69	5.67	5.66	5.70	5.73	5.64	5.64	5.61	5.68	5.72	5.70	5.59	5.53	5.56	5.61	5.60	5.56	5.53	5.62	5.68	5.58
Ti	0.33	0.44	0.44	0.23	0.42	0.45	0.44	0.28	0.42	0.36	0.27	0.43	0.52	0.32	0.51	0.55	0.56	0.40	0.49	0.45	0.48	0.47	0.44	0.53
Al IV	2.31	2.41	2.32	2.31	2.33	2.34	2.30	2.27	2.36	2.36	2.39	2.32	2.28	2.30	2.41	2.47	2.44	2.39	2.40	2.45	2.47	2.38	2.32	2.42
Al VI	0.44	0.27	0.29	0.52	0.33	0.15	0.27	0.42	0.19	0.39	0.55	0.34	0.51	0.38	0.23	0.21	0.20	0.47	0.42	0.12	0.15	0.17	0.23	0.07
Fe2+	3.99	4.15	4.11	4.14	4.08	4.09	4.02	4.16	4.07	4.02	4.21	3.87	3.60	3.99	3.96	3.88	3.94	3.91	3.76	4.35	4.30	4.28	4.28	4.30
Zn	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.06	0.06	0.00	0.13	0.06	0.08	0.03	0.00	0.00
Mn2+	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.04	0.01	0.06	0.05	0.04	0.00	0.08	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.06	0.01	0.00
Mg	0.83	0.80	0.76	0.89	0.75	0.96	0.87	0.76	0.97	0.87	0.84	0.93	0.74	0.95	0.80	0.78	0.80	0.84	0.73	0.78	0.69	0.73	0.71	0.74
Na	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02
K	1.76	1.80	1.81	1.57	1.80	1.81	1.82	1.82	1.88	1.83	1.45	1.82	1.85	1.88	1.85	1.82	1.80	1.81	1.85	1.76	1.74	1.71	1.79	1.76
Ba	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
F	0.45	0.25	0.20	0.17	0.24	0.72	0.49	0.47	0.24	0.17	0.08	0.37	0.58	0.32	0.10	0.28	0.43	0.26	0.49	0.21	0.25	0.04	0.15	0.37
Cl	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
OH	3.53	3.73	3.76	3.80	3.74	3.23	3.46	3.48	3.72	3.78	3.89	3.62	3.39	3.65	3.85	3.67	3.53	3.71	3.48	3.77	3.72	3.93	3.83	3.60
Sum Cat#	19.51	19.54	19.48	19.46	19.49	19.55	19.49	19.58	19.60	19.56	19.38	19.47	19.30	19.57	19.48	19.48	19.44	19.47	19.43	19.60	19.52	19.50	19.51	19.51
XMg	0.17	0.16	0.16	0.18	0.16	0.19	0.18	0.16	0.19	0.18	0.17	0.19	0.17	0.19	0.17	0.17	0.17	0.18	0.16	0.15	0.14	0.15	0.14	0.15

Tableau 4.4a. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase du pluton de Bossoum-Pologozom

Échantillon	**19C (Syénite rose)**				**6C (Syénite grise)**				**MG3 (diorite)**						
n° Analyse	#8	#9	#11	#12	#1	#3	#4	#5	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
SiO2	62.96	59.46	63.17	62.1	56.91	60.2	59.67	58.68	61.45	61.35	61.01	61.09	61.47	60.81	60.85
Al2O3	23.53	25.49	23.21	23.52	25.86	24.6	24.39	24.54	23.67	23.85	24.02	25.04	24.1	24.49	24.87
Fe2O3	0.19	0.09	0.03	0.13	0.13	0.19	0.47	0.15	0.38	0.21	0.2	0.27	0.24	0.24	0.24
CaO	4.91	7.17	4.5	4.76	8.74	6.81	6.72	7.04	5.66	5.69	5.82	6.1	5.63	5.83	6.15
Na2O	9.47	7.6	9.29	9.2	7.16	8.58	8.32	7.93	8.59	8.4	8.01	8.35	8.4	8.23	8.28
K2O	0.14	0.09	0.11	0.26	0.09	0.15	0.13	0.14	0.37	0.56	0.51	0.12	0.29	0.29	0.32
Sum Ox%	101.2	99.9	100.31	99.96	98.88	100.51	99.72	98.49	100.11	100.05	99.58	100.99	100.16	99.89	100.7
Si	2.764	2.655	2.787	2.758	2.586	2.679	2.676	2.663	2.734	2.732	2.726	2.693	2.729	2.709	2.693
Al	1.217	1.341	1.207	1.231	1.385	1.29	1.289	1.313	1.241	1.251	1.265	1.301	1.261	1.286	1.297
Fe3+	0.006	0.003	0.001	0.004	0.004	0.006	0.016	0.005	0.013	0.007	0.007	0.009	0.008	0.008	0.008
Ca	0.231	0.343	0.213	0.226	0.426	0.324	0.323	0.343	0.27	0.271	0.279	0.288	0.268	0.278	0.292
Na	0.806	0.657	0.795	0.792	0.63	0.74	0.723	0.698	0.741	0.725	0.694	0.714	0.723	0.71	0.71
K	0.008	0.005	0.006	0.015	0.005	0.008	0.008	0.008	0.021	0.032	0.029	0.007	0.016	0.017	0.018
Sum Cat#	5.032	5.004	5.009	5.027	5.037	5.047	5.036	5.03	5.02	5.018	5	5.012	5.006	5.008	5.018
Ab	77.18	65.40	78.41	76.67	59.41	68.99	68.62	66.58	71.81	70.52	69.29	70.75	71.78	70.68	69.64
An	22.10	34.11	20.97	21.92	30.66	30.25	30.66	30.66	26.14	26.40	27.82	28.57	26.59	27.67	28.60
Or	0.72	0.49	0.62	1.41	0.47	0.77	0.72	0.75	2.06	3.08	2.90	0.68	1.64	1.65	1.76

Tableau 4.4b. Résultats de microanalyses et formules structurales du plagioclase du pluton de Bossoum-Pologozom

Echantillon	**135C (Syénogranite)**				**65C (Syénogranite)**				**167 (Syénogranite)**				**165 (Syénogranite)**				**135C (Syénite mésocrate)**					
n° Analyse	**#1**	**#2**	**#3**	**#5**	**#1**	**#2**	**#3**	**#4**	**#2**	**#3**	**#5**	**#6**	**#1**	**#2**	**#4**	**#5**	**#3**	**#5**	**#8**	**#9**	**#10**	**#12**
SiO2	64.22	64.9	64.21	66.06	66.02	64.03	63.86	67.4	65.69	65.87	66.22	65.85	64.65	64.21	64.38	65.01	64.61	64.52	65.91	63.93	64.2	63.55
Al2O3	21.95	22.09	22	21.3	21.37	21.9	20.55	20.96	21.17	21.34	21.54	21.56	21.63	22.14	21.85	21.48	22.27	22.16	21.35	22.73	22.39	22.39
Fe2O3	0.14	0.09	0.08	0.16	0.09	0.16	0.28	0.09	0.02	0.14	0.09	0.11	0.04	0.1	0.05	0.22	0	0.14	0.12	0.05	0.08	0.11
CaO	3.51	3.19	3.47	2.29	1.96	2.46	2.33	1.59	2.07	2.2	2.23	2.22	3.01	3.43	3.09	2.98	3.24	2.93	2.21	3.47	3.33	3.42
Na2O	9.87	10.23	10.18	10.91	10.88	10.4	10.58	11.27	11.22	10.55	10.85	11.3	10.65	10.39	10.5	11	10.5	10.52	10.92	10.11	10	9.93
K2O	0.14	0.13	0.16	0.11	0.04	0.4	0.13	0.01	0.03	0.1	0.04	0.05	0.15	0.18	0.16	0.09	0.13	0.11	0.14	0.17	0.29	0.37
Sum Ox%	99.8	100.6	100.1	100.8	100.4	99.4	97.7	101.3	100.2	100.2	101.0	101.1	100.1	100.5	100.0	100.8	100.8	100.4	100.7	100.5	100.3	99.8
Si	2.841	2.847	2.836	2.887	2.893	2.846	2.883	2.921	2.888	2.891	2.886	2.874	2.854	2.83	2.845	2.855	2.835	2.839	2.885	2.814	2.83	2.819
Al	1.144	1.142	1.146	1.097	1.104	1.147	1.093	1.071	1.097	1.104	1.106	1.109	1.125	1.15	1.138	1.112	1.152	1.149	1.102	1.179	1.163	1.171
Fe3+	0.005	0.003	0.003	0.005	0.003	0.005	0.009	0.003	0.001	0.005	0.003	0.004	0.001	0.003	0.002	0.007	0	0.005	0.004	0.002	0.003	0.004
Ca	0.166	0.15	0.164	0.107	0.092	0.117	0.113	0.074	0.097	0.103	0.104	0.104	0.142	0.162	0.146	0.14	0.152	0.138	0.103	0.164	0.157	0.162
Na	0.846	0.87	0.872	0.925	0.924	0.896	0.927	0.947	0.957	0.898	0.917	0.956	0.912	0.888	0.9	0.937	0.893	0.898	0.927	0.863	0.854	0.854
K	0.008	0.008	0.009	0.006	0.002	0.023	0.007	0	0.002	0.006	0.002	0.003	0.008	0.01	0.009	0.005	0.007	0.006	0.008	0.01	0.016	0.021
Sum Cat#	5.011	5.019	5.03	5.027	5.018	5.036	5.032	5.016	5.042	5.006	5.018	5.049	5.043	5.043	5.04	5.056	5.04	5.036	5.029	5.031	5.023	5.031
Ab	82.92	84.67	83.40	89.09	90.73	86.49	88.55	92.71	90.59	89.19	89.62	89.97	85.83	83.75	85.28	86.58	84.86	86.16	89.26	83.26	83.11	82.32
An	16.30	14.60	15.71	10.33	9.02	11.32	10.76	7.24	9.23	10.26	10.18	9.76	13.39	15.30	13.86	12.98	14.45	13.25	9.97	15.81	15.30	15.65
Or	0.78	0.74	0.89	0.58	0.25	2.19	0.69	0.05	0.18	0.55	0.20	0.27	0.78	0.95	0.86	0.44	0.68	0.59	0.78	0.93	1.59	2.04

Tableau 4.5. Résultats d'analyses géochimiques des roches du pluton de Guider

	Diorite quartzifère			Syénite quartzifère grise				Syénite quartzifère rose				
Echantillons	**MG3**	**37C**	**DG16**	**6B**	**20B**	**54B**	**DG27**	**8A**	**DG14**	**DG26**	**DG15**	**DA2**
Eléments majeurs (%)												
SiO_2	51.8	52.8	53.39	58.8	60.3	61.9	60.45	62.8	63.25	64.23	67.10	69.25
TiO_2	1.56	1.89	1.81	0.95	0.96	0.8	0.42	0.72	0.52	0.39	0.06	0.28
Al_2O_3	16.45	17.65	18.10	18.3	17.5	17.1	18.58	16.65	16.74	18.82	18.87	16.80
Fe_2O_3t	9.64	8.81	8.81	5.64	5.24	4.17	3.13	4.4	5.37	2.05	0.74	1.63
MnO	0.17	0.14	0.11	0.1	0.09	0.06	0.07	0.12	0.06	0.06	0.02	0.01
MgO	5.01	2.95	3.01	1.65	1.38	1.35	0.72	0.52	0.07	0.20	0.13	0.45
CaO	6.76	5.22	5.60	4.33	3.01	2.74	2.06	1.52	1.01	1.37	0.71	0.90
Na_2O	3.74	4.75	4.74	4	4.83	4.38	4.13	5.04	3.60	5.66	5.69	3.90
K_2O	2.22	3.41	2.95	6.53	4.81	5.35	8.00	6.67	8.29	6.74	5.74	5.95
P_2O_5	0.3	0.63	0.68	0.41	0.27	0.24	0.13	0.15	0.05	0.05	0.17	0.30
PF	0.76	0.52	0.91	0.88	0.67	0.52	1.02	0.61	0.47	0.33	0.52	0.40
Total	98.41	98.77	100.11	101.59	99.06	98.61	98.71	99.2	99.43	99.90	99.75	99.87
Eléments en trace sélectionnés (ppm)												
Rb	43.7	67.7	69.76	129.5	90.9	84.1	133.80	66.7	139.80	99.52		353.00
Sr	550	639	901.50	947	473	592	98.87	82.9	152.20	76.39		113.00
Ba	2220	1940	1889.00	2090	1695	2190	195.70	525	315.90	322.50		497.00
Cr	20	10	5.10	20	10	20	N.D.	10	N.D.	N.D.		37.00
Co	35	18	16.26	7	7	8	1.76	N.D.	1.01	0.85		7.00
Ni	44	7	7.62	4	3	7	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.		4.96
Zr	49	494	182.70	753	523	377	868.70	1430	4338.00	747.90		145.00
Nb	15.8	27	14.97	13.8	16.3	17.2	6.67	32.5	22.54	12.93		24.00
Pb	3	10	12.06	19	17	20	28.57	11	38.82	35.43		23.36
Th	2.12	1.72	4.46	3.51	5.36	5.83	2.36	3.31	65.70	13.09		37.00
U	0.35	0.84	0.75	0.71	1.13	0.59	0.47	1.12	8.07	0.87		7.00
REE (ppm)												
La	38	49.5	63.03	48.7	50.2	65.5	38.94	50.2	920.00	141.60		67.30
Ce	76.9	107.5	120.50	117.5	102	131.5	88.89	105	1603.00	306.80		120.00
Pr	8.82	12.55	14.74	15.7	11.6	13.85	11.66	12.4	174.50	35.76		13.30
Nd	33.7	48.3	57.26	64.6	42.7	46.2	48.48	47.6	458.00	138.50		47.70
Sm	6.76	9.25	9.63	13.45	7.52	8.24	9.27	9.23	47.96	26.32		8.32
Eu	3.51	2.63	2.81	3.87	1.97	2.17	3.18	1.75	0.40	3.08		0.70
Gd	6.39	8.23	7.03	11.95	6.38	6.59	6.73	7.93	20.75	18.58		5.20
Tb	0.94	1.13	0.85	1.7	0.84	0.93	0.92	1.17	2.71	2.55		0.60
Dy	4.49	5.31	4.20	8.18	4.05	4.37	4.94	5.95	12.80	12.85		2.91
Ho	0.84	0.97	0.66	1.5	0.76	0.83	0.84	1.18	2.16	2.09		0.46
Er	2.41	2.52	1.66	3.84	2.09	2.32	2.32	3.35	6.85	5.28		1.19
Tm	0.37	0.36	0.20	0.53	0.29	0.37	0.33	0.52	1.06	0.71		0.18
Yb	2.09	1.99	1.17	2.91	1.83	1.92	2.06	3.3	7.96	4.35		1.16
Lu	0.32	0.3	0.17	0.39	0.28	0.3	0.31	0.51	1.41	0.62		0.16
ΣREE	185.54	250.54	283.921	294.82	232.51	285.09	218.875	250.09	3259.6	699.096		269.18
Eu/Eu*	1.63	0.92	1.05	0.93	0.87	0.90	1.23	0.63	0.04	0.43		0.33
(La/Yb)N	13.04	17.84	38.58	12.00	19.68	24.47	13.54	10.91	82.88	23.35		41.62

Tableau 4.6. Résultats d'analyses géochimiques des roches du pluton de Bossoum-Pologozom.

	Syénite mésocrate				Syénogranite						
	141B	**135B**	**106A**	**164B**	**165A**	**65A**	**167A**	**136B**	**114A**	**135A**	**169A**
Eléments majeurs (%)											
SiO_2	57.5	60.27	62.1	58.8	64.6	65.97	66.6	66.91	68.46	68.60	73.6
TiO_2	1.18	0.86	1.33	0.8	0.61	0.71	0.58	0.49	0.66	0.34	0.22
Al_2O_3	15.8	16.69	14.9	16.75	15.4	14.79	14.35	15.37	13.84	15.80	13.3
Fe_2O_3t	8.65	7.85	7.59	7.26	5.33	5.74	4.57	5.17	5.61	3.06	2.02
MnO	0.19	0.18	0.14	0.19	0.1	0.12	0.09	0.11	0.12	0.06	0.04
MgO	0.85	0.46	1.34	0.47	0.45	0.45	0.37	0.29	0.33	0.26	0.17
CaO	3.39	2.84	2.95	3.34	2.05	1.98	1.8	2.00	1.59	1.64	0.74
Na_2O	4.2	4.86	4.14	5.05	4.23	4.20	4.22	4.07	3.89	4.45	3.51
K_2O	5.48	6.00	5.19	4.45	5.66	5.68	5.4	5.47	5.79	5.96	5.72
P_2O_5	0.38	0.22	0.43	0.22	0.11	0.19	0.12	0.13	0.13	0.09	0.03
PF	0.52	0.20	0.39	0.66	0.54	0.32	0.49	0.78	0.13	0.54	0.66
Total	98.14	100.41	100.5	97.99	99.08	100.15	98.59	100.78	100.53	100.79	100.01
Eléments en trace sélectionnés (ppm)											
Rb	133.5	157.30	160	77	189	118.80	120	204.00	117.10	192.20	292
Sr	249	133.80	250	577	223	135.60	130	215.70	89.10	178.70	80.3
Ba	1550	671.20	1240	2810	1100	688.90	888	1267.00	504.80	724.80	578
Cr	10	18.43	10	10	10	12.91	10	11.67	17.43	17.27	10
Co	2	2.07	8	N.D.	N.D.	2.95	1	2.06	2.27	1.98	N.D.
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	342	637.00	938	507	926	1028.00	795	598.90	1160.00	351.10	330
Nb	33.1	49.57	54.4	24.5	46.6	44.13	36.1	54.24	47.26	28.33	25.3
Pb	18	23.69	18	12	21	19.13	16	29.80	18.48	25.91	25
Th	1.98	8.21	11.8	3.12	14.75	20.22	7.82	30.98	13.92	10.41	27.5
U	0.58	1.44	0.94	0.77	2.83	1.60	1.29	3.28	1.29	2.41	4.81
REE (ppm)											
La	48.7	70.56	97	38.7	43.5	199.60	69.8	134.00	113.10	37.21	62.3
Ce	107	165.00	197	81.3	94.4	354.00	152	262.70	240.90	88.50	125.5
Pr	14.05	20.38	23.5	10.3	11.9	35.75	19.3	28.20	28.33	10.91	13.4
Nd	59.2	79.80	89.7	43.4	45.8	121.80	77.4	100.50	107.60	48.20	46.2
Sm	11.8	15.76	16.25	9.02	9.14	19.67	14.15	17.51	18.62	10.50	7.88
Eu	4.06	3.05	3.05	6.15	2.44	2.37	2.66	3.01	1.82	2.05	1.04
Gd	10.55	12.42	13.55	7.89	8.16	14.60	12.2	13.86	13.36	8.57	6.02
Tb	1.45	1.83	2.02	1.13	1.26	2.13	1.69	2.14	1.92	1.36	0.91
Dy	7.8	10.33	11.5	6.28	7.34	11.91	9.27	12.38	10.41	8.09	5.44
Ho	1.51	1.88	2.26	1.22	1.46	2.16	1.81	2.36	1.85	1.53	1.11
Er	3.95	5.14	6.14	3.2	3.9	5.98	4.65	6.87	5.03	4.33	3.3
Tm	0.55	0.75	0.88	0.46	0.62	0.86	0.68	1.05	0.71	0.65	0.51
Yb	3.49	5.09	5.53	2.96	4.12	5.68	4.34	7.31	4.83	4.34	3.43
Lu	0.51	0.81	0.79	0.47	0.63	0.88	0.63	1.14	0.77	0.64	0.5
ΣREE	274.62	392.811	469.17	212.48	234.67	777.388	370.58	593.032	549.245	226.873	277.54
Eu/Eu*	1.11	0.67	0.63	2.23	0.86	0.43	0.62	0.59	0.35	0.66	0.46
(La/Yb)N	10.01	9.94	12.58	9.38	7.57	25.20	11.54	13.16	16.80	6.15	13.03

Annexes chapitre 5

Tableau 5.1. Résultats de mesures d'ASM dans le pluton de Guider et son encaissant.

Site	Lon (°)	Lat (°)	n	Km(mSI)	K1 Az°	K1 Pl°	K3 Az°	K3 Pl°	E12	E23	E31	P%	L	F	T
Orthogneiss encaissant															
23	13.919	9.862	4	1.21	1	25	100	19	22	9.5	6.8	4.2	1.2	3	0.10
27	13.915	9.953	5	3.74	9	55	275	3	31.1	29.5	16.3	25.5	10.9	13.1	0.09
30	13.982	9.926	6	11.78	36	19	298	22	35.2	12.8	9.8	15.8	3.4	11.9	0.54
31	13.990	9.922	5	0.75	46	44	281	30	13.5	5.3	3.8	18	4.4	13	0.47
45	13.965	9.968	6	6.71	231	78	105	7	21.2	8.6	6.2	11.5	3	8.3	0.46
46	13.957	9.959	6	4.24	181	68	291	8	20.5	4.3	3.6	13.5	2	11.3	0.68
51	13.936	9.962	5	0.56	170	50	264	3	12.5	12.5	8.9	5.9	4.1	1.8	-0.40
52	13.947	9.963	4	10.30	189	43	74	25	32.7	27.2	15.9	56.6	19.1	31.4	0.22
56	13.960	9.850	11	1.87	33	17	295	23	36.1	17.1	12.2	14.5	3.9	10.2	0.44
57	13.971	9.949	6	4.52	138	79	257	5	10.6	8.6	4.8	12.7	5.3	7	0.14
61	13.968	9.931	6	8.13	184	31	87	12	13.3	13.3	12.2	14.6	13.1	1.3	-0.81
67	13.954	9.981	6	20.49	172	72	76	2	20.6	12	7.7	20	6.4	12.8	0.32
68	13.954	9.993	9	2.08	157	57	252	3	10.6	10.6	6	14.8	7.8	6.5	-0.09
69	13.972	10.000	2	10.42	172	48	272	9	6.7	6.7	3.8	26.3	13.4	11.3	-0.08
72	13.906	9.901	6	19.28	199	34	294	7	40.2	15.3	11.7	25.7	5.3	19.4	0.55
75	13.982	9.900	4	9.08	59	73	325	1	29.8	16.8	11.2	15.4	4.8	10.1	0.34
76	13.982	9.868	6	5.80	303	73	94	15	25	14.4	9.4	23.7	7.3	15.3	0.34
79	13.924	9.975	6	9.63	198	52	102	5	8.7	3.8	2.6	39.7	9.3	27.8	0.47
81	13.918	9.998	6	8.88	194	79	98	1	44.7	9.4	8.1	44	4.6	37.7	0.75
121	13.903	9.929	6	10.44	18	14	110	7	13.2	12.6	6.5	35.3	14.6	18.1	0.10
170	13.961	9.845	6	4.04	359	42	236	31	58.3	39.9	28.9	9.3	3	6.1	0.34
Pluton															
1	13.926	9.953	5	10.2	240	63	32	25	31.4	24.5	14.6	9.1	3.7	5.2	0.17
2	13.929	9.964	6	7.2	17	51	191	39	44.6	44.6	30.7	2.2	1.3	0.9	-0.20
3	13.941	9.952	6	24.9	225	83	31	7	13.7	13.7	7.5	12	6.1	5.6	-0.04
4	13.955	9.937	5	2.9	268	45	14	16	31.4	31.4	18.5	3.7	2	1.7	-0.09
5	13.962	9.931	6	26.3	267	50	59	37	17.4	5.8	4.4	14.6	3.2	11	0.54
6	13.946	9.928	4	26.1	209	48	82	29	16.8	16.8	9.6	6.6	3.6	2.9	-0.10
7	13.938	9.936	5	26.1	88	33	356	4	66	35.1	28.2	4.3	1	3.3	0.53
8	13.951	9.916	6	14.3	34	81	262	6	21	21	18.5	8	6.9	1	-0.73
9	13.930	9.925	12	16.4	64	71	209	16	26.3	26.3	19.2	10.3	7	3	-0.39
19	13.950	9.941	12	25.6	248	34	43	53	28.2	19.5	12	13.3	4.9	8	0.23
20	13.939	9.907	4	34.6	360	70	217	16	7.4	7.4	4.3	9.5	5.3	4	-0.13
21	13.937	9.894	4	29.6	351	52	236	18	15.5	15.5	10.6	10	6.5	3.3	-0.33
22	13.929	9.875	4	38.2	44	4	136	32	14.6	14.6	8.5	12.4	6.7	5.3	-0.12
24	13.938	9.879	4	8.1	25	28	172	58	10.5	10.5	8.1	8	6	1.8	-0.53
25	13.952	9.869	4	49.8	170	13	304	72	17.4	17.4	12	11.2	7.3	3.6	-0.33
26	13.925	9.947	4	21.9	247	61	349	7	55.8	17.7	14.7	5.7	1	4.7	0.65
36	13.937	9.908	6	32.0	327	79	217	4	9	9	4.7	10.1	5	4.9	-0.003
37	13.927	9.902	7	0.7	4	60	190	30	52.3	52.3	45.8	3.4	2.7	0.7	-0.58
39	13.925	9.912	5	1.8	9	68	120	8	46.5	34.6	22.6	8.1	3	4.9	0.23
40	13.940	9.943	4	28.0	228	58	29	31	7.5	7.5	4.9	15.3	9.4	5.4	-0.26
47	13.947	9.947	6	2.2	241	30	57	60	10.2	6.3	3.9	14.8	5.1	9.2	0.27
48	13.957	9.924	5	65.0	61	42	180	28	19.4	19.4	10.9	6.3	3.3	2.9	-0.07
49	13.960	9.917	5	29.9	353	78	200	11	25.4	25.4	17.9	6.4	4.2	2	-0.35
53	13.932	9.949	6	18.8	200	39	29	50	39.3	19.5	13.9	7.1	2.1	5	0.41
54	13.929	9.942	5	29.9	46	7	146	55	22.9	22.9	19.7	9.7	8.1	1.5	-0.68
55	13.928	9.935	6	28.3	219	67	50	22	9.7	9.7	7.6	8.7	6.6	1.9	-0.54
82	13.958	9.895	3	30.7	334	30	162	60	11.6	4.3	3.1	12.4	3	9.1	0.49
83	13.966	9.923	6	27.5	241	36	33	51	10.2	10.2	6.4	20.2	11.7	7.5	-0.21
143	13.960	9.905	4	2.8	286	35	136	51	22.3	22.3	12.8	6.4	3.4	2.9	-0.09
144	13.968	9.886	3	49.7	300	37	76	44	9	9	8.5	14.5	13.5	0.9	-0.87
145	13.953	9.882	6	28.4	8	63	229	21	29.1	16.4	10.9	11.1	3.6	7.2	0.33
146	13.929	9.928	6	12.9	167	82	23	6	12.8	12.8	11.2	16.7	14.3	2.2	-0.72
147	13.923	9.923	6	6.4	38	81	147	3	14.2	14.2	11.2	11.3	8.7	2.4	-0.56
148	13.925	9.866	5	29.6	22	18	259	59	14.8	6.3	4.5	15.5	4.1	10.9	0.44
149	13.923	9.878	5	29.4	356	1	260	83	76.9	17.9	16.7	6	0.4	5.6	0.86
150	13.943	9.870	4	69.2	0	24	108	36	33.3	33.3	23.3	6.6	4.2	2.2	-0.30
151	13.947	9.863	5	33.2	34	8	142	64	39.3	13.3	10.4	14.5	2.9	11.3	0.58
152	13.927	9.896	6	24.7	66	61	288	22	20.2	20.2	18.5	5	4.5	0.5	-0.81
153	13.945	9.907	4	0.7	178	71	324	16	23.6	23.6	12.7	3.1	1.6	1.5	-0.02
154	13.938	9.915	4	27.2	357	61	105	10	8.3	8.3	7.9	9.8	9.2	0.5	-0.89

Tableau 5.2. Résultats de mesures d'ASM dans l'encaissant du pluton de Bossoum-Pologozom.

Site	Lon (°)	Lat (°)	n	Km (µSI)	K1 Az°	K1 Pl°	K3 Az°	K1 Pl°	E12	E23	E31	P%	L	F	T
172	13.621	9.971	5	0.05	264	61	129	22	33.5	9.1	7.3	6.8	1.3	5.5	0.62
174	13.633	9.991	5	0.13	216	36	125	1	31	13.4	9.7	5.9	1.6	4.2	0.45
175	13.639	10.008	4	0.22	178	34	306	43	42.9	12.9	10.4	3.5	0.7	2.8	0.61
171	13.616	9.962	4	0.43	351	72	94	4	50.5	8.4	7.5	12.2	1.2	10.9	0.79
173	13.624	9.978	4	1.79	346	89	92	0	50.7	38.1	25.5	20.5	7.1	12.5	0.26
16	13.815	9.930	4	0.40	195	42	98	8	13.4	13.4	8.4	4.9	3	1.9	-0.23
71	13.813	9.910	4	1.76	191	17	92	28	15.4	15.4	8.6	15.9	8.1	7.2	-0.06
124	13.847	9.925	6	3.12	204	45	299	5	6.6	6.6	4.3	8.3	5.2	3	-0.27
12	13.871	9.936	4	3.18	211	8	119	14	33	11.6	8.9	12.4	2.7	9.4	0.54
126	13.826	9.913	6	3.41	29	2	120	21	36.4	36.4	26.6	6.3	4.2	2	-0.34
133	13.818	9.974	5	4.03	205	42	301	6	15.4	15.4	8.4	10.5	5.4	4.9	-0.05
13	13.862	9.939	4	4.58	200	25	101	18	3.5	3.5	2.6	9.9	7.1	2.6	-0.46
129	13.855	9.909	6	5.20	217	39	123	5	9.9	9.9	5.5	15.8	8	7.2	-0.05
62	13.864	9.977	5	5.31	218	50	81	31	54.8	31.5	23.2	9.6	2.7	6.7	0.42
73	13.883	9.894	5	5.33	208	27	103	26	7.7	4.7	2.9	13.6	4.7	8.5	0.28
123	13.842	9.943	6	5.43	170	49	69	10	24.6	24.6	21.4	7.9	6.7	1.1	-0.70
118	13.780	9.953	6	6.15	33	3	123	7	27.2	7.8	6.2	15.8	3	12.5	0.60
139	13.722	9.940	6	6.81	223	35	127	8	19.2	19.2	13.5	8.7	5.8	2.7	-0.36
132	13.850	9.985	6	6.97	199	36	70	40	6.8	6.8	4.4	9.7	6.1	3.5	-0.27
63	13.837	9.992	5	7.04	195	12	91	51	8.7	8.7	5.8	8.8	5.7	3	-0.31
119	13.787	9.953	6	11.60	218	21	310	5	7.3	4.2	2.7	20.4	6.6	13	0.32
70	13.812	9.897	6	14.85	244	29	124	42	12.2	11.6	6	19.4	8.6	9.9	0.07
84	13.775	9.924	7	25.44	214	14	329	59	13.6	13.6	10.9	29.3	22	6	-0.55
131	13.879	9.966	5	1.29	202	37	95	22	14.7	9.8	5.9	8.9	3.3	5.3	0.23
134	13.847	9.967	6	1.81	209	41	111	8	11.3	11.3	7.4	5.8	3.7	2	-0.29
122	13.836	9.953	6	3.29	214	25	113	24	9.7	9.7	6	16.8	9.7	6.5	-0.19
60	13.872	9.987	6	3.47	206	39	111	6	35.4	21.3	14.1	14.8	4.8	9.6	0.32
59	13.876	9.982	5	5.27	211	38	312	14	24.2	24.2	21.3	9.3	8	1.2	-0.73
130	13.844	9.891	6	5.87	252	31	146	24	22	20	10.8	15.9	6.9	8.4	0.09
128	13.874	9.912	6	6.37	218	48	112	14	15.3	15.3	9.5	10.0	5.9	3.9	-0.20
127	13.847	9.925	6	8.28	214	10	117	33	32.2	21.4	13.6	16.6	5.8	10.2	0.27
58	13.892	9.958	6	10.15	215	5	124	14	9.6	9.6	5.6	18.2	9.7	7.7	-0.11
66	13.807	9.958	6	13.04	206	25	74	55	14	14	12.5	16.5	14.3	1.9	-0.76
117	13.767	9.930	4	23.23	195	3	79	84	45.8	18.3	14	28.2	5.6	21.3	0.56
10	13.905	9.940	4	4.06	22	15	113	5	4.9	4.9	2.7	22.1	10.8	10.2	-0.03
28	13.905	9.952	5	4.10	5	28	273	2	43.1	23.9	16.7	20.9	5.9	14.2	0.40
80	13.894	9.993	6	7.77	23	4	292	17	34.4	18.9	12.8	39.7	10.5	26.5	0.41
38	13.899	9.907	4	8.98	23	16	113	2	13.4	10.4	5.9	29.7	11.1	16.8	0.19
29	13.901	9.954	10	21.22	15	10	285	4	17.8	17.8	10.7	25.0	13.3	10.3	-0.12
11	13.890	9.939	6	12.95	37	1	128	26	22.4	14.5	9	19.8	6.8	12.2	0.27
14	13.786	9.931	8	3.94	202	13	104	31	12.6	12.6	10.2	10.3	8.1	2	-0.59
15	13.795	9.932	7	5.36	211	20	110	28	10.4	10.4	5.2	13.5	6.4	6.7	0.03
120	13.793	9.951	12	8.39	223	10	129	23	21.8	21.8	13.8	14.9	8.7	5.8	-0.19
125	13.830	9.918	8	8.68	219	37	91	40	16.2	16.2	13.5	15.6	12.5	2.7	-0.63
18	13.832	9.935	9	10.80	210	37	84	38	27.9	22.1	12.9	18.7	7.3	10.6	0.18
17	13.827	9.932	5	11.03	201	14	98	42	15.8	15.6	8	16.9	7.7	8.5	0.05
64	13.834	9.962	12	14.39	212	37	107	18	16.8	16.8	11.4	19.8	12.3	6.6	-0.29

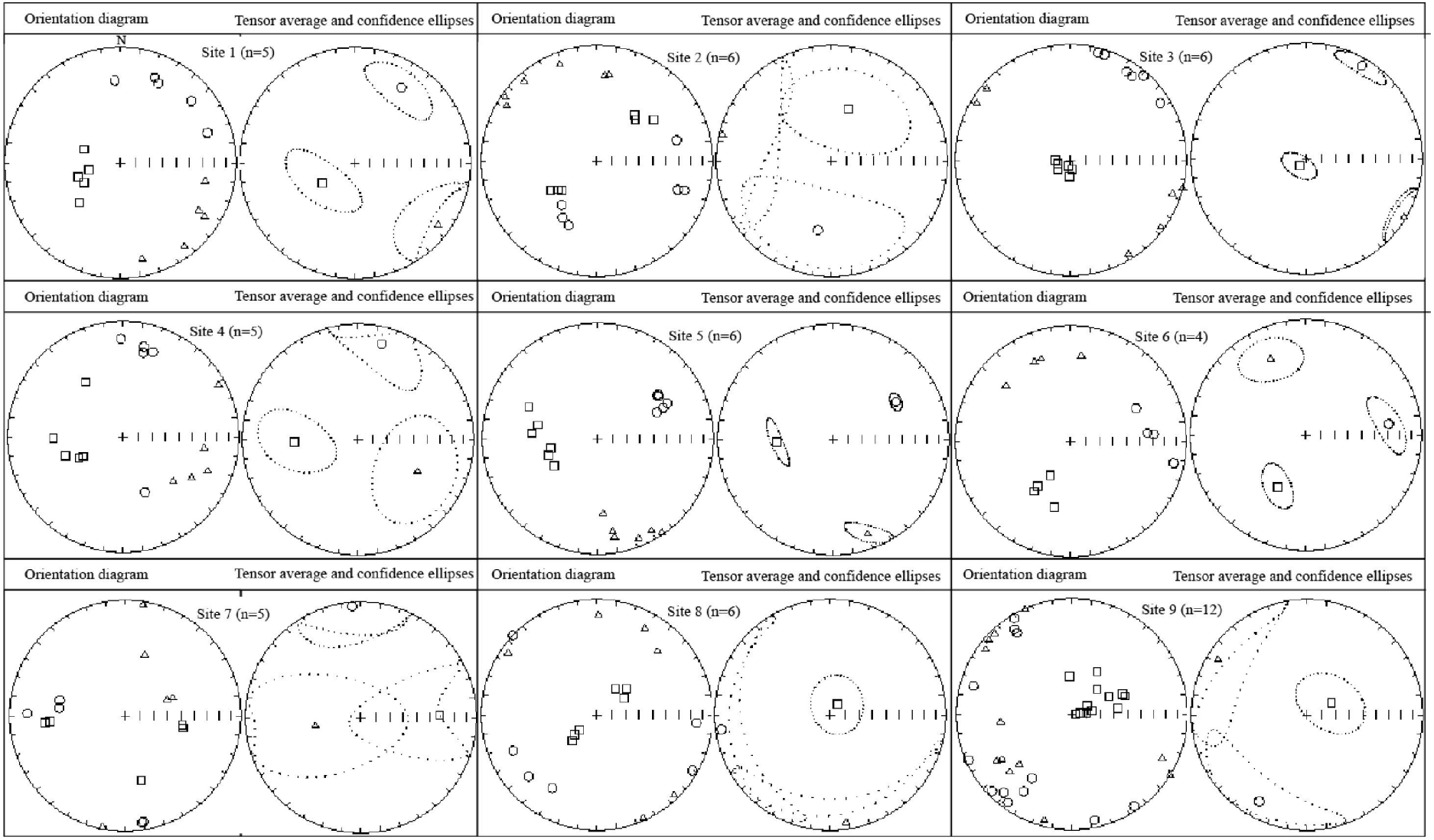
Tableau 5.3. Résultats de mesures d'ASM dans le pluton de Bossoum-Pologozom.

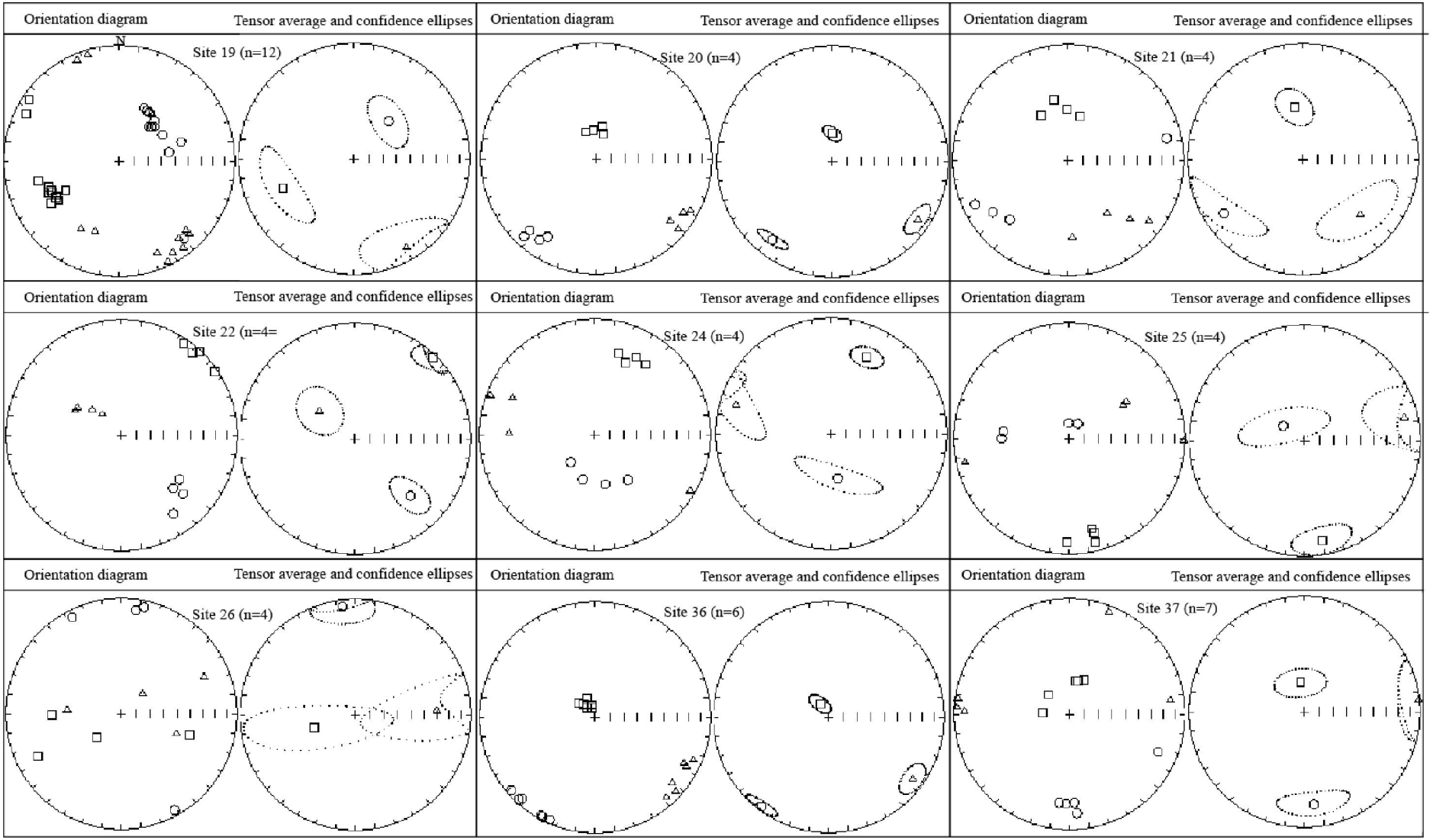
Site	Lon (°)	Lat (°)	n	Km (µSI)	K1 Az°	K1 Pl°	K3 Az°	K1 Pl°	E12	E23	E31	P%	L	F	T
Syénite mésocrate															
135A	13.638	9.952	7	5.30	324	11	130	79	64.1	24.4	20.4	3.0	0.5	2.5	0.644
141	13.632	9.950	4	6.50	197	6	88	72	20.9	20.9	17.3	3.3	2.7	0.6	-0.619
115	13.780	9.972	5	2.93	21	12	119	31	32.7	13.7	10	10.4	2.7	7.5	0.469
176	13.782	10.017	6	16.42	236	58	72	31	9.2	8.1	4.3	19.4	8.2	10.3	0.108
112	13.747	9.976	6	2.59	293	50	162	29	50.6	35.9	24.4	6.3	2.3	4	0.268
101	13.668	10.001	3	3.35	207	16	301	15	8	8	5.7	4.9	3.4	1.4	-0.407
102A	13.635	9.969	4	1.24	323	54	74	14	71.2	64.4	50.6	2.2	0.9	1.3	0.176
106	13.757	9.971	3	3.03	38	76	306	0	42.8	13.6	10.9	10.9	2.1	8.7	0.603
Syénogranite															
93	13.699	9.952	4	1.54	18	11	231	77	28.1	28.1	18.6	3.8	2.4	1.4	-0.249
92	13.713	9.955	4	1.35	109	14	316	74	79.4	56.2	49.5	1.2	0.3	0.9	0.568
138	13.694	9.961	6	2.26	128	8	20	67	43.2	32.2	20.7	3.5	1.4	2.1	0.205
94	13.685	9.956	4	1.66	329	25	134	64	27.3	27.3	17.5	3.0	1.8	1.2	-0.216
97	13.644	9.949	5	0.99	150	8	254	61	29.1	29.1	15.6	6.9	3.3	3.4	0.018
85	13.763	9.959	5	2.02	144	10	249	58	30.7	22	13.5	8.2	3.2	4.9	0.207
86	13.774	9.953	5	11.96	34	33	179	52	15.8	15.8	10.3	15.5	9.5	5.5	-0.256
96	13.665	9.943	5	3.07	20	13	125	49	35.5	35.5	21.1	5.6	3	2.6	-0.066
160	13.635	9.939	6	1.03	303	11	201	47	76.4	12.3	11.7	3.5	0.2	3.3	0.902
177	13.753	10.009	4	0.27	284	41	131	46	65.5	22.1	18.9	2.7	0.4	2.3	0.691
169	13.684	10.007	5	4.70	222	40	83	42	34.5	34.5	20.3	5.2	2.7	2.4	-0.06
164	13.698	10.073	6	15.48	141	47	295	40	19.8	19.8	12.5	11.8	7	4.5	-0.21
104	13.762	9.967	5	4.53	335	44	114	38	22.9	11.2	7.7	12.1	3.6	8.2	0.387
179	13.727	10.009	5	1.81	193	33	310	36	47.8	35.2	23.3	3.0	1.1	1.8	0.228
114	13.778	9.964	6	3.20	41	46	176	34	33.9	33.9	23	3.5	2.2	1.3	-0.257
95	13.678	9.944	4	4.55	234	51	90	33	11.1	7	4.3	13.4	4.8	8.3	0.258
178	13.739	10.002	6	1.83	244	34	359	32	38	38	29	3.2	2.2	0.9	-0.411
137	13.697	9.975	6	1.30	111	36	226	30	27.4	27.4	19.8	3.5	2.4	1.1	-0.377
162	13.696	9.937	6	19.14	223	59	25	30	13	13	10.7	9.8	7.9	1.8	-0.616
116	13.789	9.987	6	4.13	36	13	133	27	34.7	17.3	12.1	8.0	2.4	5.5	0.394
105	13.758	9.969	4	4.20	359	46	122	27	37.8	17.6	12.7	9.4	2.6	6.7	0.438
159	13.629	9.956	5	1.26	25	23	127	26	31.1	28.9	16.1	3.8	1.8	2	0.053

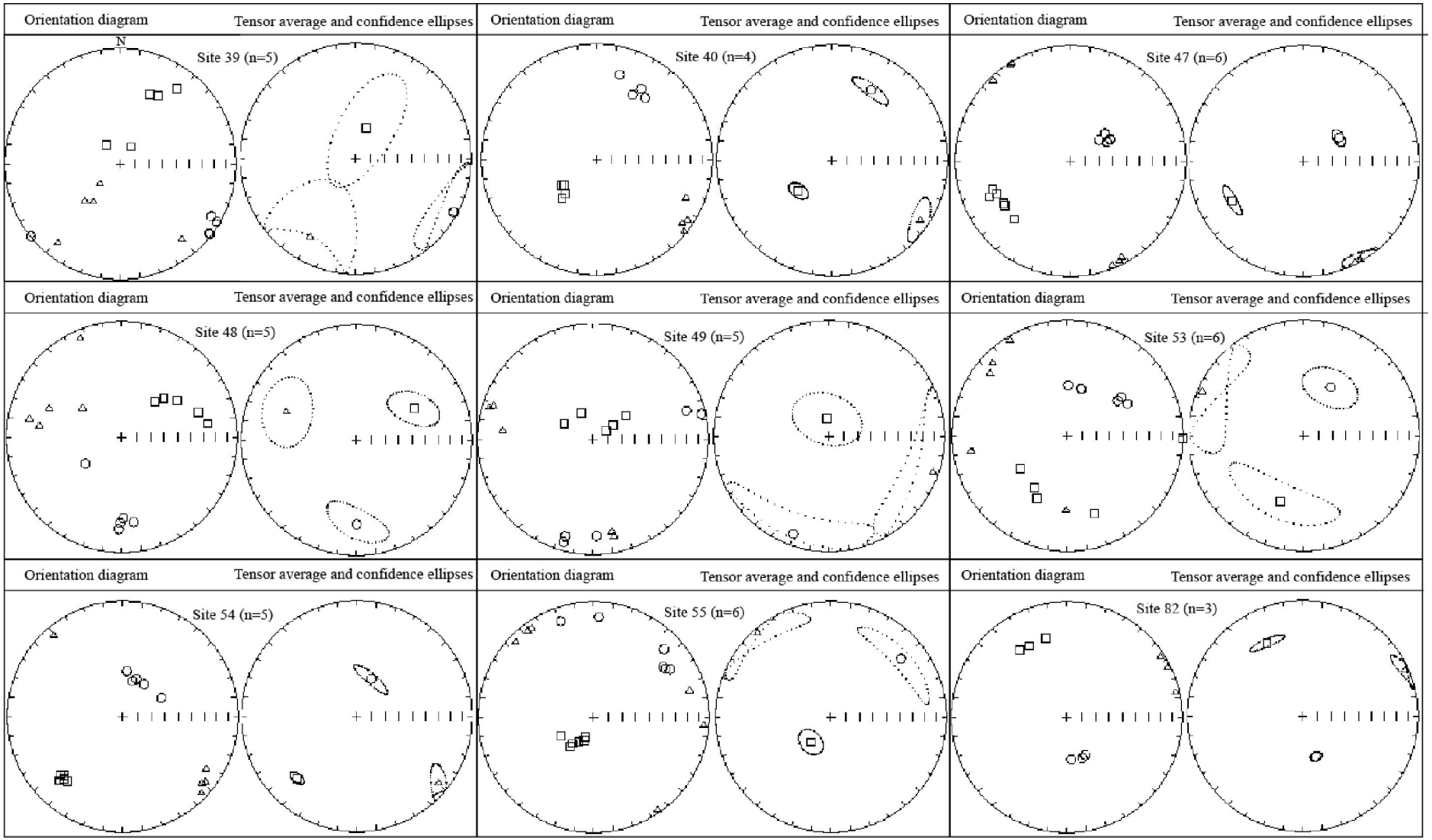
Suite tableau 5.3

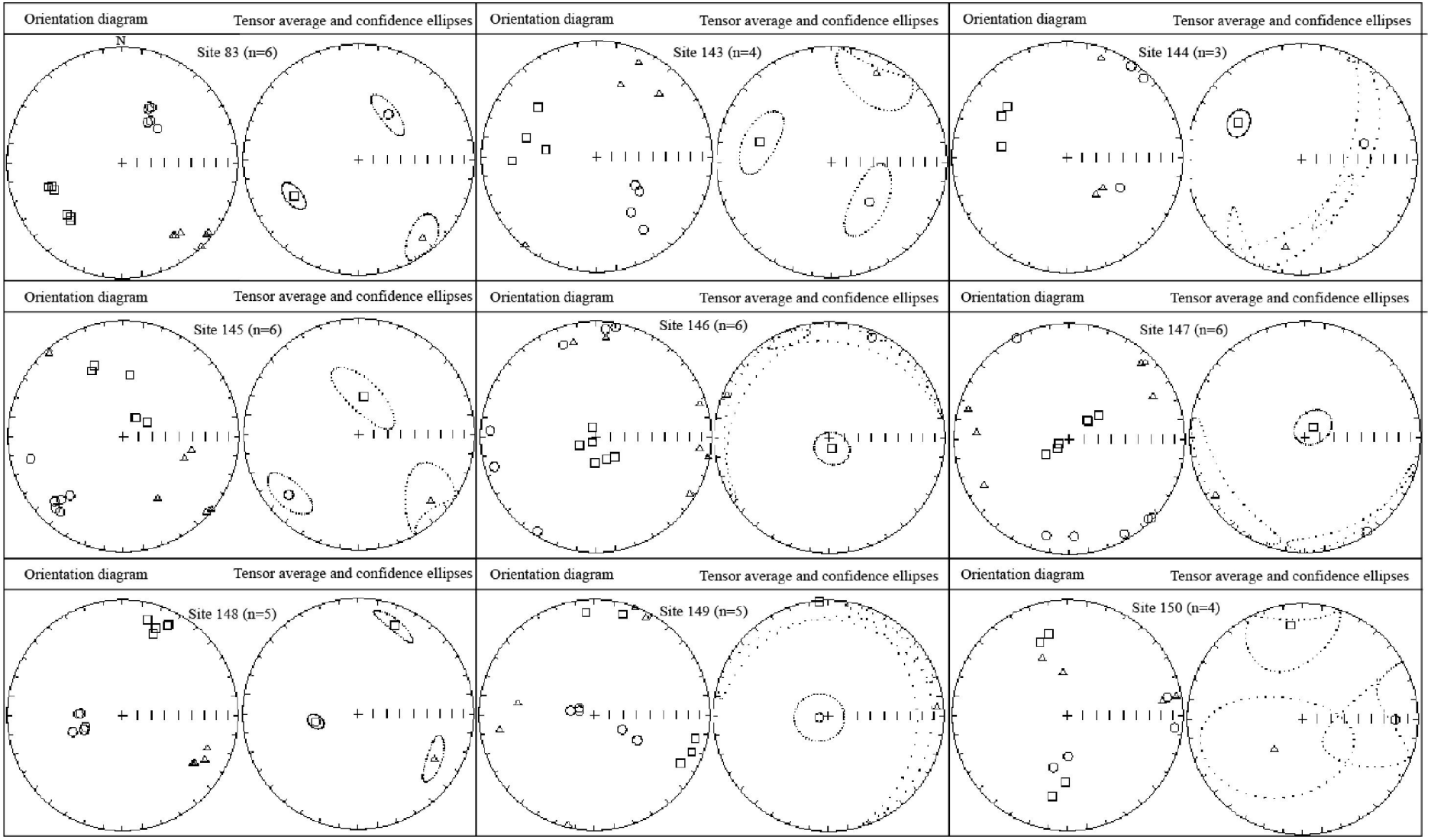
Site	Lon (°)	Lat (°)	n	Km (µSI)	K1 Az°	K1 Pl°	K3 Az°	K1 Pl°	E12	E23	E31	P%	L	F	T
Syénogranite															
135B	13.642	9.970	4	0.74	340	23	240	22	66.6	16	14.3	2.6	0.3	2.3	0.781
163	13.680	10.058	4	0.91	115	68	287	22	26.6	26.6	16.2	3.1	1.8	1.3	-0.157
136	13.710	9.970	6	0.36	35	42	285	21	41.4	34.3	21	1.5	0.6	0.8	0.131
90	13.733	9.952	6	16.02	20	29	121	21	75.5	20.8	19.1	4.8	0.4	4.4	0.825
161	13.651	9.943	5	0.20	304	54	184	20	38.6	36.5	21	5.3	2.5	2.7	0.049
167	13.800	10.021	5	0.57	262	70	91	20	38.2	38.2	23.6	4.0	2.2	1.8	-0.102
109	13.687	9.990	6	0.62	333	59	99	20	17.5	13.3	7.7	0.9	0.4	0.5	0.145
88	13.755	9.957	5	6.31	28	49	142	19	32.6	9.6	7.7	18.7	3.4	14.8	0.608
158	13.617	9.958	5	0.18	44	53	287	18	51	35.7	24.5	3.7	1.3	2.3	0.273
65	13.807	9.982	5	5.48	353	64	117	16	54.9	25.4	19.6	4.1	1	3.1	0.509
113	13.746	9.991	5	0.20	9	35	110	15	64	21.5	18.3	2.7	0.4	2.3	0.682
98	13.630	9.975	4	0.61	210	76	43	14	35.6	8.2	6.8	6.9	1.1	5.8	0.676
99	13.639	9.986	5	3.63	210	17	305	14	19.3	19.3	10	8.1	3.9	4	0.012
140	13.680	9.937	3	3.28	46	4	137	13	47.2	47.2	29.6	4.4	2.3	2.1	-0.044
180	13.714	10.009	4	5.61	195	29	292	12	38	18.1	13	7.6	2.1	5.4	0.423
108	13.659	9.990	5	12.06	30	3	120	11	10	10	6.9	8.5	5.7	2.7	-0.357
107	13.649	9.991	4	0.19	197	66	82	11	53.2	53.2	39.5	3.3	2	1.3	-0.226
91	13.724	9.952	4	2.47	15	25	109	10	28.2	15.4	10.3	3.7	1.2	2.5	0.33
111	13.760	9.982	6	8.35	27	13	119	10	70.3	30.2	25.7	9.3	1.5	7.7	0.667
100	13.649	10.004	4	0.14	204	10	295	9	32.3	7.2	6	3.7	0.6	3.1	0.669
87	13.755	9.958	2	11.88	30	70	137	6	9.4	5	3.3	28.6	8.4	18.7	0.363
157	13.622	9.965	5	15.88	224	73	113	6	30.8	30.8	17.1	13.1	6.3	6.3	-0.002
103AB	13.764	9.964	4	15.74	99	65	200	5	71	14.7	13.5	6.2	0.5	5.7	0.838
156	13.632	9.983	6	0.41	197	57	294	5	68	14.9	13.5	5.6	0.5	5.1	0.81
89	13.743	9.956	5	15.34	54	57	319	4	22.1	22.1	14.1	13.1	7.7	5	-0.208
166	13.777	10.040	5	2.82	227	73	328	3	17.5	17.5	12.7	6.5	4.6	1.9	-0.412
102B	13.639	9.956	6	0.19	21	13	290	2	40.6	40.6	30.8	1.1	0.8	0.3	-0.386
165	13.722	10.066	6	0.72	274	68	178	2	43.2	43.2	29.7	3.0	1.8	1.2	-0.21
155	13.657	10.021	5	1.40	54	34	146	2	64.9	28.2	23.2	10.4	1.9	8.3	0.615
110	13.707	9.997	5	0.60	192	17	283	1	45.6	22.3	16.3	4.0	1.1	2.9	0.436
168	13.66708	10.0416	5	1.59	24	41	114	0	50.3	13.1	11	5.7	0.9	4.8	0.684

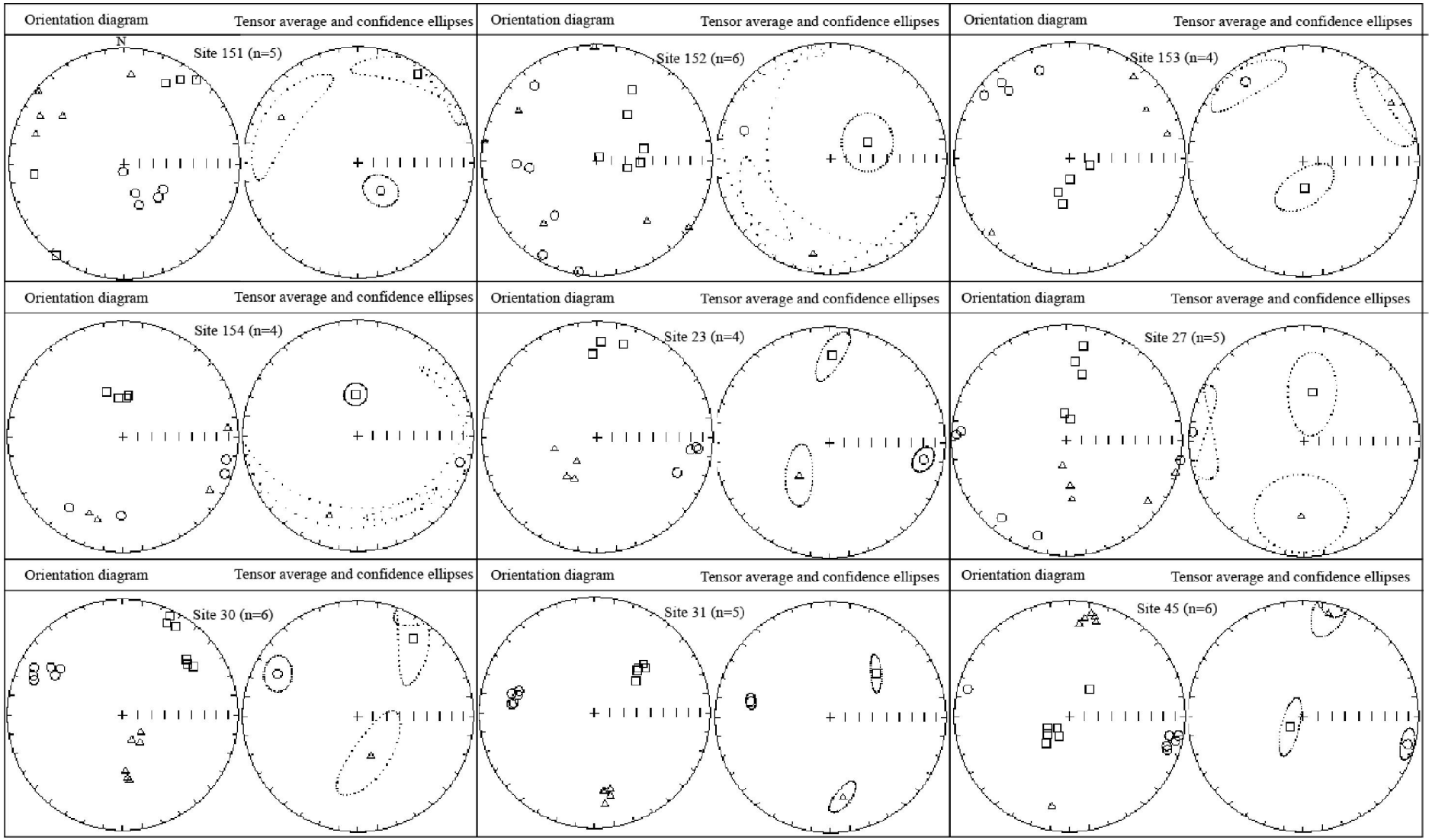
Planche 5.1. Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans le pluton de Guider et son encaissant

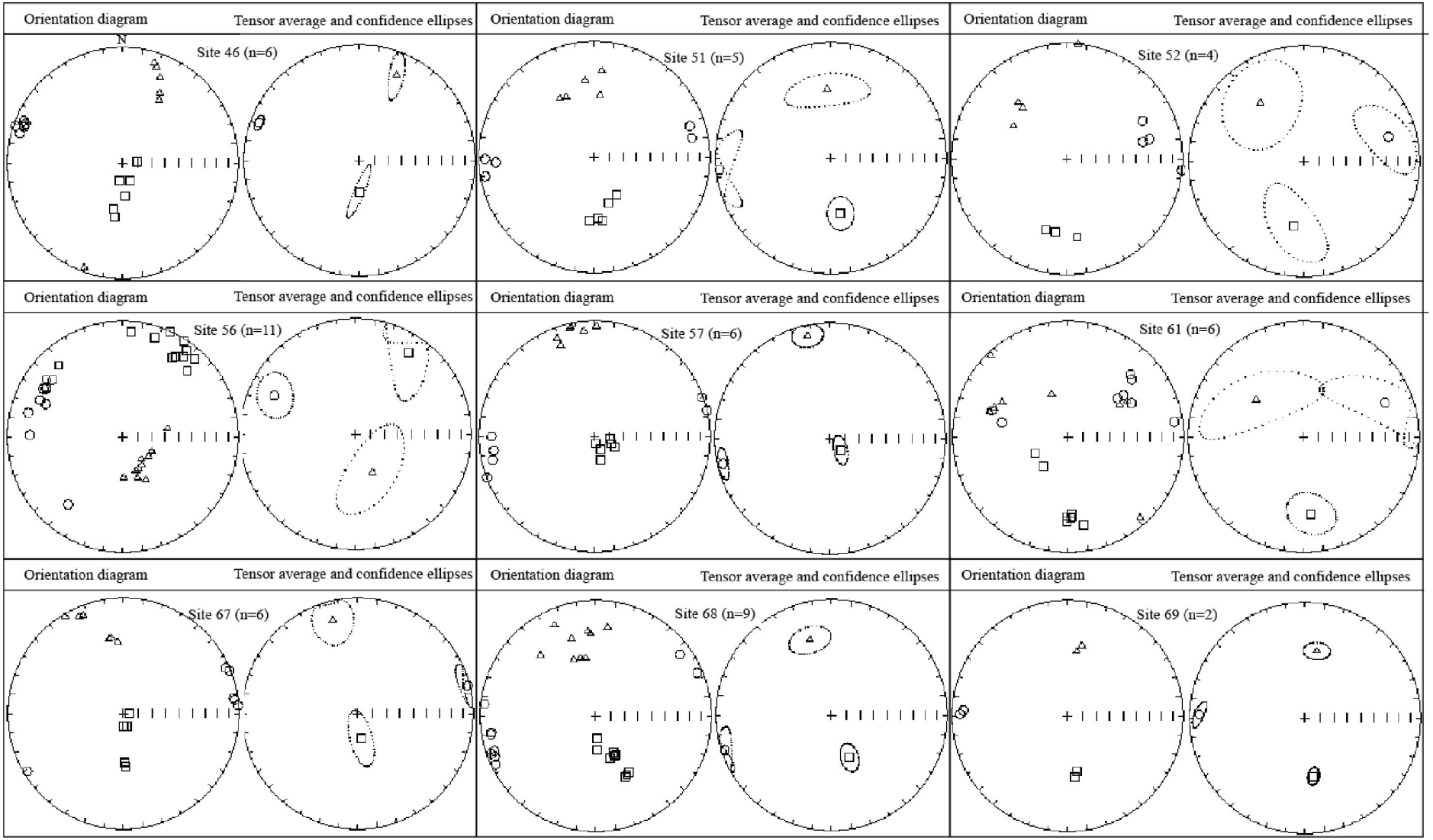



Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 19 (n=12)
Site 20 (n=4)
Site 21 (n=4)
Site 22 (n=4=
Site 24 (n=4)
Site 25 (n=4)
Site 26 (n=4)
Site 36 (n=6)
Site 37 (n=7)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 39 (n=5)
Site 40 (n=4)
Site 47 (n=6)
Site 48 (n=5)
Site 49 (n=5)
Site 53 (n=6)
Site 54 (n=5)
Site 55 (n=6)
Site 82 (n=3)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 83 (n=6)
Site 143 (n=4)
Site 144 (n=3)
Site 145 (n=6)
Site 146 (n=6)
Site 147 (n=6)
Site 148 (n=5)
Site 149 (n=5)
Site 150 (n=4)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 151 (n=5)
Site 152 (n=6)
Site 153 (n=4)
Site 154 (n=4)
Site 23 (n=4)
Site 27 (n=5)
Site 30 (n=6)
Site 31 (n=5)
Site 45 (n=6)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 46 (n=6)
Site 51 (n=5)
Site 52 (n=4)
Site 56 (n=11)
Site 57 (n=6)
Site 61 (n=6)
Site 67 (n=6)
Site 68 (n=9)
Site 69 (n=2)

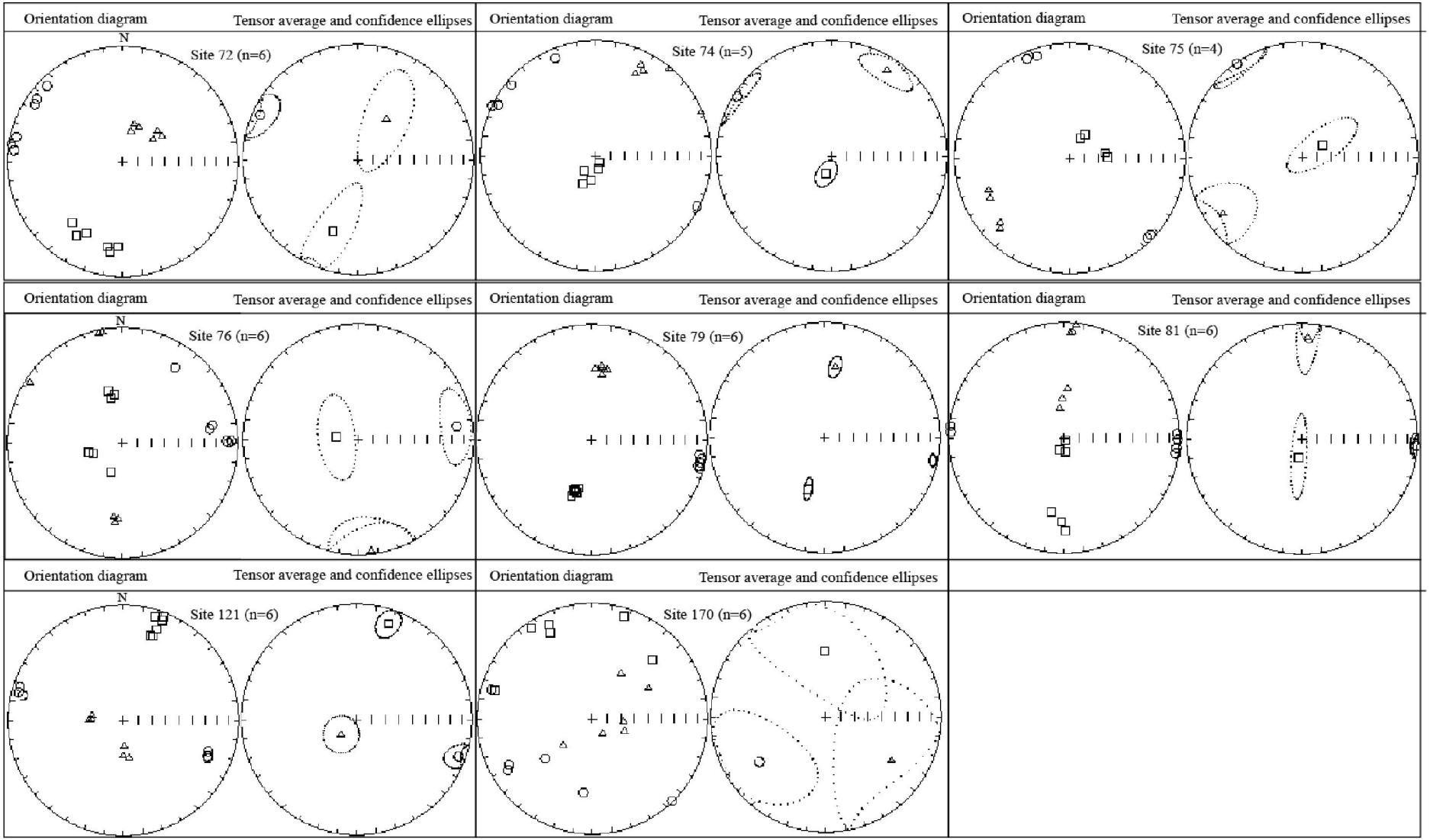
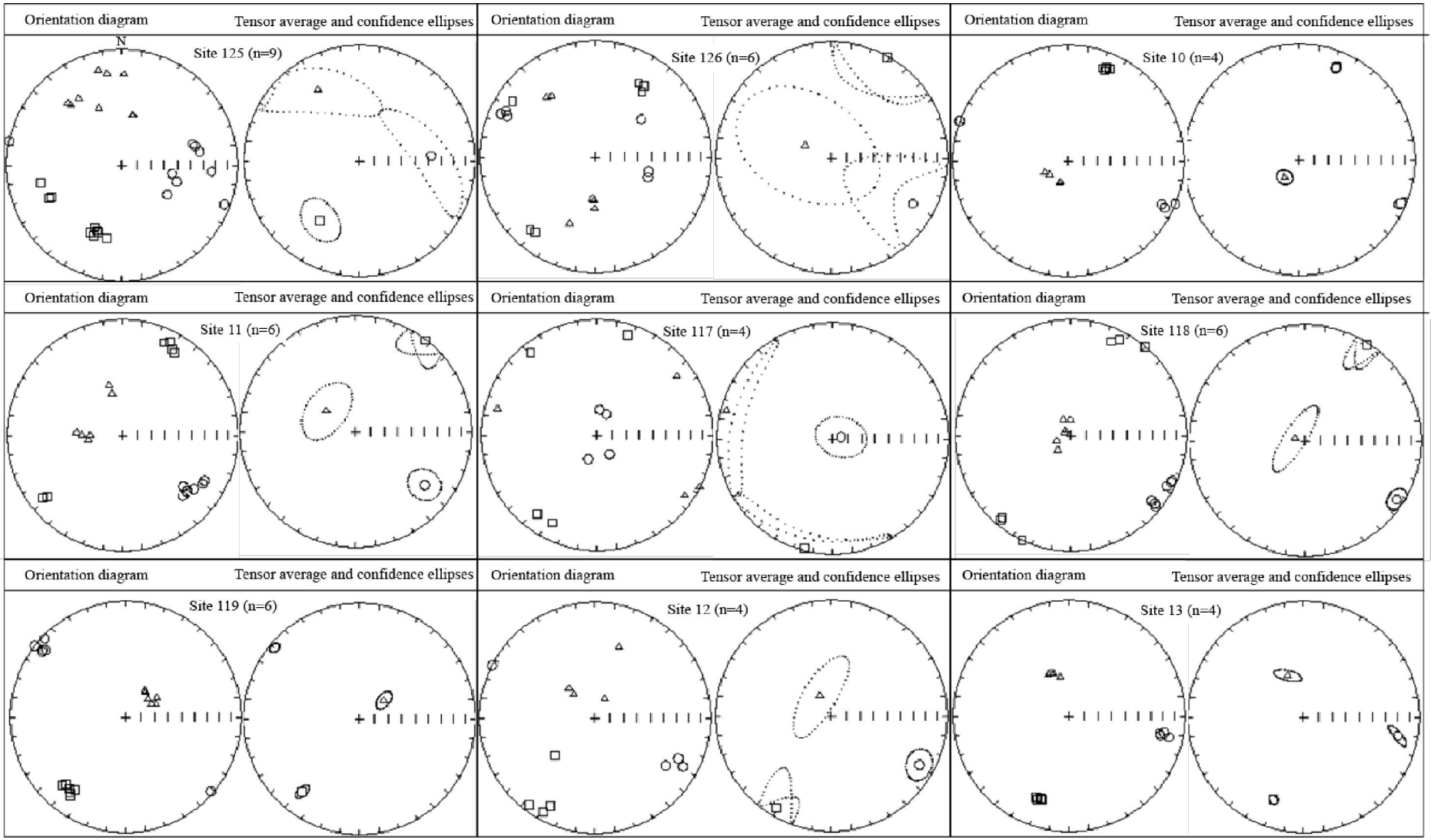
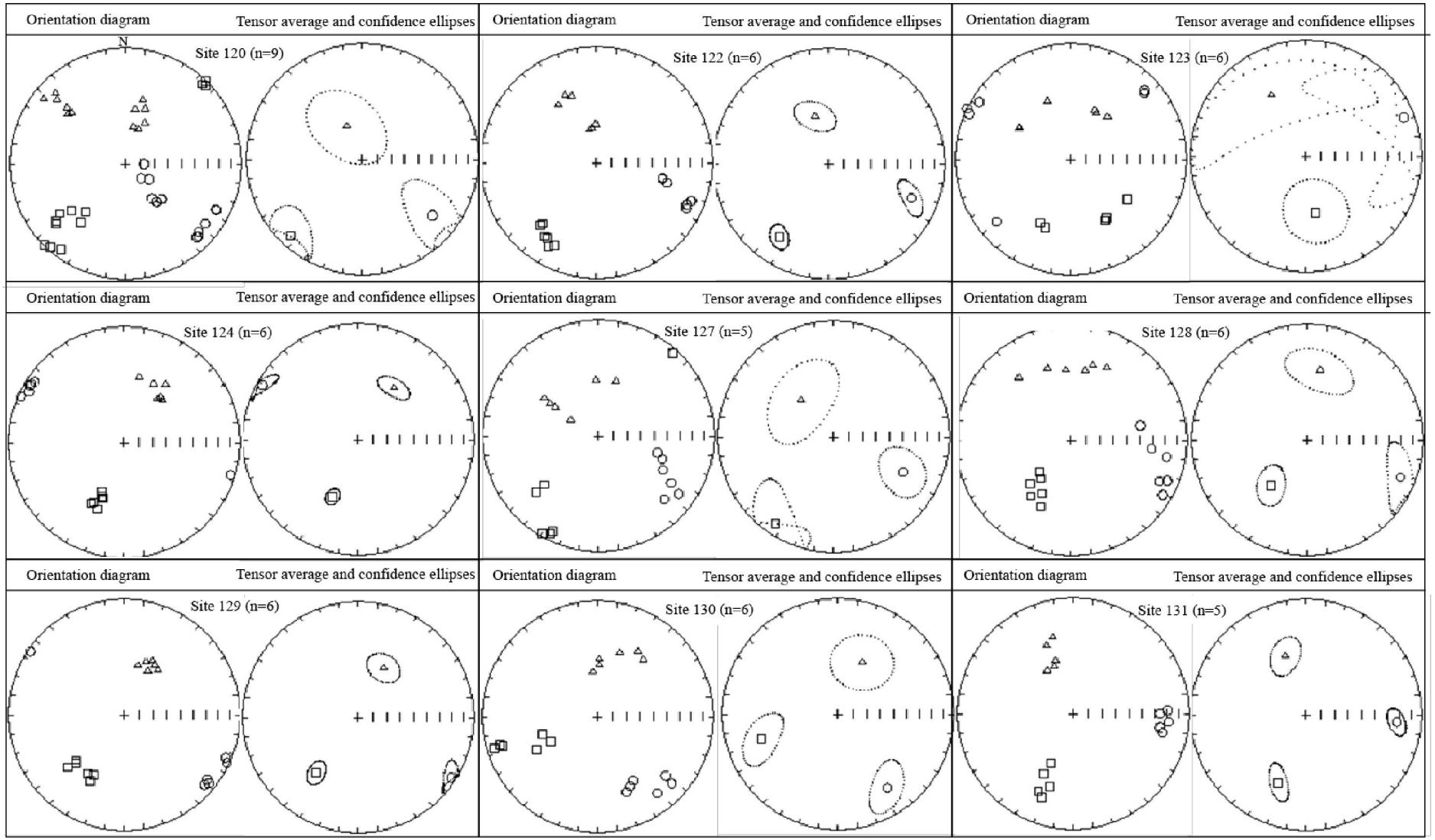
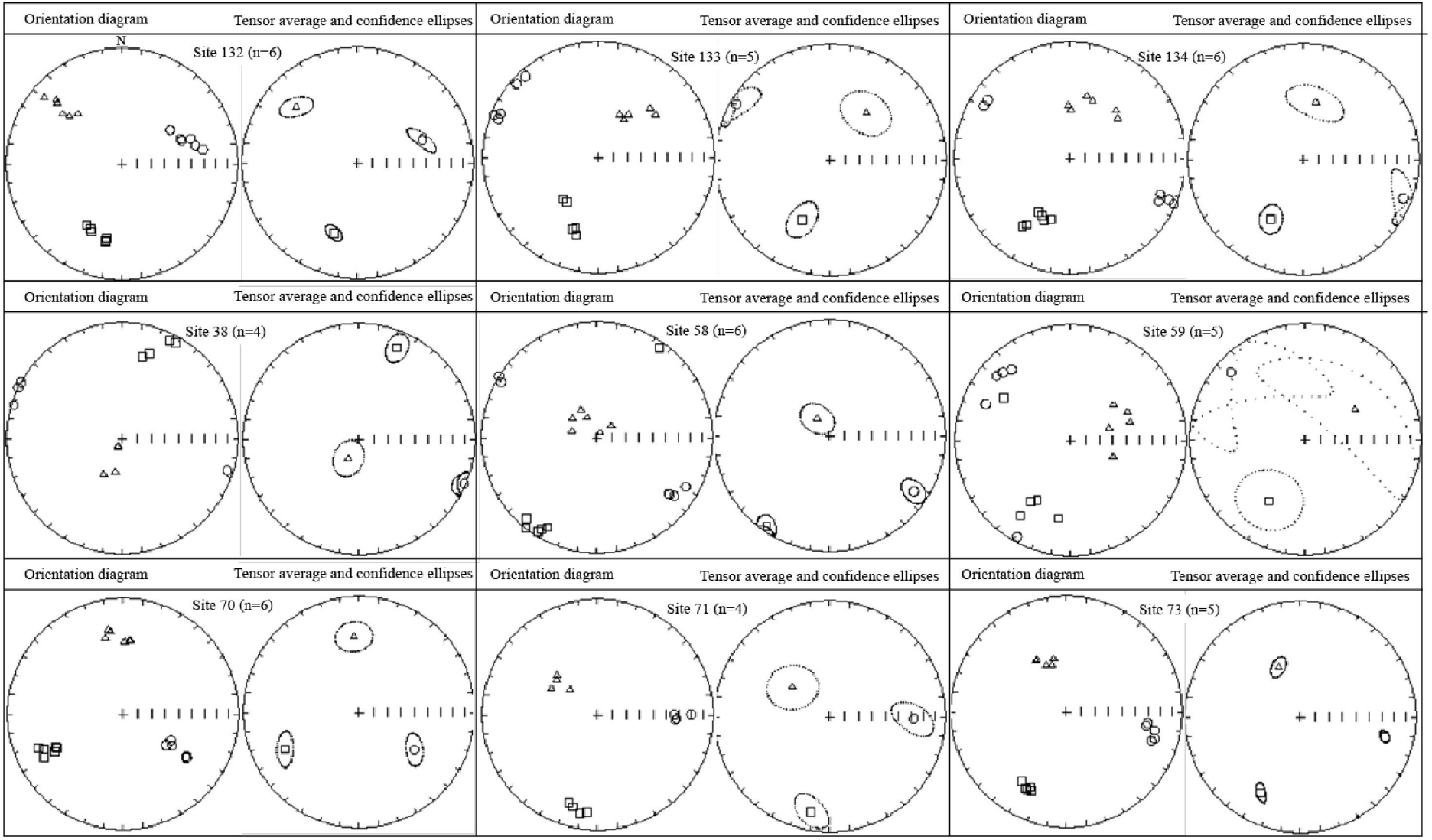
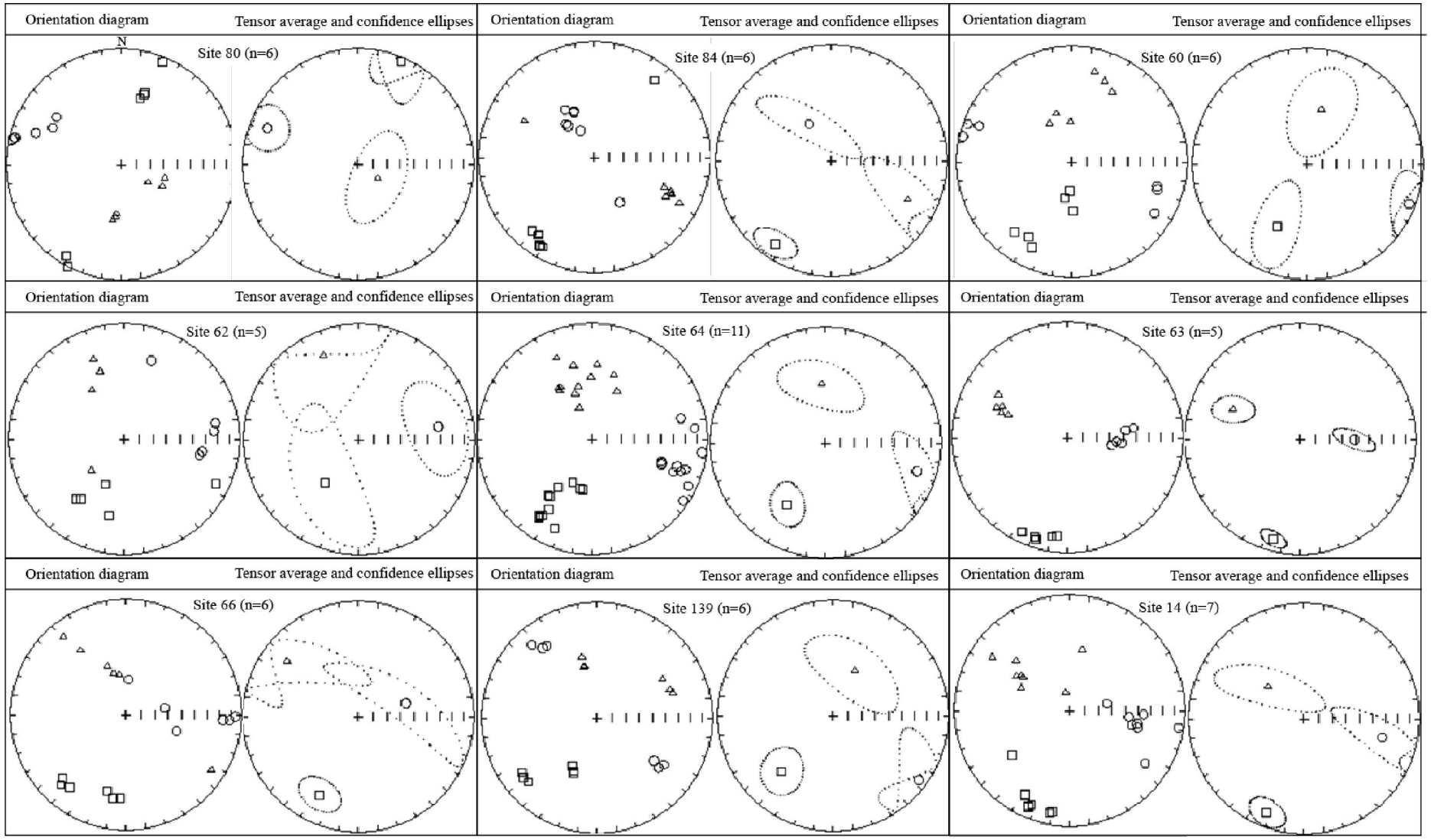

Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 72 (n=6)
Site 74 (n=5)
Site 75 (n=4)
Site 76 (n=6)
Site 79 (n=6)
Site 81 (n=6)
Site 121 (n=6)
Site 170 (n=6)

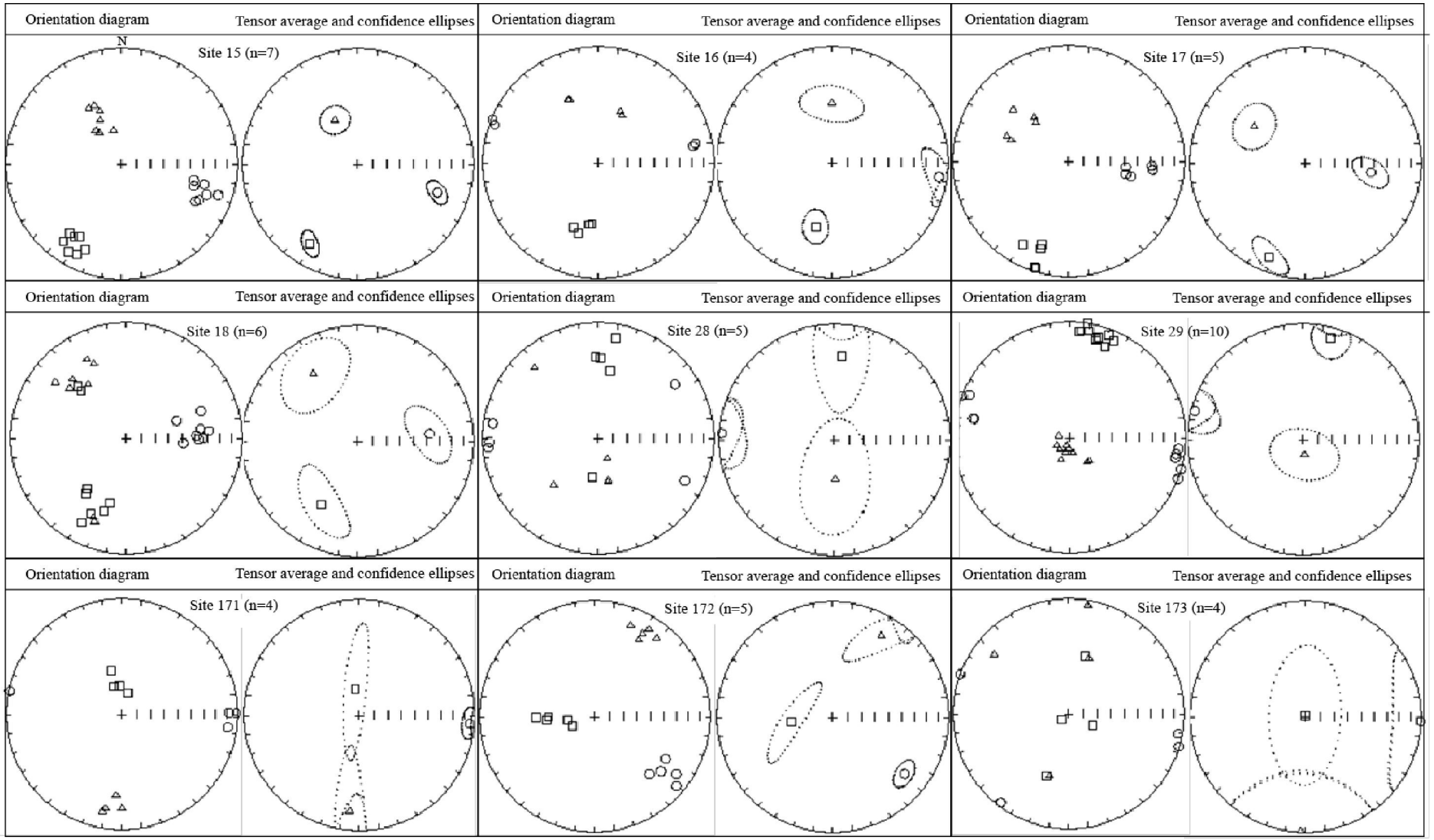
Planche 5.2. Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans les encaissants du pluton de Bossoum-Pologozom




Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 120 (n=9)
Site 122 (n=6)
Site 123 (n=6)
Site 124 (n=6)
Site 127 (n=5)
Site 128 (n=6)
Site 129 (n=6)
Site 130 (n=6)
Site 131 (n=5)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 132 (n=6)
Site 133 (n=5)
Site 134 (n=6)
Site 38 (n=4)
Site 58 (n=6)
Site 59 (n=5)
Site 70 (n=6)
Site 71 (n=4)
Site 73 (n=5)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 80 (n=6)
Site 84 (n=6)
Site 60 (n=6)
Site 62 (n=5)
Site 64 (n=11)
Site 63 (n=5)
Site 66 (n=6)
Site 139 (n=6)
Site 14 (n=7)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 15 (n=7)
Site 16 (n=4)
Site 17 (n=5)
Site 18 (n=6)
Site 28 (n=5)
Site 29 (n=10)
Site 171 (n=4)
Site 172 (n=5)
Site 173 (n=4)

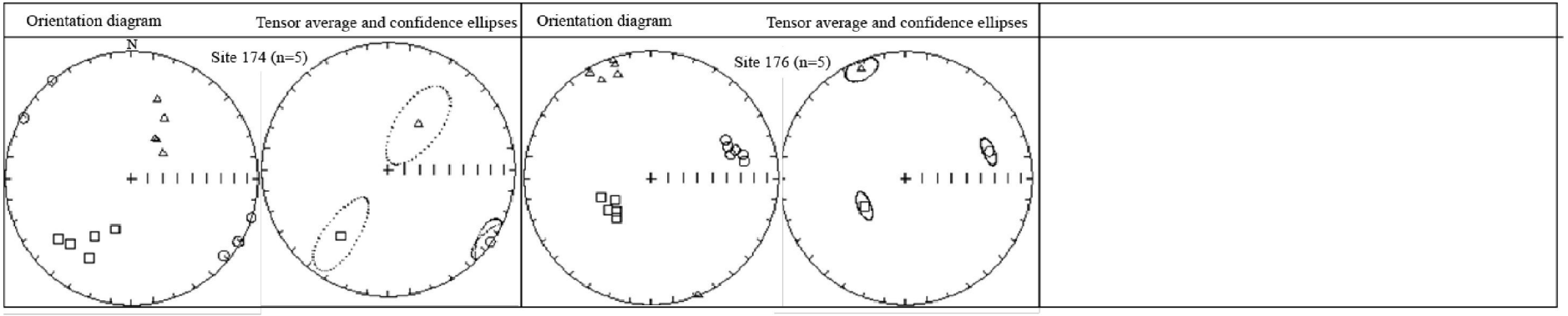
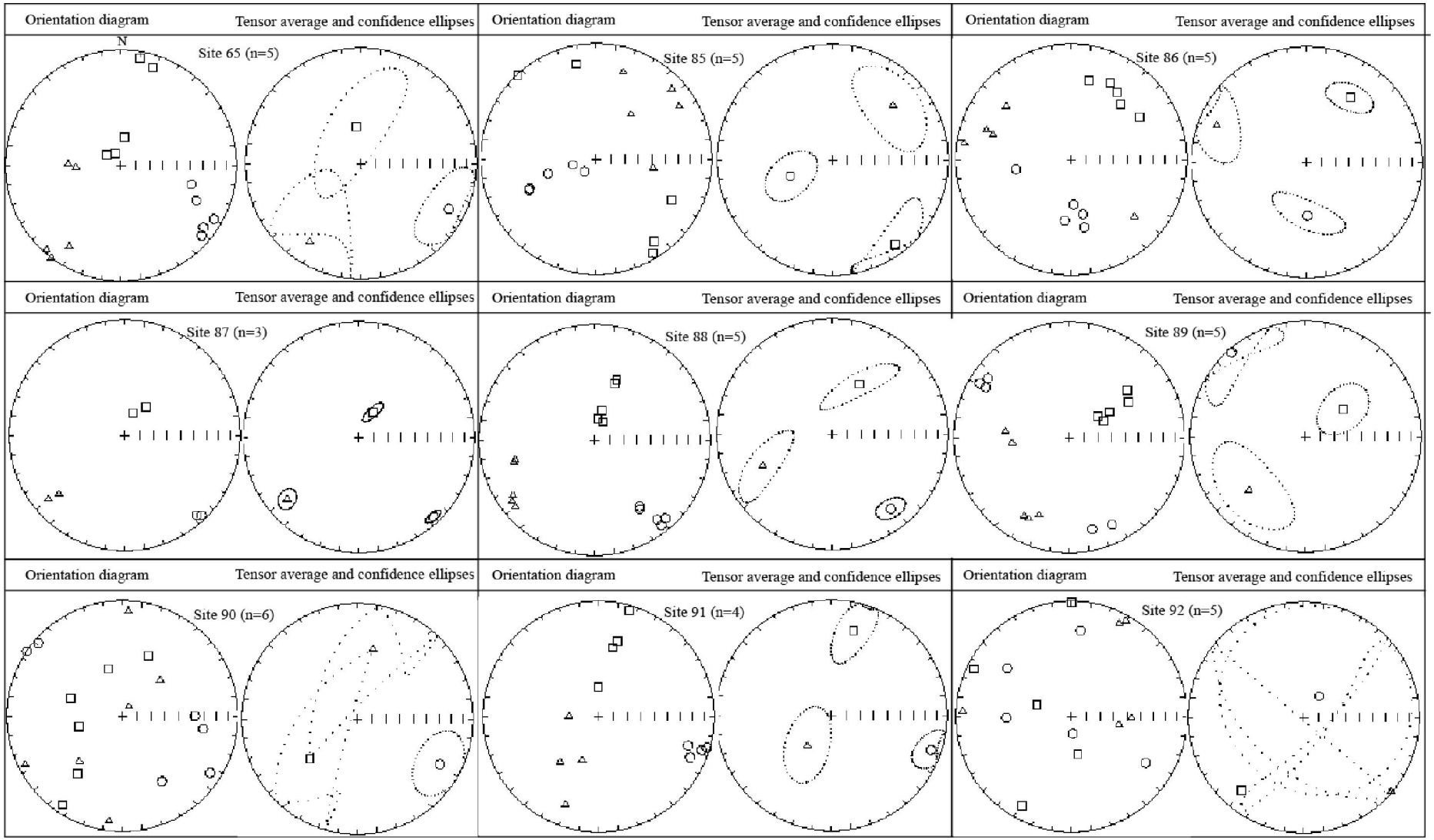
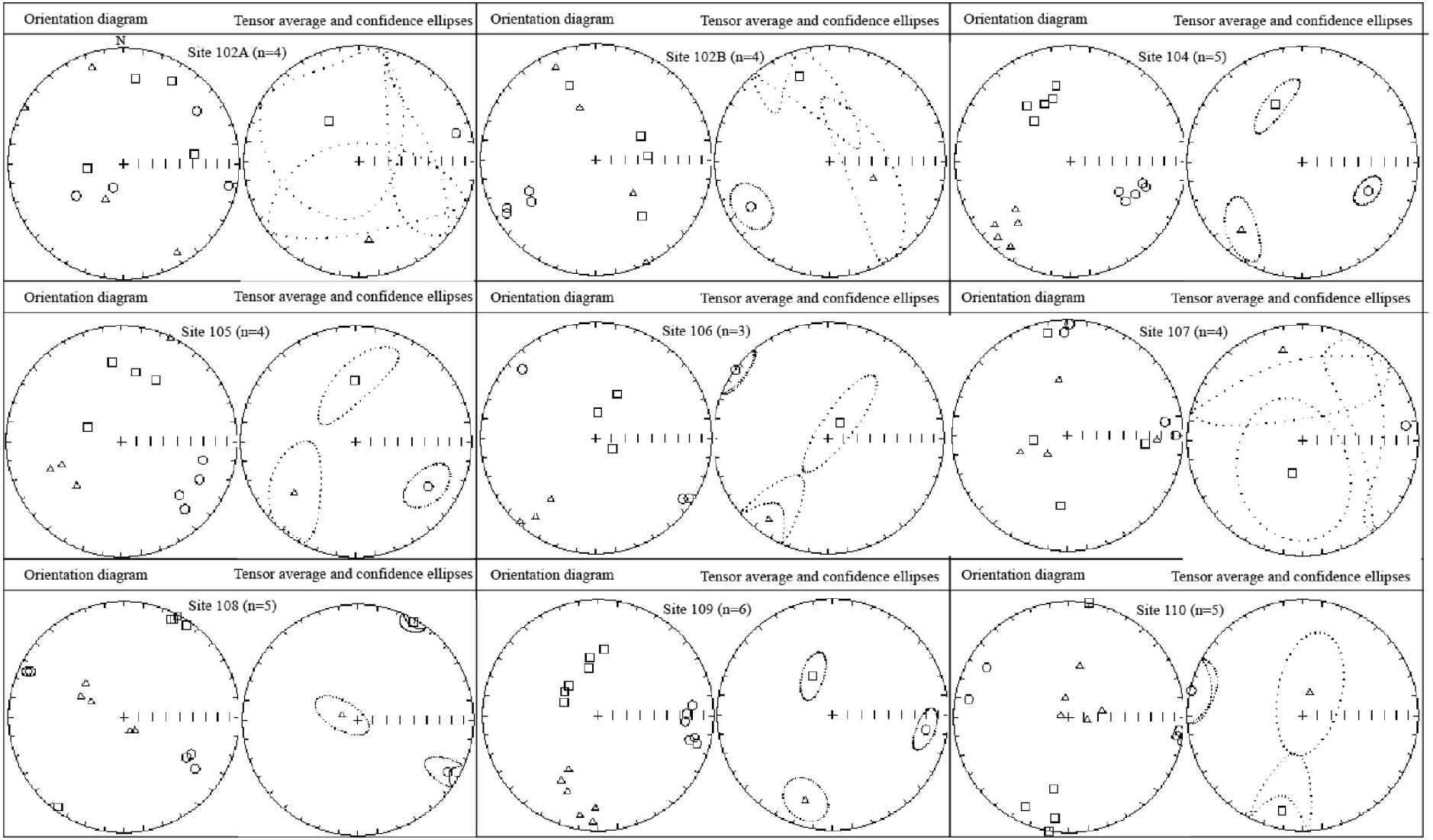
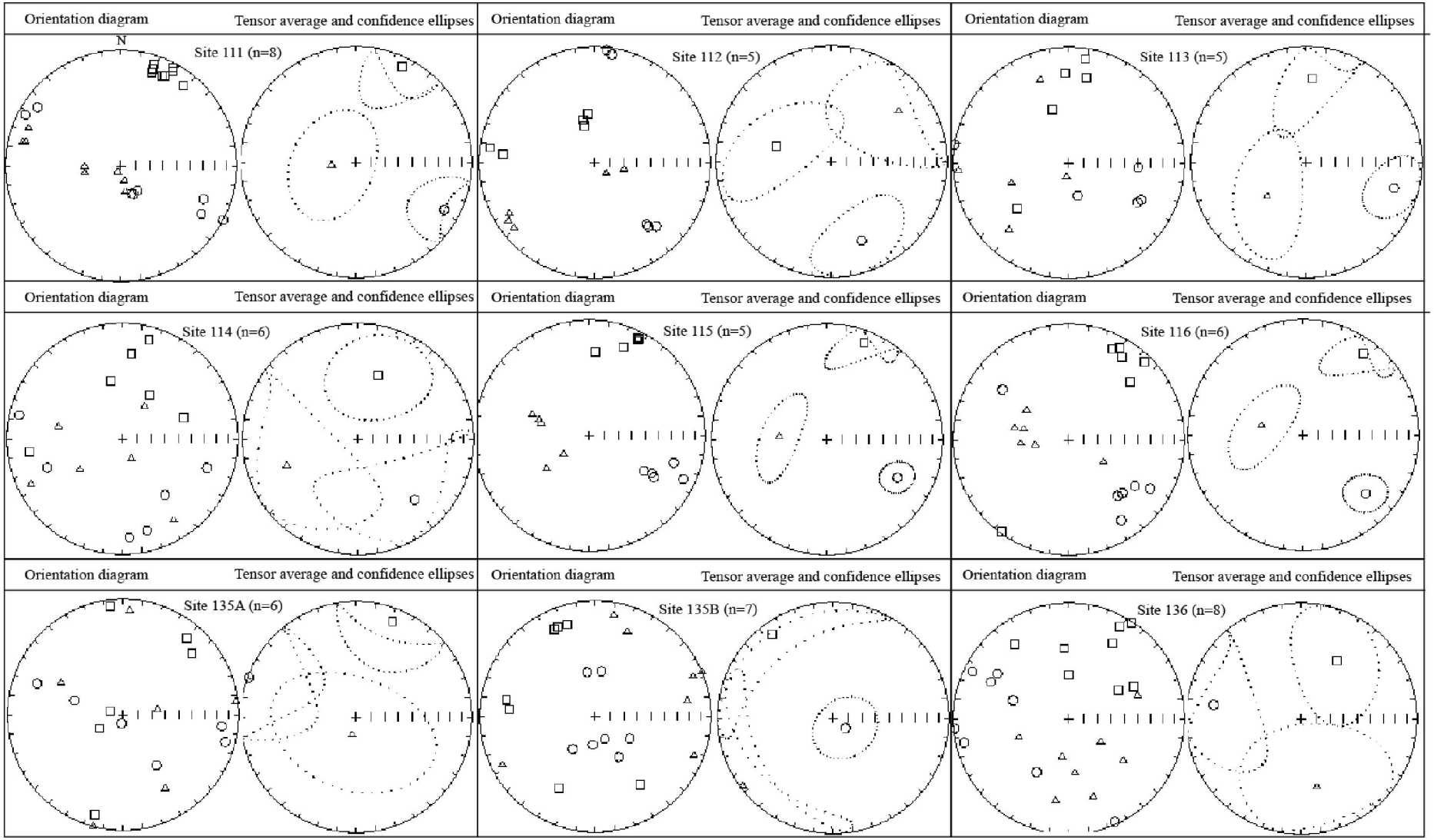
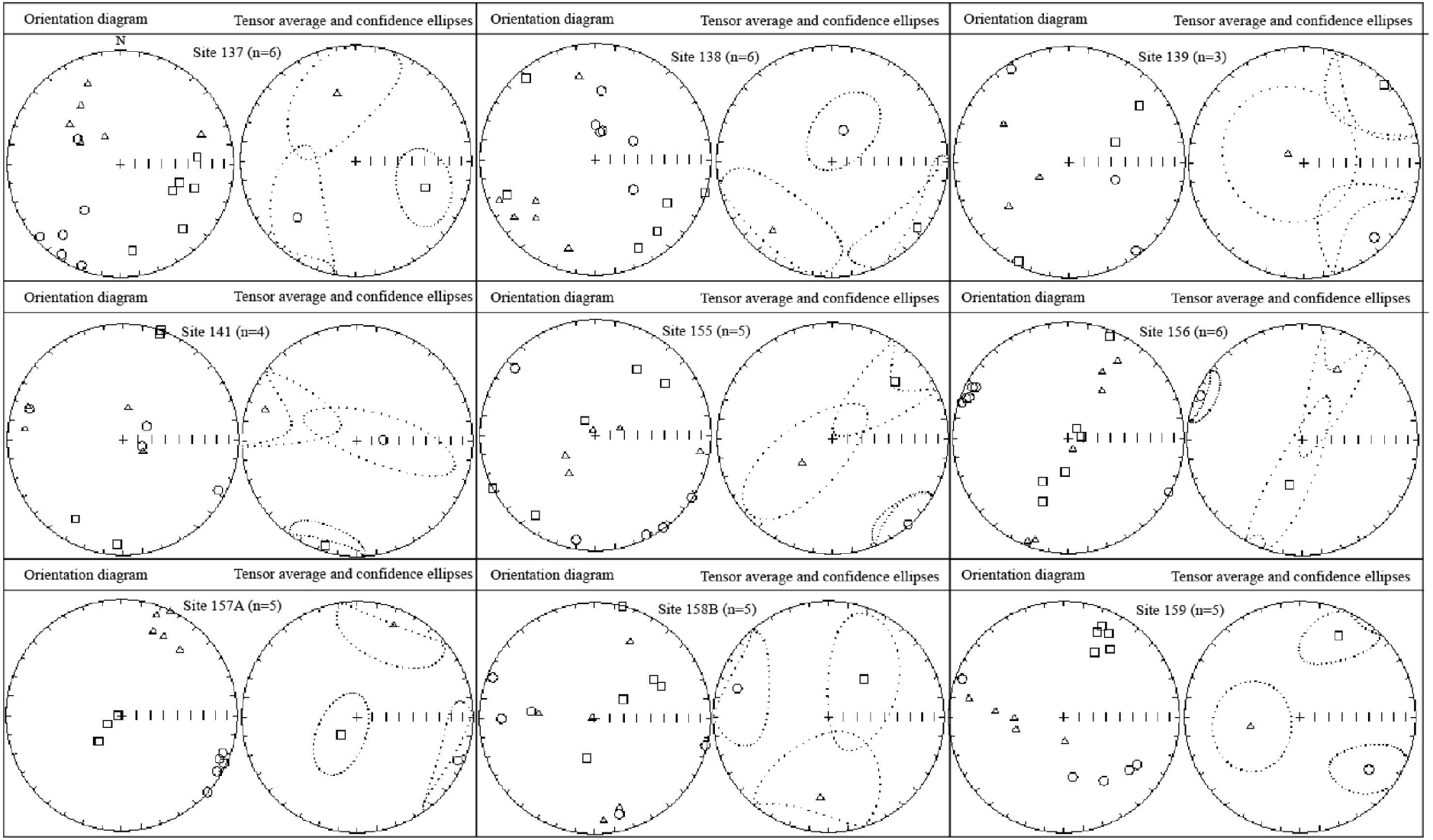

Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 174 (n=5)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 176 (n=5)

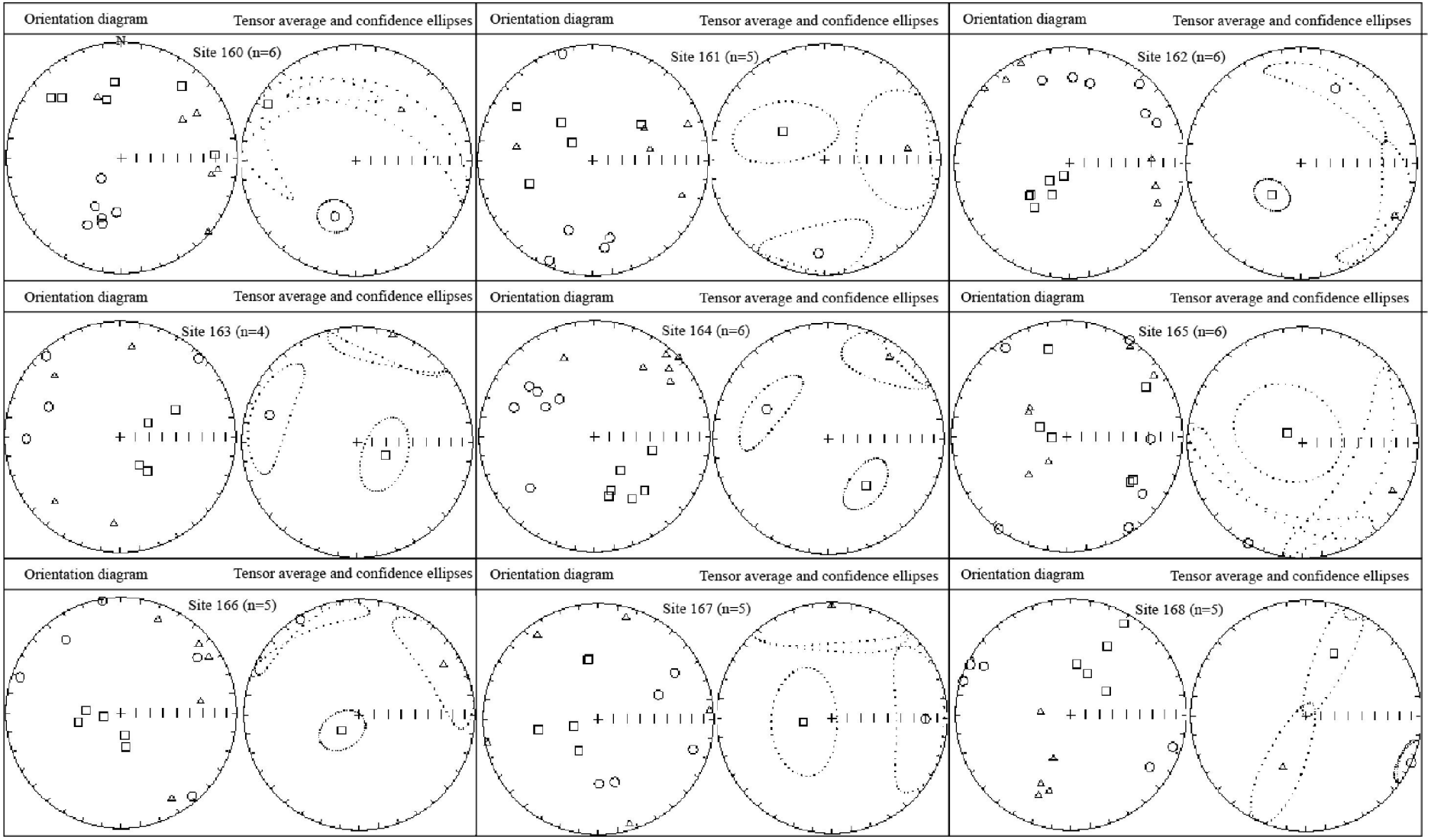
Planche 5.3 Stéréogrammes (hémisphère inférieur) des données d'ASM de chacun des sites dans le pluton de Bossoum-Pologozom

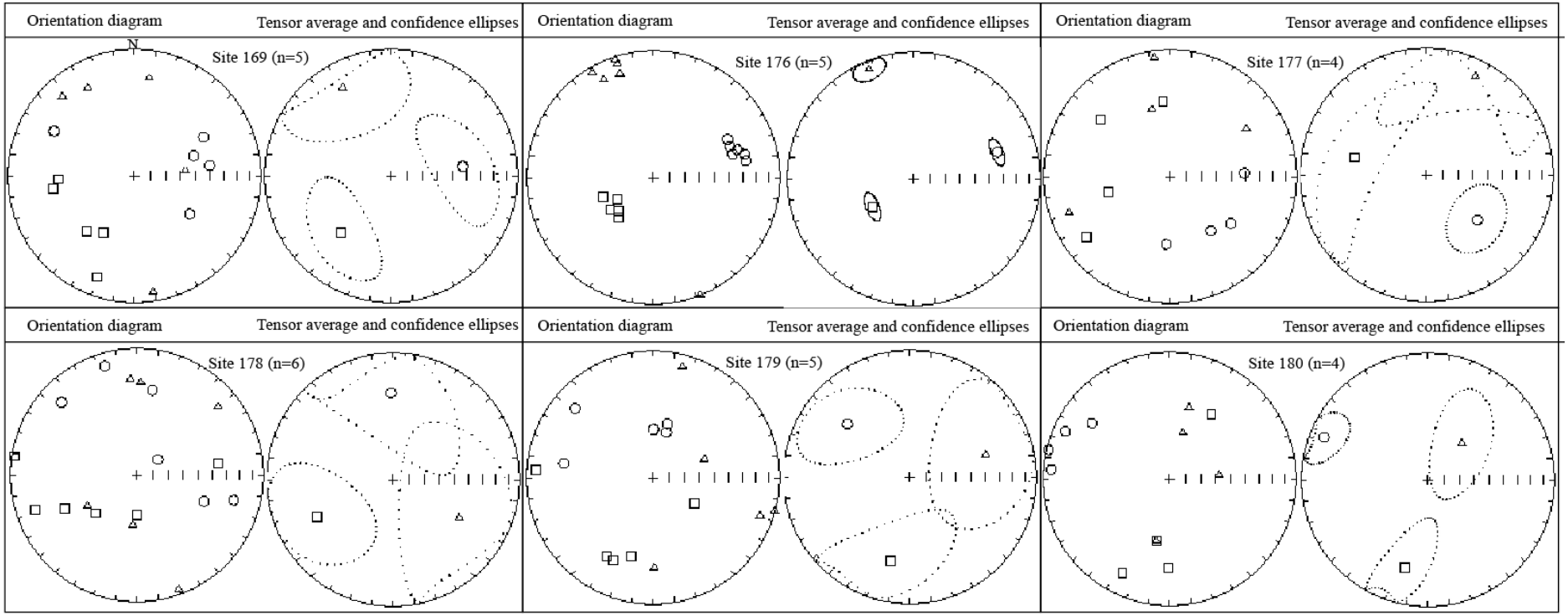



Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 102A (n=4)
Site 102B (n=4)
Site 104 (n=5)
Site 105 (n=4)
Site 106 (n=3)
Site 107 (n=4)
Site 108 (n=5)
Site 109 (n=6)
Site 110 (n=5)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 111 (n=8)
Site 112 (n=5)
Site 113 (n=5)
Site 114 (n=6)
Site 115 (n=5)
Site 116 (n=6)
Site 135A (n=6)
Site 135B (n=7)
Site 136 (n=8)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 137 (n=6)
Site 138 (n=6)
Site 139 (n=3)
Site 141 (n=4)
Site 155 (n=5)
Site 156 (n=6)
Site 157A (n=5)
Site 158B (n=5)
Site 159 (n=5)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 160 (n=6)
Site 161 (n=5)
Site 162 (n=6)
Site 163 (n=4)
Site 164 (n=6)
Site 165 (n=6)
Site 166 (n=5)
Site 167 (n=5)
Site 168 (n=5)


Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
N
Site 169 (n=5)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 176 (n=5)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 177 (n=4)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 178 (n=6)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 179 (n=5)
Orientation diagram
Tensor average and confidence ellipses
Site 180 (n=4)

Annexes chapitre 6

Tableau 6.1. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT23

	Pb	Th	U	Th/U						Age apparent (Ma)				
n° Analyses	**ppm**	**ppm**	**ppm**		**Pb207/U235**	**±2σ**	**Pb206/U238**	**±2σ**	**Rho**	**Pb207/Pb206**	**±2σ**	**Pb206/U238**	**±2σ**	**Discordance**
25181212b	67	29	707	0.04	0.8464	0.0283	0.10130	0.00330	0.97	625	57	622	19	100
27181212b	14	69	122	0.57	0.8911	0.0332	0.10572	0.00348	0.88	644	67	648	20	101
28181212b	34	113	307	0.37	0.9485	0.0336	0.10656	0.00348	0.92	760	61	653	20	86
29181212b	9.4	31	92	0.34	0.8617	0.0336	0.10154	0.00333	0.84	658	72	623	20	95
32181212b	14	15	149	0.10	0.8718	0.0325	0.10277	0.00335	0.88	657	67	631	20	96
35181212b	14	17	140	0.13	0.8742	0.0336	0.10386	0.00340	0.85	641	71	637	20	99
36181212b	7.4	51	63	0.81	0.8695	0.0367	0.10345	0.00343	0.78	638	80	635	20	100
37181212b	17	25	181	0.14	0.8434	0.0314	0.10070	0.00330	0.88	630	68	619	19	98
38181212b	49	291	444	0.66	0.8458	0.0292	0.10054	0.00328	0.94	639	60	618	19	97
39181212b	9.4	24	95	0.25	0.8487	0.0343	0.10107	0.00333	0.81	636	76	621	19	98
41181212b	7.4	66	60	1.09	0.8755	0.0636	0.10407	0.00378	0.50	639	151	638	22	100
42181212b	38	214	355	0.60	0.8510	0.0297	0.10117	0.00328	0.93	639	61	621	19	97
48181212b	23	68	227	0.30	0.8679	0.0309	0.10331	0.00335	0.91	637	64	634	20	100
49181212b	5.5	46	47	0.97	0.8711	0.0382	0.10387	0.00343	0.75	633	85	637	20	101
55181212b	75	367	716	0.51	0.8914	0.0300	0.10055	0.00325	0.96	751	57	618	19	82
56181212b	15	12	154	0.08	0.9055	0.0336	0.10672	0.00348	0.88	658	67	654	20	99
60181212b	15	30	152	0.20	0.8549	0.0352	0.10174	0.00333	0.79	637	78	625	20	98
61181212b	6.6	8.4	69	0.12	0.8602	0.0352	0.10108	0.00330	0.80	664	77	621	19	93
62181212b	10	60	88	0.69	0.9503	0.0439	0.10379	0.00345	0.72	819	88	637	20	78
65181212b	15	51	152	0.34	0.8426	0.0313	0.10023	0.00325	0.87	638	68	616	19	97
70181212b	53	38	554	0.07	0.8663	0.0295	0.10129	0.00325	0.94	675	60	622	19	92
40181212b	209	1124	1142	0.98	1.5123	0.0498	0.15638	0.00505	0.98	932	53	937	28	101
51181212b	36	52	320	0.16	1.0489	0.0366	0.11590	0.00375	0.93	794	60	707	22	89
59181212b	20	92	153	0.60	1.1629	0.0417	0.12727	0.00413	0.90	815	63	772	24	95
66181212b	10	43	77	0.56	1.1915	0.0468	0.13173	0.00430	0.83	793	72	798	24	101
67181212b	9.0	34	80	0.42	0.9524	0.0396	0.11141	0.00365	0.79	674	79	681	21	101

Tableau 6.2. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT56A

	Pb	Th	U	Th/U								Age apparent (Ma)			
n° Analyses	**ppm**	**ppm**	**ppm**		**Pb207/U235**	**±2σ**	**Pb206/U238**	**±2σ**	**Rho**	**Pb207/Pb206**	**±2σ**	**Pb206/U238**	**±2σ**	**Discordance**
06181212a	213	261	2226	0.12	0.8641	0.0281	0.10049	0.00323	0.99	686	55	617	19	90
08181212a	241	97	2486	0.04	0.8806	0.0285	0.10460	0.00335	0.99	641	55	641	20	100
09181212a	176	794	1617	0.49	0.8445	0.0275	0.10086	0.00323	0.98	629	56	619	19	98
10181212a	65	324	569	0.57	0.8756	0.0292	0.10420	0.00335	0.96	637	58	639	20	100
12181212a	112	563	983	0.57	0.9057	0.0300	0.10405	0.00335	0.97	712	57	638	20	90
15181212a	123	1004	964	1.04	0.8696	0.0289	0.10312	0.00333	0.97	644	57	633	19	98
17181212a	136	592	1210	0.49	0.9000	0.0299	0.10558	0.00340	0.97	668	57	647	20	97
18181212a	85	456	743	0.61	0.8749	0.0293	0.10396	0.00335	0.96	640	58	638	20	100
19181212a	99	685	868	0.79	0.8724	0.0290	0.10444	0.00338	0.97	624	57	640	20	103
20181212a	175	386	1734	0.22	0.8727	0.0289	0.10384	0.00335	0.97	637	57	637	20	100
21181212a	33	159	305	0.52	0.8573	0.0344	0.10201	0.00335	0.82	637	75	626	20	98
22181212a	106	899	907	0.99	0.9117	0.0307	0.10354	0.00335	0.96	737	57	635	20	86
25181212a	119	1091	972	1.12	0.8976	0.0305	0.10514	0.00340	0.95	671	59	645	20	96
26181212a	49	244	462	0.53	0.8912	0.0327	0.10219	0.00333	0.89	716	65	627	19	88
27181212a	33	81	317	0.26	0.9130	0.0327	0.10500	0.00343	0.91	710	63	644	20	91
29181212a	82	416	723	0.57	0.9119	0.0318	0.10368	0.00338	0.93	734	60	636	20	87
30181212a	135	576	1255	0.46	0.8767	0.0305	0.10396	0.00338	0.93	644	61	638	20	99
31181212a	250	1132	2307	0.49	0.8691	0.0293	0.10391	0.00338	0.96	627	58	637	20	102
32181212a	80	631	665	0.95	0.8836	0.0310	0.10366	0.00338	0.93	668	61	636	20	95
35181212a	20	53	200	0.26	0.8735	0.0327	0.10395	0.00340	0.87	637	68	638	20	100
36181212a	178	342	1766	0.19	0.9206	0.0315	0.10360	0.00338	0.95	756	58	635	20	84
37181212a	87	687	729	0.94	0.9266	0.0328	0.10412	0.00340	0.92	759	61	639	20	84
38181212a	152	88	1568	0.06	0.8808	0.0307	0.10410	0.00340	0.94	652	61	638	20	98
39181212a	55	253	515	0.49	0.8762	0.0311	0.10123	0.00330	0.92	700	62	622	19	89
40181212a	50	265	430	0.62	0.9529	0.0339	0.10598	0.00348	0.92	781	61	649	20	83
41181212a	87	309	849	0.36	0.8773	0.0307	0.10007	0.00328	0.93	727	60	615	19	85
42181212a	47	100	450	0.22	0.9529	0.0340	0.10647	0.00348	0.91	771	61	652	20	85
05181212b	73	687	621	1.11	0.8390	0.0285	0.09932	0.00325	0.96	648	58	610	19	94
06181212b	84	371	786	0.47	0.8579	0.0286	0.10202	0.00333	0.98	639	56	626	20	98
07181212b	104	689	935	0.74	0.8470	0.0290	0.10046	0.00330	0.96	644	59	617	19	96
08181212b	90	522	793	0.66	0.9435	0.0321	0.10364	0.00340	0.96	807	57	636	20	79
09181212b	118	267	1174	0.23	0.9164	0.0314	0.10209	0.00335	0.96	777	58	627	20	81
11181212b	154	239	1521	0.16	0.9251	0.0307	0.10446	0.00340	0.98	749	55	641	20	86
15181212b	46	188	428	0.44	0.8672	0.0300	0.10310	0.00338	0.95	639	60	633	20	99
16181212b	61	376	532	0.71	0.8729	0.0296	0.10380	0.00340	0.97	639	58	637	20	100
17181212b	349	477	3605	0.13	0.8550	0.0280	0.10139	0.00330	0.99	645	55	623	19	97
18181212b	155	176	1568	0.11	0.8787	0.0289	0.10424	0.00340	0.99	644	55	639	20	99
19181212b	133	694	1213	0.57	0.8678	0.0292	0.10270	0.00335	0.97	649	57	630	20	97
20181212b	47	100	476	0.21	0.8523	0.0289	0.10128	0.00330	0.96	640	58	622	19	97
21181212b	24	79	229	0.35	0.8726	0.0331	0.10379	0.00340	0.86	638	69	637	20	100

Tableau 6.3. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT18A

n° Analyse	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	(±2σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	(±2σ)	Rho	Age apparent (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	(±2σ)
05290413d	39	166	399	0.42	0.755	0.028	0.0922	0.0033	0.95	568.4	19.3
06290413d	19	111	186	0.60	0.763	0.031	0.0923	0.0033	0.89	569.3	19.4
07290413d	4.9	26	50	0.52	0.774	0.040	0.0921	0.0034	0.70	567.6	19.8
08290413d	8.8	45	89	0.51	0.773	0.035	0.0915	0.0033	0.80	564.6	19.5
10290413d	87	382	1027	0.37	0.675	0.028	0.0812	0.0029	0.87	503.1	17.3
11290413d	21	86	221	0.39	0.759	0.030	0.0933	0.0033	0.91	574.8	19.6
15290413d	52	444	455	0.98	0.764	0.028	0.0933	0.0033	0.95	575.0	19.5
16290413d	10	75	92	0.81	0.767	0.034	0.0926	0.0033	0.81	570.7	19.7
17290413d	4.7	35	43	0.81	0.758	0.044	0.0928	0.0034	0.64	572.3	20.1
18290413d	3.2	18	31	0.60	0.799	0.054	0.0926	0.0035	0.55	570.7	20.6
19290413d	28	192	261	0.74	0.760	0.029	0.0925	0.0033	0.92	570.3	19.4
20290413d	10	52	104	0.50	0.748	0.034	0.0928	0.0033	0.80	571.9	19.7
21290413d	146	1167	1309	0.89	0.753	0.028	0.0928	0.0033	0.96	572.0	19.4
22290413d	7.1	26	60	0.43	0.980	0.047	0.1130	0.0041	0.76	689.9	23.7
25290413d	6.1	52	54	0.95	0.756	0.046	0.0927	0.0035	0.61	571.2	20.4
26290413d	9.7	69	88	0.79	0.758	0.036	0.0936	0.0034	0.75	576.7	20.0
27290413d	47	273	450	0.61	0.764	0.029	0.0939	0.0033	0.94	578.5	19.7
28290413d	2.0	12	18	0.64	0.754	0.069	0.0936	0.0036	0.42	577.0	21.4
29290413d	12	64	123	0.52	0.750	0.033	0.0924	0.0033	0.82	569.7	19.6
30290413d	12	54	120	0.45	0.763	0.034	0.0929	0.0034	0.81	572.8	19.7
31290413d	42	229	421	0.54	0.763	0.030	0.0927	0.0033	0.91	571.2	19.5
32290413d	28	120	292	0.41	0.759	0.030	0.0933	0.0033	0.91	574.9	19.6
35290413d	238	863	2519	0.34	0.761	0.027	0.0926	0.0033	0.99	571.0	19.4
36290413d	8.3	33	87	0.38	0.755	0.037	0.0925	0.0034	0.74	570.2	19.8
38290413d	7.0	35	71	0.50	0.757	0.038	0.0924	0.0034	0.72	569.7	19.9
39290413d	44	73	396	0.18	1.042	0.040	0.1135	0.0041	0.93	692.8	23.4
40290413d	452	1961	4655	0.42	0.749	0.027	0.0922	0.0033	0.98	568.6	19.3
42290413d	12	56	119	0.47	0.769	0.033	0.0926	0.0033	0.83	571.1	19.7
45290413d	19	120	163	0.73	0.852	0.035	0.1016	0.0036	0.87	623.6	21.3
47290413d	14	126	122	1.04	0.761	0.032	0.0929	0.0033	0.84	572.5	19.7
48290413d	18	92	184	0.50	0.756	0.031	0.0921	0.0033	0.88	568.1	19.5

Tableau 6.4. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT40

n° Analyse	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	(±2σ)	Pb206/U238	(±2σ)	Rho	Age (Ma) Pb207/Pb206	(±2σ)	Age (Ma) Pb206/U238	(±2σ)	Discordance
06140512b	4.6	40	39	1.03	0.7946	0.0305	0.09633	0.00260	0.70	597	82	593	15	99
07140512b	23	311	183	1.70	0.7301	0.0240	0.08824	0.00235	0.81	604	70	545	14	90
08140512b	2.8	24	26	0.95	0.7482	0.0430	0.09013	0.00263	0.51	611	124	556	15	91
09140512b	3.2	34	26	1.30	0.7776	0.0320	0.09419	0.00255	0.66	599	88	580	15	97
10140512b	6.1	64	65	0.98	0.6678	0.0461	0.07825	0.00240	0.44	670	148	486	14	72
11140512b	7.1	78	56	1.38	0.7797	0.0295	0.09436	0.00253	0.71	601	81	581	15	97
12140512b	6.0	63	46	1.37	0.7936	0.0292	0.09685	0.00260	0.73	583	79	596	15	102
15140512b	4.3	45	35	1.31	0.7992	0.0336	0.09465	0.00258	0.65	647	90	583	15	90
16140512b	2.5	25	21	1.23	0.7862	0.0421	0.09327	0.00265	0.53	644	115	575	16	89
17140512b	17	159	134	1.19	0.8241	0.0253	0.09519	0.00250	0.86	701	64	586	15	84
20140512b	4.6	55	39	1.40	0.7217	0.0499	0.08783	0.00268	0.44	588	150	543	16	92
21140512b	3.4	35	32	1.10	0.7192	0.0415	0.08547	0.00248	0.50	640	124	529	15	83
22140512b	3.9	36	32	1.11	0.7943	0.0317	0.09606	0.00258	0.67	602	86	591	15	98
25140512b	3.1	31	24	1.31	0.8063	0.0408	0.09779	0.00273	0.55	595	111	602	16	101
27140512b	4.2	55	34	1.65	0.7383	0.0437	0.08914	0.00258	0.49	606	128	551	15	91
28140512b	5.2	61	40	1.51	0.7632	0.0306	0.09284	0.00248	0.66	590	87	572	15	97
29140512b	6.2	92	43	2.13	0.7918	0.0308	0.09352	0.00250	0.69	653	83	576	15	88
30140512b	13	151	111	1.37	0.7422	0.0258	0.08843	0.00233	0.76	634	74	546	14	86
31140512b	2.2	22	17	1.26	0.8014	0.0406	0.09748	0.00270	0.55	590	110	600	16	102
32140512b	2.6	29	20	1.43	0.8102	0.0415	0.09706	0.00270	0.54	623	111	597	16	96
35140512b	8.0	104	58	1.80	0.8039	0.0282	0.09716	0.00255	0.75	604	76	598	15	99
36140512b	5.6	70	43	1.61	0.7929	0.0320	0.09396	0.00250	0.66	646	87	579	15	90
37140512b	9.9	117	74	1.59	0.8021	0.0325	0.09748	0.00260	0.66	591	88	600	15	101
38140512b	7.5	112	52	2.13	0.7722	0.0275	0.09289	0.00243	0.73	614	77	573	14	93
39140512b	11	99	97	1.01	0.8028	0.0285	0.09657	0.00253	0.74	614	77	594	15	97
40140512b	8.7	104	62	1.67	0.8076	0.0286	0.09711	0.00253	0.73	614	76	598	15	97
41140512b	2.7	26	22	1.18	0.8003	0.0394	0.09692	0.00265	0.56	599	107	596	16	100
42140512b	16	265	98	2.70	0.8075	0.0261	0.09723	0.00250	0.79	612	70	598	15	98

Tableau 6.5. Résultats d'analyses isotopiques (U-Th-Pb) sur zircon de l'échantillon DGT167

n° Analyse	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	(±2σ)	$^{206}Pb/^{238}U$	(±2σ)	Rho	Age apparent (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	(±2σ)
49290413d	5.2	33	51	0.65	0.733	0.040	0.0896	0.0033	0.67	553.3	19.4
50290413d	8.8	45	92	0.49	0.744	0.034	0.0897	0.0032	0.78	553.8	19.2
51290413d	8.0	43	81	0.54	0.745	0.035	0.0911	0.0033	0.76	562.2	19.5
52290413d	6.4	35	64	0.55	0.744	0.037	0.0914	0.0033	0.74	563.9	19.6
55290413d	5.7	32	57	0.55	0.736	0.040	0.0917	0.0034	0.68	565.5	19.9
56290413d	8.1	44	82	0.54	0.729	0.035	0.0906	0.0033	0.76	559.2	19.4
57290413d	5.8	26	61	0.43	0.728	0.040	0.0912	0.0034	0.67	562.4	19.8
58290413d	3.5	17	36	0.46	0.744	0.046	0.0907	0.0034	0.60	559.9	19.9
59290413d	6.6	36	67	0.54	0.734	0.036	0.0898	0.0033	0.75	554.3	19.3
60290413d	1.8	10	18	0.53	0.712	0.071	0.0900	0.0035	0.39	555.6	21.0
61290413d	2.4	15	24	0.62	0.743	0.055	0.0896	0.0034	0.52	553.3	20.2
62290413d	16	60	168	0.36	0.748	0.033	0.0907	0.0033	0.81	559.4	19.4
05300413a	4.0	23	40	0.58	0.741	0.054	0.0914	0.0035	0.52	564.0	20.3
06300413a	5.1	28	50	0.55	0.740	0.041	0.0925	0.0033	0.65	570.2	19.7
07300413a	7.6	42	76	0.56	0.753	0.037	0.0918	0.0033	0.73	566.2	19.4
08300413a	6.1	33	61	0.55	0.760	0.040	0.0916	0.0033	0.68	565.1	19.5
09300413a	3.7	16	33	0.49	0.705	0.051	0.0924	0.0034	0.51	569.9	20.1
10300413a	4.3	24	42	0.56	0.767	0.046	0.0918	0.0033	0.61	566.0	19.7
11300413a	2.8	13	28	0.46	0.702	0.053	0.0923	0.0034	0.49	569.2	20.1
12300413a	7.0	35	71	0.50	0.742	0.036	0.0922	0.0033	0.73	568.3	19.4
15300413a	3.9	23	38	0.62	0.767	0.048	0.0920	0.0034	0.58	567.5	19.9
16300413a	7.8	41	78	0.52	0.749	0.037	0.0922	0.0033	0.73	568.6	19.4
17300413a	8.6	35	90	0.39	0.755	0.038	0.0916	0.0033	0.70	564.7	19.4
18300413a	7.3	29	76	0.38	0.743	0.038	0.0926	0.0033	0.70	571.1	19.6
19300413a	31	102	328	0.31	0.765	0.030	0.0922	0.0032	0.90	568.3	19.0
20300413a	2.2	11	22	0.52	0.743	0.066	0.0925	0.0035	0.42	570.3	20.7
21300413a	8.0	35	82	0.42	0.770	0.038	0.0921	0.0033	0.73	568.1	19.4
22300413a	6.9	32	70	0.46	0.762	0.041	0.0927	0.0033	0.67	571.6	19.7
25300413a	11	43	111	0.38	0.762	0.035	0.0925	0.0033	0.77	570.6	19.4
26300413a	8.9	43	89	0.48	0.745	0.037	0.0922	0.0033	0.72	568.8	19.4
27300413a	5.5	25	55	0.45	0.755	0.044	0.0926	0.0034	0.62	570.6	19.8
28300413a	3.1	13	32	0.42	0.752	0.056	0.0923	0.0034	0.50	569.0	20.3
29300413a	1.5	8	15	0.52	0.776	0.079	0.0928	0.0036	0.38	572.0	21.4
30300413a	6.2	26	63	0.42	0.762	0.040	0.0923	0.0033	0.69	569.0	19.5
31300413a	3.2	21	30	0.68	0.770	0.053	0.0922	0.0034	0.53	568.5	20.1

Tiré-à-part d'article scientifique issu de la thèse

Precambrian Research 236 (2013) 132–144

Contents lists available at ScienceDirect

Precambrian Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/precamres

The Pan-African quartz-syenite of Guider (north-Cameroon): Magnetic fabric and U–Pb dating of a late-orogenic emplacement

Daouda Dawaï[a,b,d,*], Jean-Luc Bouchez[b], Jean-Louis Paquette[c], Rigobert Tchameni[d]

[a] Department of Life and Earth Sciences, Higher Teacher's Training College, University of Maroua, PO Box 55, Maroua, Cameroon
[b] Géosciences Environnement Toulouse/OMP, UMR CNRS 5563, Université de Toulouse, 31400 Toulouse, France
[c] Laboratoire Magma et Volcans, Université Blaise-Pascal, UMR CNRS 6524, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France
[d] Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Ngaoundéré, PO Box 454, Ngaoundéré, Cameroon

ARTICLE INFO

Article history:
Received 5 February 2013
Received in revised form 11 July 2013
Accepted 12 July 2013
Available online xxx

Keywords:
Pan-African
Cameroon
Guider pluton
Magnetic fabric
U–Pb dating

ABSTRACT

The small Guider pluton (70 km^2) in-between the cities of Maroua and Garoua (north Cameroon) is one of the quartz-syenite bodies that intrude Pan-African orthogneisses, and that are aligned along the western side of the NNE-directed Poli-Léré volcano-sedimentary corridor. The Guider syenite is here studied for its internal structures, using field and anisotropy of magnetic susceptibility measurements, and for its emplacement age of 593 ± 4 Ma (U–Pb zircon), ~20 Ma younger than the beginning of gneissification of the country-rocks, mainly made of deformed granodiorites and diorites. In these orthogneisses, constantly NNE-trending vertical foliations, variously plunging stretching lineations and fold axes, as well as kinematic markers attest to a transpressive and possibly dextral regime. The Guider syenite, rich in K-feldspar and magnetite, displays typical magmatic microstructures with incipent solid-state features such as chess-board subgrains in quartz. Its magnetic fabric displays a well-defined feeding-zone in its centre and western side, attesting to its unrooted nature. However, N- to NE-trending lineations at its northern and southern ends, parallel to the overall linear structure of the country-rocks, point to its late-orogenic emplacement. Our results reveal that the NE-trending and dextral transpressive shear zone that acted in the Guider area ended after the emplacement of the syenite body; they specify the age of collage of the NW-Cameroon domain with the Mayo-Kébbi domain. They also show that the tectonic evolution of Guider area is closer to the E-Nigerian domain, to the west, than to its eastern neighbouring Mayo-Kébbi and Adamawa-Yadé domains. The connection of our sector with E-Brazil is briefly discussed.
© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Central African Fold Belt, southernmost branch of the Pan-African-Brasiliano realm, extends over Cameroon, Tchad and Central African Republic, in-between the Congo craton to the south and the western Nigerian Shield to the north (Fig. 1; Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008). Among the Pan-African domains defined in Cameroon by Toteu et al. (2004) the study area is located in the NW-Cameroon domain, a narrow and N-S elongate domain, less than 150 km in width, located to the east of the Eastern Nigerian domain and to the west of the Mayo-Kébbi domain (or SW-Tchad). The NW-Cameroon domain itself and the Mayo-Kébbi domain are separated from the Adamawa-Yadé domain by the Tcholliré-Banyo shear zone (TBSZ). This part of the Central African Fold Belt results from the tectonic collage of the three above mentioned geological domains (Adamawa-Yadé, Mayo-Kébbi and NW-Cameroon; Fig. 1) which were then intruded by post-collisional granitoids younger than 600 Ma (Penaye et al., 2006; Pouclet et al., 2006; Moussa, 2011). According to these authors, the volcano-sedimentary formations also called Poli-Léré group, that outcrop at the western border of the Mayo-Kébbi domain, were accreted onto the NW-Cameroon domain. This model suggests that an ocean, in-between NW-Cameroon and the Mayo-Kébbi domains, was subducted eastwards. Our study area is located at about 10 km to the west of the latter NNE-trending micro-plate boundary.

In the NW-Cameroon domain few studies concerning plutonic rocks are available. This paper presents magnetic fabric data along with a U–Pb isotope dating of the Guider pluton, a quartz-syenite body located to the north of the NW-Cameroon domain (Fig. 1). These new data will be tentatively integrated in the frame of the geodynamical evolution of this part of Cameroon and of the Borborema Province (NE-Brazil).

* Corresponding author at: Department of Life and Earth Sciences, Higher Teacher's Training College, University of Maroua, PO Box 55, Maroua, Cameroon. Tel.: +237 95285223.
E-mail address: daoudadawai@gmail.com (D. Dawaï).

0301-9268/$ – see front matter © 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.07.008

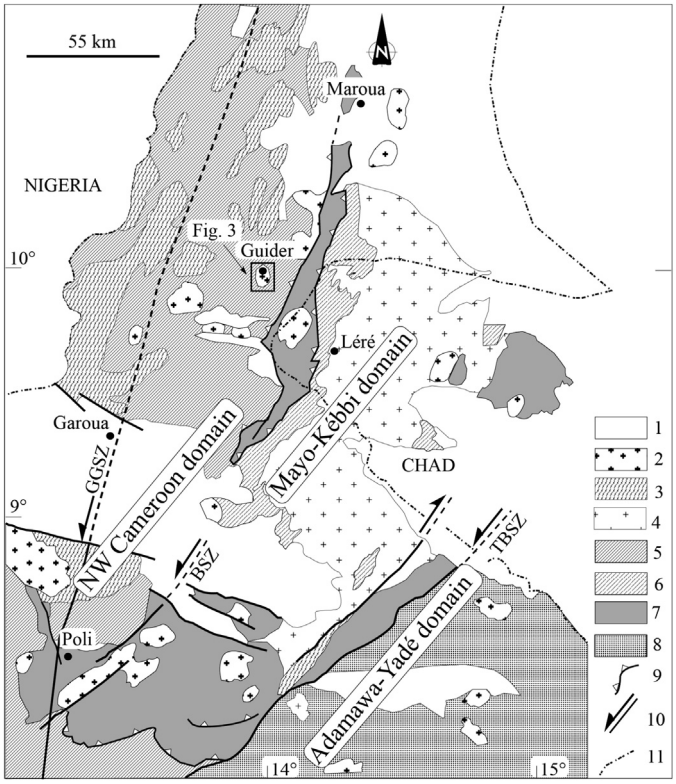


Fig. 1. Geological sketch map of northern Cameroon (modified from Penaye et al., 2006): (1) Post-Pan-African sediments; (2) Late to post-tectonic Pan-African granitoids; (3) Syntectonic granite; (4) Mayo-Kebbi batholith: tonalite, trondhjemite and granodiorite; (5) medium- to high-grade gneisses of the NW-Cameroon domain; (6) Mafic to intermediate complex of the Mayo-Kebbi domain (metadiorite and gabbro-diorite) and amphibolite; (7) Neoproterozoic low- to medium-grade volcano-sedimentary sequences of the Poli-Léré Group; (8) Remobilized Palaeoproterozoic Adamawa-Yadé domain; (9) Thrust front; (10) Strike slip fault: TBSZ = Tcholliré-Banyo shear zone; GGSZ = Godé-Gormaya shear zone; (11) State border.

2. Regional geological setting

The northern part of Cameroon (Fig. 1) is made of (i) Neoproterozoic (~700 Ma) medium- to high-grade schists and gneisses of the Poli-Léré group that were formed in the context of a magmatic arc (Toteu et al., 2006a); (ii) Pan-African pre-, syn- and late-tectonic calc-alkaline granitoids emplaced between 660 and 580 Ma (Toteu *et al.*, 2001; Penaye *et al.*, 2006); (iii) post-tectonic alkaline granitoids comprising mafic and felsic dykes cross-cut by intrusive granites and syenites; followed by the formation of (iv) several basins made of unmetamorphosed sediments and volcanic rocks (Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008). Isotope dating indicates that most of the gneissic and granitic rocks of this domain are Neoproterozoic in age with minor Palaeoproterozoic contribution, contrasting with the abundant Palaeoproterozoic dates that characterize the Adamawa-Yadé domain. This suggests that the Tcholliré-Banyo shear zone is a major boundary separating a juvenile Neoproterozoic upper crust on the western side, from older formations to the east (Toteu et al., 2001; Bouyo Houketchang et al., 2009).

Structurally, two deformation phases followed by late-orogenic shear zones are recorded in the NW-Cameroon domain, particularly in the Poli area (Dumont et al., 1985; Nzenti et al., 1992; Toteu et al., 2004; Ngako et al., 2003, 2008). A flat-lying foliation associated with isoclinal folds and N110°–140° stretching lineations are locally well preserved. The second deformation is marked by vertical and NNE-trending foliations and by tight and upright folds. In this Poli area, syn-migmatitic N80°-N110° dextral and N160°–180° sinistral shear zones characterize to this second event. According to Ngako and Njonfang (2011) the first event is ascribed to crustal thickening and ended at about 630–620 Ma. In the NW-Cameroon domain, the second event is characterized by left lateral (613–585 Ma) then by right lateral (585–540 Ma) wrench mouvements that controlled the emplacement of post-collisional granitoids (Ngako et al., 2008; Njanko et al., 2010).

3. The Guider pluton and its host rocks

Around the pluton of Guider (Fig. 1), the country rocks consist of diorite, tonalite and granodiorite transformed into vertically, NNE-trending foliated and weakly banded orthogneisses (Fig. 2a). The rocks are coarse- to fine-grained with quartz, plagioclase, biotite, amphibole ± K-felspar and epidote. Immediately to the east of the pluton, particularly favourable exposures can be observed along the Mayo-Louti river (Fig. 3). A pervasive metamorphic foliation with alternating cm- to m-thick leucocratic, mesocratic and amphibolite banding, and upright folds with axes plunging 20°–80° mostly to the south, are observed. The lineations carried by the steep foliations are often parallel to the fold axes and also display a variety of plunges, from shallow to steep (Fig. 3a). Most kinematic markers such as sigmoids, asymmetric pressure shadows and quartz-feldspar boudinaged veins, and C/S or C' branching (Berthé et al., 1979) are consistent with bulk dextral shear movement in horizontal section (Fig. 2b).

The N-S elongate pluton of Guider covers an area of about 70 km^2 around the city of Guider and intrudes an orthogneissic basement. The pluton appears as several protruding necks of pink to locally grey-coloured rocks, a few tens of metres high and hundreds of metres in diameter (Fig. 2c), separated by a distance of 100–1000 m between each other. The pink-coloured subtype forms about 80% of the pluton; it is usually fine- to medium-grained, rich in pink-coloured K-feldspar (microcline) and correlatively poor in quartz, biotite and/or amphibole. In the diagram of MacDonald and Katsura (1964) the pink subtype frankly plots in the syenite domain (Fig. 4: 9.9–12.4 wt% in $Na_2O + K_2O$, and 60.5–69.2 wt% in SiO_2; Dawai, PhD thesis in prep.). By contrast the grey subtype is characterized by a porphyritic texture in which large, pink-coloured microclines are embedded in a fine-grained matrix, rich in Fe/Mg-bearing minerals. In the same plot (Fig. 4), the grey subtype composition tends to the monzonite domain (9.6–11.7 wt% in alkalines and 58.8–62.8 wt% in silica; Dawai, PhD thesis in prep). These subtypes change progressively from one to the other both laterally and vertically. In addition to a few decametric rafts of diorite, the quartz-syenite locally contains numerous ovoids of mafic enclaves and, close to its contact with the country rocks, angular to rounded xenoliths of the gneissic basement (Fig. 2d). Similar syenite bodies outcrop to the NNE of Guider, such as in the Hosséré Kong-Kong (30 km from Guider), Pic de Mindif (70 km) and Hosséré Galda (~100 km; Dumort and Peronne, 1966). Fine-grained dykes of syenitic composition are quite common around the pluton. Most of them frankly cross-cut the country rocks (Fig. 2e) but some display contorted shapes (Fig. 2f).

4. Petrography and microstructures

Twenty-seven thin sections from different parts of the Guider pluton and from the country rocks were investigated optically. All syenites (Fig. 5a and b) contain abundant K-feldspar, some plagioclase, biotite, amphibole ± clinopyroxene, and minor quartz and opaque minerals (±sphene, zircon, allanite, apatite and monazite as accessories). K-feldspar is a perthitic microcline, often with inclusions of plagioclase, quartz and zircon. Plagioclase laths are partially

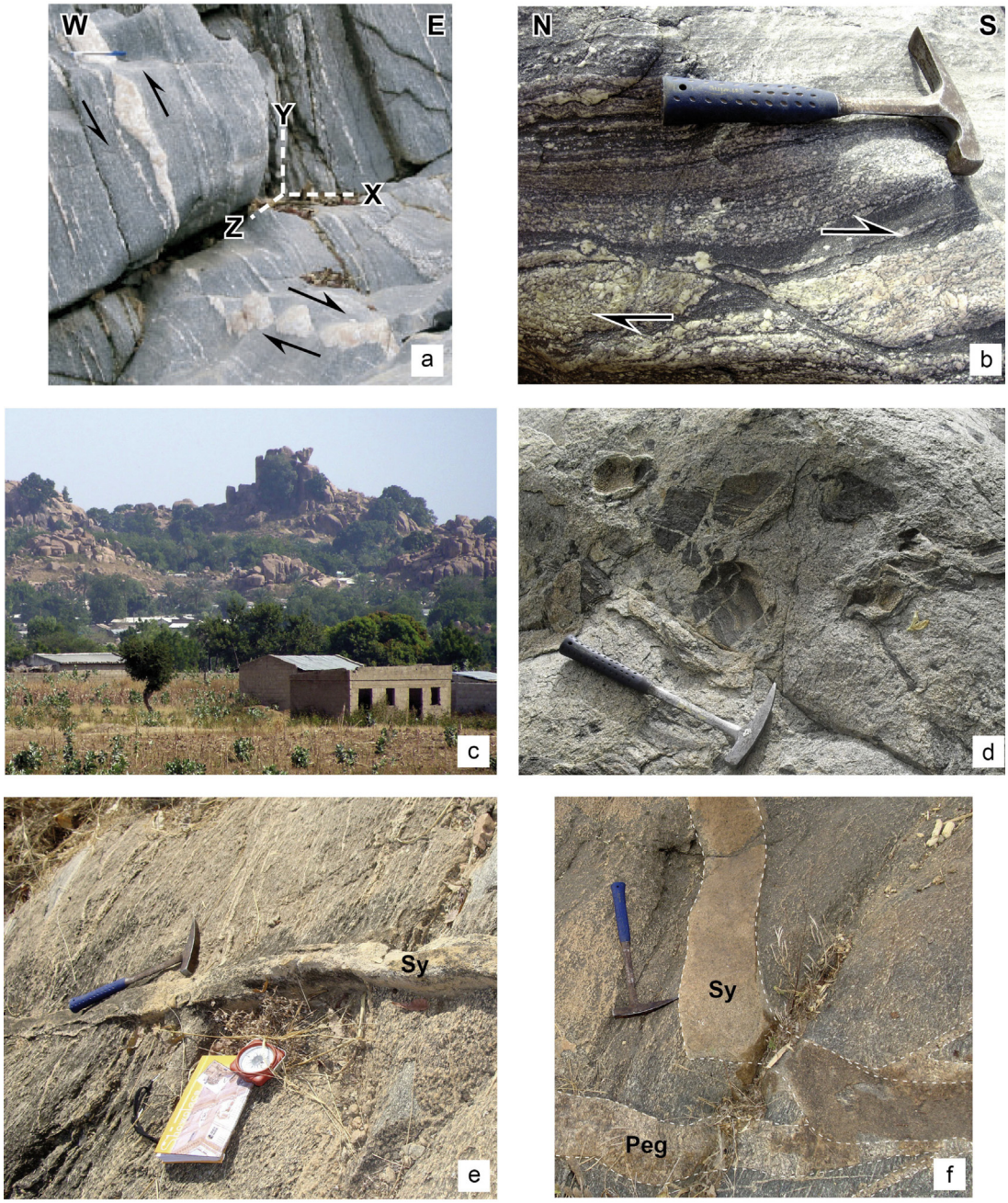


Fig. 2. Photographs from the field: (a) foliated orthogneiss in the Mayo-Louti river showing a double-boudinaged leucocratic layer, (b) asymmetric boudins of a quartz-feldspar layer showing dextral movement in horizontal section, (c) aspect of a syenite "neck" close to the city of Guider, (d) xenoliths of angular to rounded country rocks in the syenite (station 83), (e and f) fine-grained dykes of syenite cross-cutting the country rocks; (e) planar-shaped, station 22; (f) fold-shaped, close to pluton: station 51).

transformed into epidote and sericite. Myrmekite intergrowths at feldspar grain boundaries are present in some specimens. Undeformed quartz is interstitial, eventually showing micrographic intergrowths with feldspars. Biotite and amphibole often include zircon and opaque minerals and, in some specimens, are altered into chlorite. Magnetite is rather abundant forming individuals or clusters (Fig. 5c). Clinopyroxene is rare and apparently more common at proximity of the enclaves of diorite.

In accordance with microstructural criteria, as defined by several authors (Paterson et al., 1989; Bouchez et al., 1990; Passchier and Trouw, 1996; Vernon, 2000; Nédélec and Bouchez, 2011), the Guider syenite has a rather homogeneous magmatic microstructure, *i.e.* acquired when the rock was still partly molten or at a subsolidus temperature. A close examination reveals that quartz displays frequent chess-board subgrain patterns, and that microcline often carries sharp-ended twins (Fig. 5d) pointing to some solid-state deformation at high temperature. However, no prominent shape preferred orientation (Fig. 5a and b) is observed.

The large enclaves of diorite that outcrop in the Guider pluton are black to dark-green in colour, and medium- to coarse-grained. They contain small clinopyroxene grains, amphibole, biotite, plagioclase and quartz as the major phases, and magnetite, apatite, zircon and titanite as common accessories. Biotite forms large brown-greenish crystals (3–5 mm) and sometimes contains prismatic grains of apatite and zircon. Plagioclase often contains inclusions of clinopyroxene; quartz occurs as isolated grains.

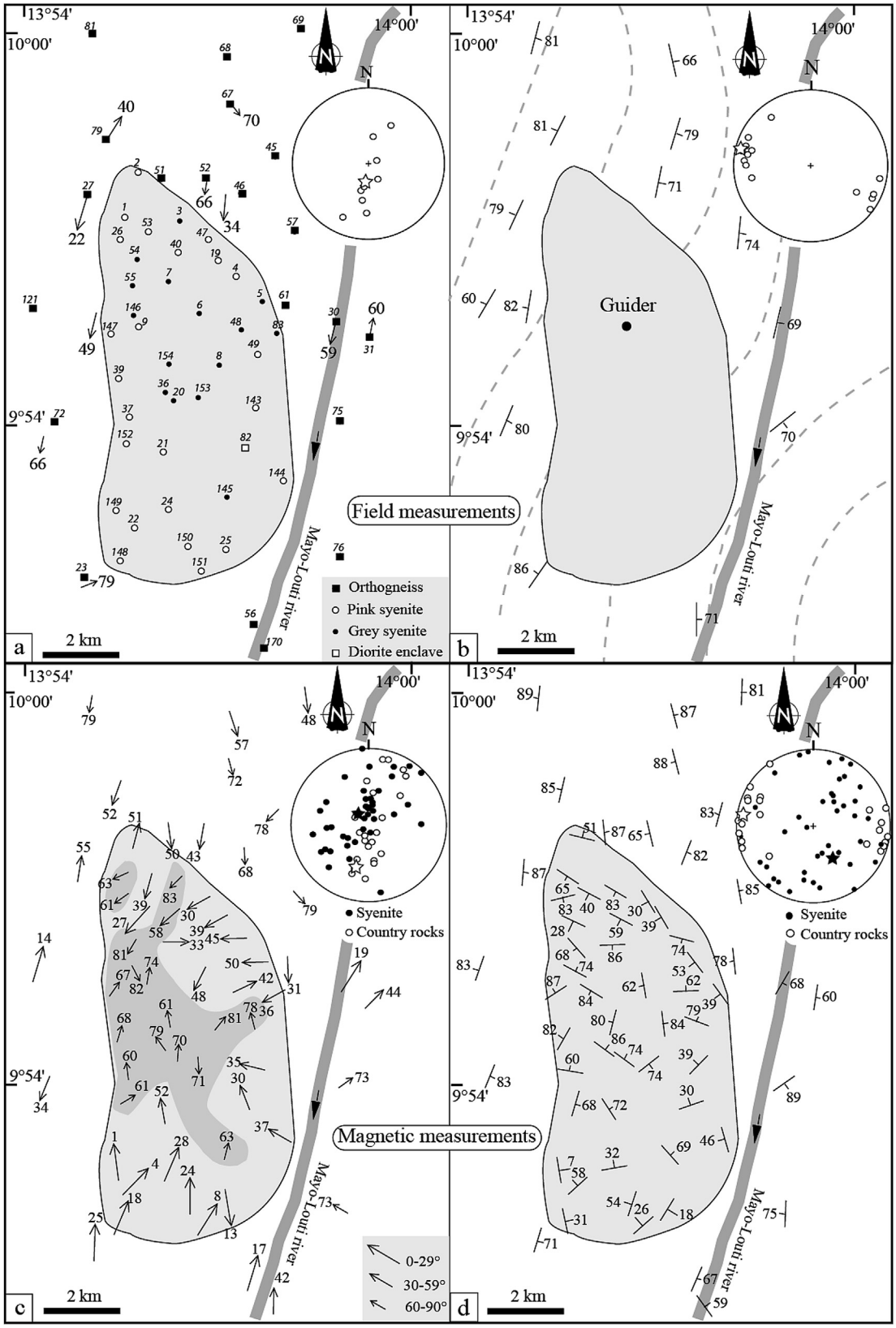


Fig. 3. Structures in the Guider pluton and its country rocks: (a) country rocks: field lineations and corresponding orientation diagram ($n = 10$); light grey shading: Mayo-Louti river; numbers refer to the AMS sampling stations (Table 1) and field measurement sites, (b) country rocks: field foliations, inferred trajectories and orientation diagram of the poles (Schmidt, lower hemisphere, $n = 14$), (c) and (d) magnetic fabric of the Guider syenite (black symbols) and country rocks (open symbols), (c) Magnetic lineations and corresponding orientation diagrams (syenite: $n = 40$, best line: 321°/76°(azimuth/plunge); country rocks: $n = 22$, best line: 193°/40°); in the pluton, dark-grey areas underline the steep lineation domain (plunge > 55°), (d) magnetic foliations and orientation diagram of the poles (Schmidt, lower hemisphere; syenite: $n = 40$, best pole: 148°/51°; country rocks: $n = 22$, best pole: 278°/2°).

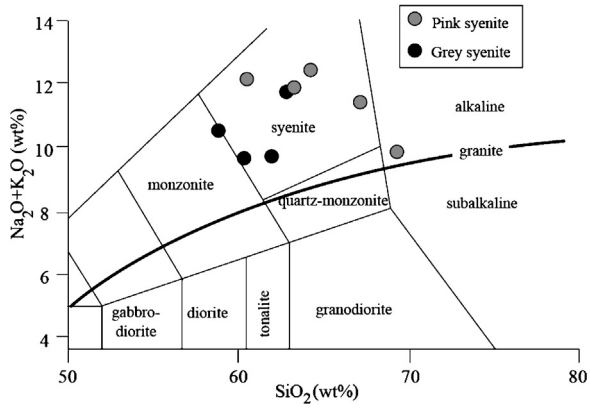


Fig. 4. SiO_2 *vs.* Na_2O+K_2O diagram, after MacDonald and Katsura (1964).

The highly foliated nature of the country rocks is illustrated by biotite and amphibole-bearing gneisses in which layers of leucocratic material display rather undeformed and large quartz and feldspar grains, surrounded at their borders by numerous trails or narrow corridors of minute grains mostly made of quartz and felspar. Such a microstructure denotes strain localization at the grain scale, attributed to grain-boundary sliding at high-temperature (Fig. 5e).

5. Magnetic fabric sampling and measurement

Oriented cores were collected in 61 stations, 40 from the pluton and 21 from the immediate country rocks (Fig. 3a). At each station, an average of 2.5 cores of about 7 cm in-length and 2.5 cm in-diameter were extracted with a portable drilling machine. In the laboratory, the cores were cut into cylindrical specimens, 2.2 cm in height, yielding an average of 5.5 specimens per station, with a minimum of 2 specimens per station (station #69) and a maximum of 12 (stations #9 and #19; see Inline Supplementary Material: individual AMS diagrams). A total of 334 oriented specimens were collected for magnetic fabric measurements. Orientations and magnitudes of the three principal axes of the anisotropy of magnetic susceptibility ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) were obtained, for each sampling station, through the tensor average of four individual measurements which were performed using a Kappabridge susceptometer (Agico instruments). Precision for fabric measurements is provided by the confidence ellipses calculated according to the PMAG package (Tauxe, 2002; see: Inline Supplementary Material). According to Pueyo et al. (2004), magnetic lineations and foliations are considered as well defined if the confidence angles E_{12} and E_{23} are less than 25°. For the Guider pluton and its country rocks E_{12} and E_{23} are indeed less than 25° in 61% and 82% of the stations, respectively. The AMS data from the other stations are considered as valid because of their coherence with the better defined fabrics of the surrounding stations. As can be expected, the average confidence angles (E_{12}, E_{23}) are (slightly) smaller in the country-rocks (23°, 14°) that show a strong solid-state fabric, than in the syenite (25°, 19°).

Inline Supplementary Fig. S1 can be found online at http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.07.008.

The anisotropy percentages ($P\% = 100[(K_1/K_3) - 1]$) and the shape parameters ($T = \ln[(K_2/K_3) - \ln(K_1/K_3)]/\ln[(K_2/K_3) + \ln(K_1/K_3)]$; Jelinek, 1978) were calculated for each sampling station and reported in Table 1. Basic magnetic mineralogy, aimed at identifying the minerals responsible for the magnetic susceptibility, has been performed through susceptibilty *versus* temperature measurements, using the CS-2 apparatus of the University of Saint-Etienne (France).

6. Magnetic fabric results

Magnetic susceptibilities (Km) of the syenite and its country rocks range from 0.7 to 69.2 mSI (mean Km = 24.3 mSI) and from 0.6 to 20.5 mSI (mean = 7.3 mSI), respectively. Such high values call for magnetite as the principal magnetic susceptibility contributor. As attested by the strong susceptibility drop at temperatures at ~580 °C, thermo-magnetic measurements of a few representative specimens confirm the dominance of magnetite as being responsible for the bulk susceptibility (Fig. 6a–c).

In the *P*% *vs.* Km diagram, two different trends can be defined (Fig. 7a). The relatively low and constant *P* values of the syenite are consistent with its magmatic texture and contrast with the highly variable *P* values of the orthogneissic country rocks which suffered solid-state deformation. The anisotropy of susceptibility being mostly carried by magnetite, the contrasted *P* values agree with the contrasted shapes of the opaque minerals as observed under the microscope. In the syenite (Fig. 5c) the opaque minerals are close to euhedral with nearly equant shapes while, in the country rocks (Fig. 5f), the opaque minerals commonly form elongate aggregates, justifying anisotropy values that may reach 60%. The shape parameter *T* (Fig. 7b), commonly used to reflect the type of deformation (Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2004), indicates that the Guider pluton yields dominant prolate ellipsoids ($T < 0$ in 67% of the stations; mean $T = -0.11$), the few oblate ones occurring mostly close pluton's contact with the country rocks (Fig. 8). By contrast, the country rocks display dominant oblate ellipsoids ($T > 0$ in 81% of the stations; mean $T = 0.22$).

The magnetic foliations (Fig. 3d) in the country rocks, with their dominant NNE-strikes and steep dips, are consistent with field measurements (Fig. 3a). They contrast with the magnetic foliations in the syenite which, although frequently NW-SE in strike, are more dispersed both in strikes and dips.

The magnetic lineations have various plunges with dominant steep ones (Fig. 3c). In the country rocks, conformably to the subvertical strikes of the foliations, the lineations are mostly NNE in trends. In the syenite, the lineations are moderately SW-plunging in the northern part of the pluton, have shallow N-plunges in the southern half and steep plunges in the centre and western borders of the pluton (Fig. 3c: greyished).

7. Zircon isotope dating

Colourless to light-pink and round-shaped zircon grains were separated from a pink-coloured syenite collected to the north of the Guider pluton (station #40, sample DGT40). U–Th–Pb isotopic data for the zircons were obtained by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) of the Laboratoire Magma et Volcans (Clermont-Ferrand University, France). The analyses involved the ablation of minerals with a Resonetics Resolution M-50 powered by an ultra-short-pulse (<4 ns) ATL Atlex Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (the detailed description is given in Müller et al., 2009). The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICP-MS is reported in Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007).

Data were corrected for U–Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass discrimination (mass bias) by standard bracketing with repeated measurements of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004). Repeated analyses of 91,500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995), treated as unknowns, independently controlled the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER® from Macquarie Research Ltd. (van Achterbergh

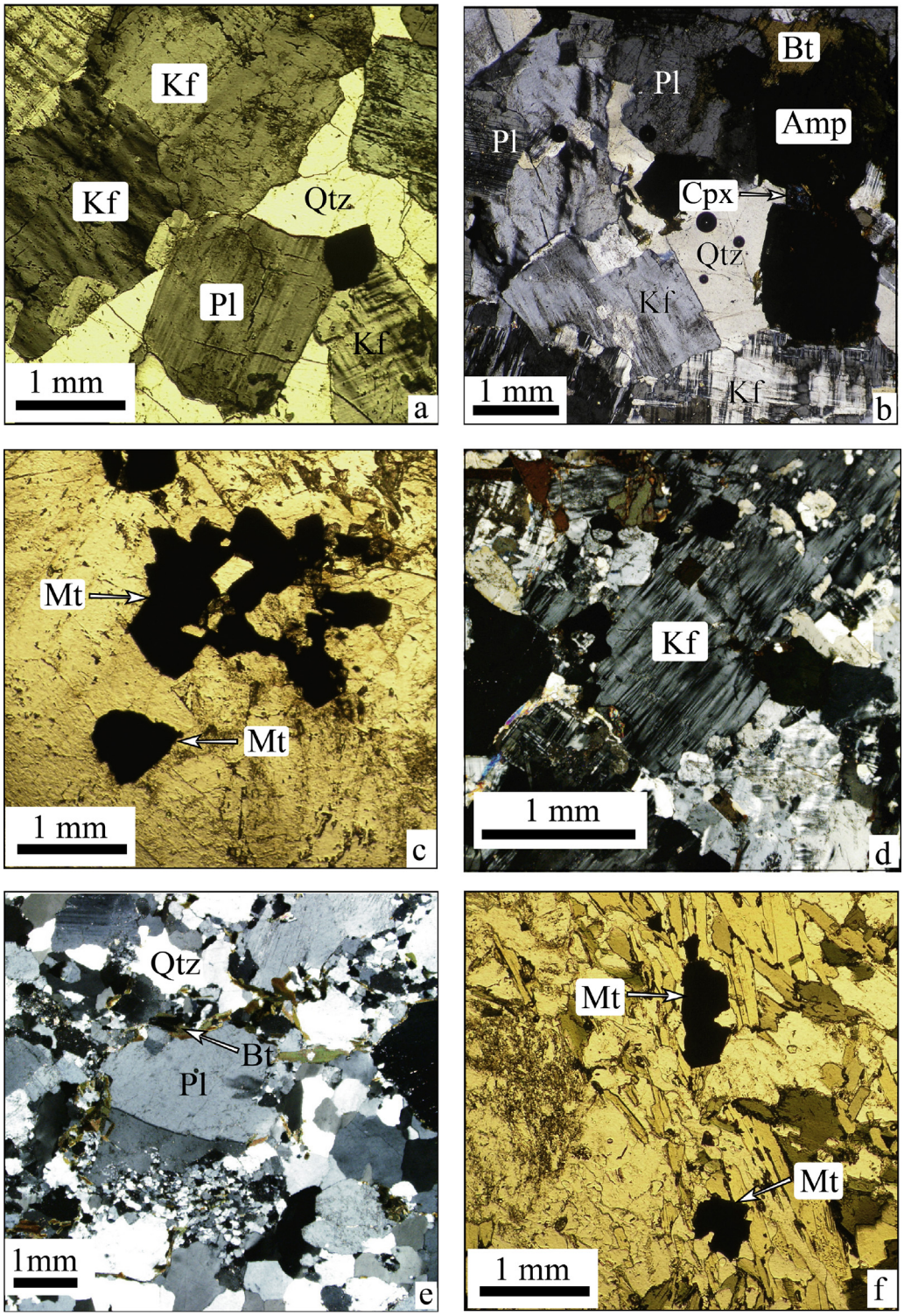


Fig. 5. Micrographs from the Guider syenite and its country rocks: (a and b) magmatic texture of the pink (station 22) and grey (station 20) syenite, (c) typical shape and distribution of the opaque minerals in the Guider syenite, (d) microcline showing incipient solid state deformation in syenite, (e) solid state deformation in a leucocratic layer of the country rock (station 56) and (f) Distribution of the opaque minerals in the orthogneiss (f).

et al., 2001; Jackson et al., 2004). For each analysis, the time resolved signal of single isotopes and isotope ratios was monitored and carefully inspected to verify the presence of perturbations related to inclusions, fractures, mixing of different age domains or common Pb. Calculated ratios were exported and Concordia ages and diagrams were generated using the Isoplot/Ex v. 2.49 software package of Ludwig (2001). The concentrations in U–Th–Pb were calibrated relative to the certified contents of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004).

The U–Pb analytical results are reported in Table 2. In a Concordia U–Pb diagram (Fig. 9), the 28 analyses plot on a line defining a poorly precise upper intercept at 612 ± 16 Ma and a negative

Table 1
Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data for the pluton and its country rock. Km: mean susceptibility. *P*%: anisotropy percentage. *T*: shape parameter. *K*1 Az° and *K*3 Az° are the azimuths of the maximum and minimum principal axes of the AMS ellipsoid, respectively; *K*1 Pl° and *K*3 Pl° are the plunge of the maximum and minimum principal axes of the AMS ellipsoid, respectively.

Site	Lon (°)	Lat (°)	*n*	Km (mSI)	*K*1 Az°	*K*1 Pl°	*K*3 Az°	*K*3 Pl°	*E*12	*E*23	*E*31	*P*%	*L*	*F*	*T*
Country rock															
23	13.92	9.86	4	1.21	1	25	100	19	22	9.5	6.8	4.2	1.2	3	0.10
27	13.91	9.95	5	3.74	9	55	275	3	31.1	29.5	16.3	25.5	10.9	13.1	0.09
30	13.98	9.93	6	11.78	36	19	298	22	35.2	12.8	9.8	15.8	3.4	11.9	0.54
31	13.99	9.92	5	0.75	46	44	281	30	13.5	5.3	3.8	18	4.4	13	0.47
45	13.96	9.97	6	6.71	231	78	105	7	21.2	8.6	6.2	11.5	3	8.3	0.46
46	13.96	9.96	6	4.24	181	68	291	8	20.5	4.3	3.6	13.5	2	11.3	0.68
51	13.94	9.96	5	0.56	170	50	264	3	12.5	12.5	8.9	5.9	4.1	1.8	−0.40
52	13.95	9.96	4	10.30	189	43	74	25	32.7	27.2	15.9	56.6	19.1	31.4	0.22
56	13.96	9.85	11	1.87	33	17	295	23	36.1	17.1	12.2	14.5	3.9	10.2	0.44
57	13.97	9.95	6	4.52	138	79	257	5	10.6	8.6	4.8	12.7	5.3	7	0.14
61	13.97	9.93	6	8.13	184	31	87	12	13.3	13.3	12.2	14.6	13.1	1.3	−0.81
67	13.95	9.98	6	20.49	172	72	76	2	20.6	12	7.7	20	6.4	12.8	0.32
68	13.95	9.99	9	2.08	157	57	252	3	10.6	10.6	6	14.8	7.8	6.5	−0.09
69	13.97	10.00	2	10.42	172	48	272	9	6.7	6.7	3.8	26.3	13.4	11.3	−0.08
72	13.91	9.90	6	19.28	199	34	294	7	40.2	15.3	11.7	25.7	5.3	19.4	0.55
75	13.98	9.90	4	9.08	59	73	325	1	29.8	16.8	11.2	15.4	4.8	10.1	0.34
76	13.98	9.87	6	5.80	303	73	94	15	25	14.4	9.4	23.7	7.3	15.3	0.34
79	13.92	9.97	6	9.63	198	52	102	5	8.7	3.8	2.6	39.7	9.3	27.8	0.47
81	13.92	10.00	6	8.88	194	79	98	1	44.7	9.4	8.1	44	4.6	37.7	0.75
121	13.90	9.93	6	10.44	18	14	110	7	13.2	12.6	6.5	35.3	14.6	18.1	0.10
170	13.96	9.84	6	4.04	359	42	236	31	58.3	39.9	28.9	9.3	3	6.1	0.34
Pluton															
1	13.93	9.95	5	10.2	240	63	32	25	31.4	24.5	14.6	9.1	3.7	5.2	0.17
2	13.93	9.96	6	7.2	17	51	191	39	44.6	44.6	30.7	2.2	1.3	0.9	−0.20
3	13.94	9.95	6	24.9	225	83	31	7	13.7	13.7	7.5	12	6.1	5.6	−0.04
4	13.96	9.94	5	2.9	268	45	14	16	31.4	31.4	18.5	3.7	2	1.7	−0.09
5	13.96	9.93	6	26.3	267	50	59	37	17.4	5.8	4.4	14.6	3.2	11	0.54
6	13.95	9.93	4	26.1	209	48	82	29	16.8	16.8	9.6	6.6	3.6	2.9	−0.10
7	13.94	9.94	5	26.1	88	33	356	4	66	35.1	28.2	4.3	1	3.3	0.53
8	13.95	9.92	6	14.3	34	81	262	6	21	21	18.5	8	6.9	1	−0.73
9	13.93	9.93	12	16.4	64	71	209	16	26.3	26.3	19.2	10.3	7	3	−0.39
19	13.95	9.94	12	25.6	248	34	43	53	28.2	19.5	12	13.3	4.9	8	0.23
20	13.94	9.91	4	34.6	360	70	217	16	7.4	7.4	4.3	9.5	5.3	4	−0.13
21	13.94	9.89	4	29.6	351	52	236	18	15.5	15.5	10.6	10	6.5	3.3	−0.33
22	13.93	9.87	4	38.2	44	4	136	32	14.6	14.6	8.5	12.4	6.7	5.3	−0.12
24	13.94	9.88	4	8.1	25	28	172	58	10.5	10.5	8.1	8	6	1.8	−0.53
25	13.95	9.87	4	49.8	170	13	304	72	17.4	17.4	12	11.2	7.3	3.6	−0.33
26	13.93	9.95	4	21.9	247	61	349	7	55.8	17.7	14.7	5.7	1	4.7	0.65
36	13.94	9.91	6	32.0	327	79	217	4	9	9	4.7	10.1	5	4.9	−0.003
37	13.93	9.90	7	0.7	4	60	190	30	52.3	52.3	45.8	3.4	2.7	0.7	−0.58
39	13.92	9.91	5	1.8	9	68	120	8	46.5	34.6	22.6	8.1	3	4.9	0.23
40	13.94	9.94	4	28.0	228	58	29	31	7.5	7.5	4.9	15.3	9.4	5.4	−0.26
47	13.95	9.95	6	2.2	241	30	57	60	10.2	6.3	3.9	14.8	5.1	9.2	0.27
48	13.96	9.92	5	65.0	61	42	180	28	19.4	19.4	10.9	6.3	3.3	2.9	−0.07
49	13.96	9.92	5	29.9	353	78	200	11	25.4	25.4	17.9	6.4	4.2	2	−0.35
53	13.93	9.95	6	18.8	200	39	29	50	39.3	19.5	13.9	7.1	2.1	5	0.41
54	13.93	9.94	5	29.9	46	7	146	55	22.9	22.9	19.7	9.7	8.1	1.5	−0.68
55	13.93	9.94	6	28.3	219	67	50	22	9.7	9.7	7.6	8.7	6.6	1.9	−0.54
82	13.96	9.90	3	30.7	334	30	162	60	11.6	4.3	3.1	12.4	3	9.1	0.49
83	13.97	9.92	6	27.5	241	36	33	51	10.2	10.2	6.4	20.2	11.7	7.5	−0.21
143	13.96	9.90	4	2.8	286	35	136	51	22.3	22.3	12.8	6.4	3.4	2.9	−0.09
144	13.97	9.89	3	49.7	300	37	76	44	9	9	8.5	14.5	13.5	0.9	−0.87
145	13.95	9.88	6	28.4	8	63	229	21	29.1	16.4	10.9	11.1	3.6	7.2	0.33
146	13.93	9.93	6	12.9	167	82	23	6	12.8	12.8	11.2	16.7	14.3	2.2	−0.72
147	13.92	9.92	6	6.4	38	81	147	3	14.2	14.2	11.2	11.3	8.7	2.4	−0.56
148	13.92	9.87	5	29.6	22	18	259	59	14.8	6.3	4.5	15.5	4.1	10.9	0.44
149	13.92	9.88	5	29.4	356	1	260	83	76.9	17.9	16.7	6	0.4	5.6	0.86
150	13.94	9.87	4	69.2	0	24	108	36	33.3	33.3	23.3	6.6	4.2	2.2	−0.30
151	13.95	9.86	5	33.2	34	8	142	64	39.3	13.3	10.4	14.5	2.9	11.3	0.58
152	13.93	9.90	6	24.7	66	61	288	22	20.2	20.2	18.5	5	4.5	0.5	−0.81
153	13.95	9.91	4	0.7	178	71	324	16	23.6	23.6	12.7	3.1	1.6	1.5	−0.02
154	13.94	9.92	4	27.2	357	61	105	10	8.3	8.3	7.9	9.8	9.2	0.5	−0.89

lower intercept at −215 ± 410 Ma. Although equivalent to the origin within error limits, this negative lower intercept is rather in favour of the occurrence of common Pb into some zircon crystals. Owing to the contrasted decay periods of ^{235}U and ^{238}U, this common Pb slightly moves the analytical points principally towards higher ^{207}Pb/^{235}U ratios and related older ages. To better constrain the crystallization age of these zircons, we considered only the concordant points in the calculation (concordancy > 95%), because they were not significantly affected by common Pb. These 15 concordant analyses yield a Concordia age of 593 ± 4 Ma, which is interpreted as the crystallization age of the zircons during emplacement of the Guider pluton.

Table 2
U–Pb isotopic analysis of zircons from the Guider pluton.

Spot number	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	($\pm 2\sigma$)	$^{206}Pb/^{238}U$	($\pm 2\sigma$)	Rho	Apparent Age
										$^{207}Pb/^{206}Pb$
06140512b	4.6	40	39	1.03	0.795	0.030	0.0963	0.0026	0.70	597
07140512b	23	311	183	1.70	0.730	0.024	0.0882	0.0024	0.81	604
08140512b	2.8	24	26	0.95	0.748	0.043	0.0901	0.0026	0.51	611
09140512b	3.2	34	26	1.30	0.778	0.032	0.0942	0.0026	0.66	599
10140512b	6.1	64	65	0.98	0.668	0.046	0.0783	0.0024	0.44	670
11140512b	7.1	78	56	1.38	0.780	0.029	0.0944	0.0025	0.71	601
12140512b	6.0	63	46	1.37	0.794	0.029	0.0969	0.0026	0.73	583
15140512b	4.3	45	35	1.31	0.799	0.034	0.0947	0.0026	0.65	647
16140512b	2.5	25	21	1.23	0.786	0.042	0.0933	0.0027	0.53	644
17140512b	17	159	134	1.19	0.824	0.025	0.0952	0.0025	0.86	701
20140512b	4.6	55	39	1.40	0.722	0.050	0.0878	0.0027	0.44	588
21140512b	3.4	35	32	1.10	0.719	0.041	0.0855	0.0025	0.50	640
22140512b	3.9	36	32	1.11	0.794	0.032	0.0961	0.0026	0.67	602
25140512b	3.1	31	24	1.31	0.806	0.041	0.0978	0.0027	0.55	595
27140512b	4.2	55	34	1.65	0.738	0.044	0.0891	0.0026	0.49	606
28140512b	5.2	61	40	1.51	0.763	0.031	0.0928	0.0025	0.66	590
29140512b	6.2	92	43	2.13	0.792	0.031	0.0935	0.0025	0.69	653
30140512b	13	151	111	1.37	0.742	0.026	0.0884	0.0023	0.76	634
31140512b	2.2	22	17	1.26	0.801	0.041	0.0975	0.0027	0.55	590
32140512b	2.6	29	20	1.43	0.810	0.042	0.0971	0.0027	0.54	623
35140512b	8.0	104	58	1.80	0.804	0.028	0.0972	0.0026	0.75	604
36140512b	5.6	70	43	1.61	0.793	0.032	0.0940	0.0025	0.66	646
37140512b	9.9	117	74	1.59	0.802	0.033	0.0975	0.0026	0.66	591
38140512b	7.5	112	52	2.13	0.772	0.027	0.0929	0.0024	0.73	614
39140512b	11	99	97	1.01	0.803	0.029	0.0966	0.0025	0.74	614
40140512b	8.7	104	62	1.67	0.808	0.029	0.0971	0.0025	0.73	614
41140512b	2.7	26	22	1.18	0.800	0.039	0.0969	0.0027	0.56	599
42140512b	16	265	98	2.70	0.808	0.026	0.0972	0.0025	0.79	612

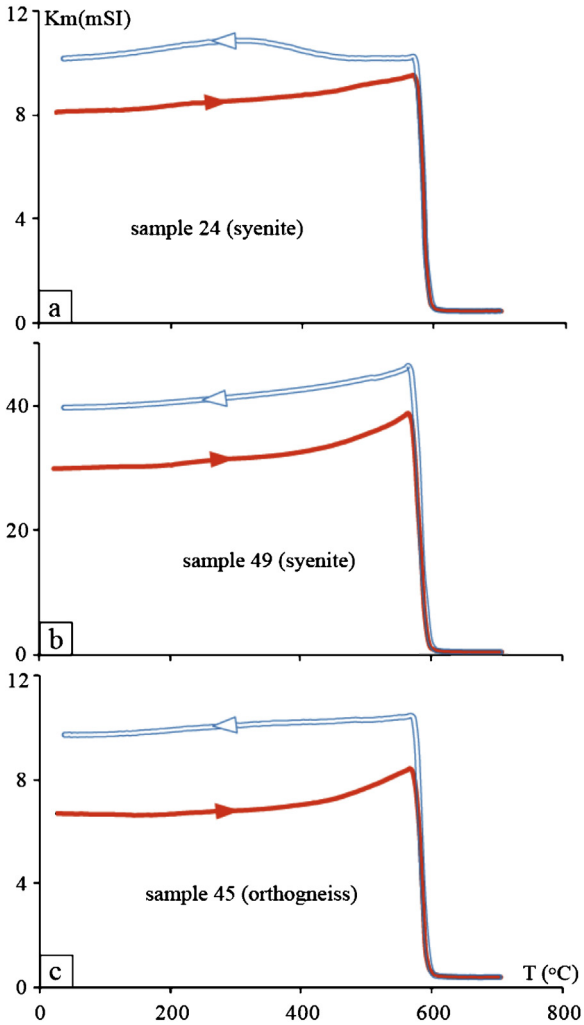


Fig. 6. Thermomagnetic curves illustrating the dominance of magnetite in the Guider syenite (a and b) and its country rocks (c).

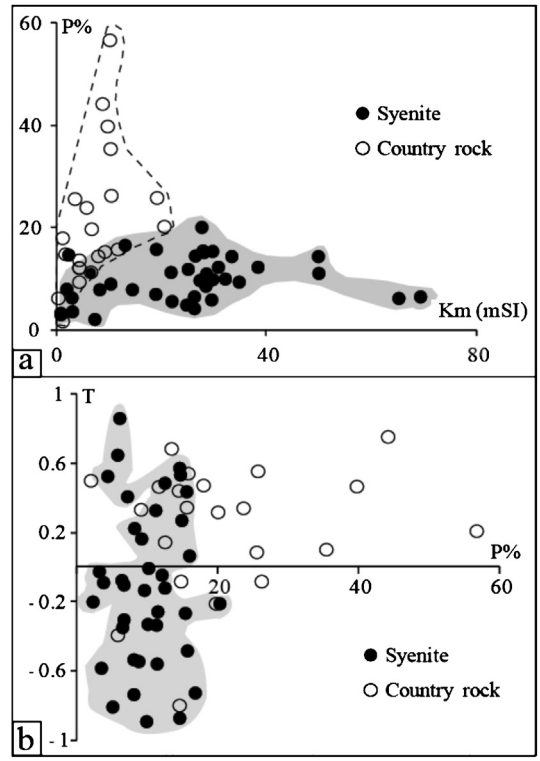


Fig. 7. Magnetic parameter plots in the Guider syenite and its country rock: (a) anisotropy percentage (*P%*) *versus* bulk susceptibility (Km) and (b) shape parameter (T) *versus* anisotropy percentage.

8. Discussion and conclusion

8.1. Emplacement of the Guider pluton

The data collected both from the field and the laboratory show contrasted microstructures and structural patterns between the country rocks and the syenite. They call for a late emplacement of the Guider pluton with respect to the regional dextral transpression.

The country rocks, characterized by kilometres of NNE-subvertical foliations on both the eastern and western sides of the Guider pluton, and by steeply to moderately plunging lineations coeval with mostly dextral shear features when observed in horizontal sections, agree with a dextral transpressive shearing (Tikoff and Greene, 1997). The dominantly oblate shapes obtained from the magnetic fabrics in the country rocks (Fig. 7b) as well as the variously plunging lineations and the double-boudinaged layers (both in horizontal and vertical sections) observed in the outcrops of the Mayo-Louti river (Fig. 2a), confirm the strong flattening undergone by these rocks during shearing, conformably to the analysis of Sanderson and Marchini (1984).

In the syenite, a large fraction of the sites (45%) have lineation plunges larger than 55° and foliation dips larger than 59°. These "steep" sites are confined in the western and central portions of the pluton (greyished in Fig. 3c), suggesting a local rooting of the body (Vigneresse and Bouchez, 1997; Bolle et al., 2010). The steep lineation/foliation domain is surrounded in map view by shallower structures that tend to display plunges and dips towards the root-zone (mean lineation plunges: 30°; mean foliation dips: 45°).

Although an incipent solid-state deformation is attested by the microstructures in quartz and microcline (Fig. 5d), a dominant magmatic deformation in the syenite is ascertained by the concordance between the magnetic fabric of the mafic enclaves and the hosting syenite, as observed in stations #19 and #37 (Table 1), and also by the structural patterns that are more dispersed in the syenite than in the country rocks as examplified in the diagrams of Fig. 3c and d.

However, some deformation is shared by the syenite body (in the magmatic state) and its country rocks (in the solid state). This is strongly suggested by: (1) the NNE- to NS- directed lineations, particularly to the south of the syenite, that are close to those measured in the country rocks, as also attested by the corresponding stereoplot (Fig. 3c); and (2) the tendency of the northern and southern peripheral parts of the syenite body, to display flatter shape parameters (average $T = 0.02$) than the prolate ones from the possible root zone (average $T = -0.26$); this observation suggests that the syenite was partly dragged, at least at its periphery, along with the deforming country rocks, a mechanism likely responsible for the elongate shape of the pluton. In addition, the arch-shaped to folded syenite dykes observed near to the pluton (Fig. 2f: northeast of Guider) also calls for an emplacement of the syenite body before the end of deformation in the host rocks.

The emplacement of the country rocks have been dated in the Poli area (south of NW-Cameroon domain) at 633 Ma ± 3 by Toteu et al. (1987) and the thermal event that affected the country rocks is dated at 612 ± 1 Ma (U–Pb zircon) in the Badjouma metadiorite located ~80 km south of Guider and belonging to the same lithotectonic group (Penaye et al., 2006). A similar age of 618 ± 6 Ma (U–Pb zircon, Moussa, 2011) was obtained on the Figuil syntectonic

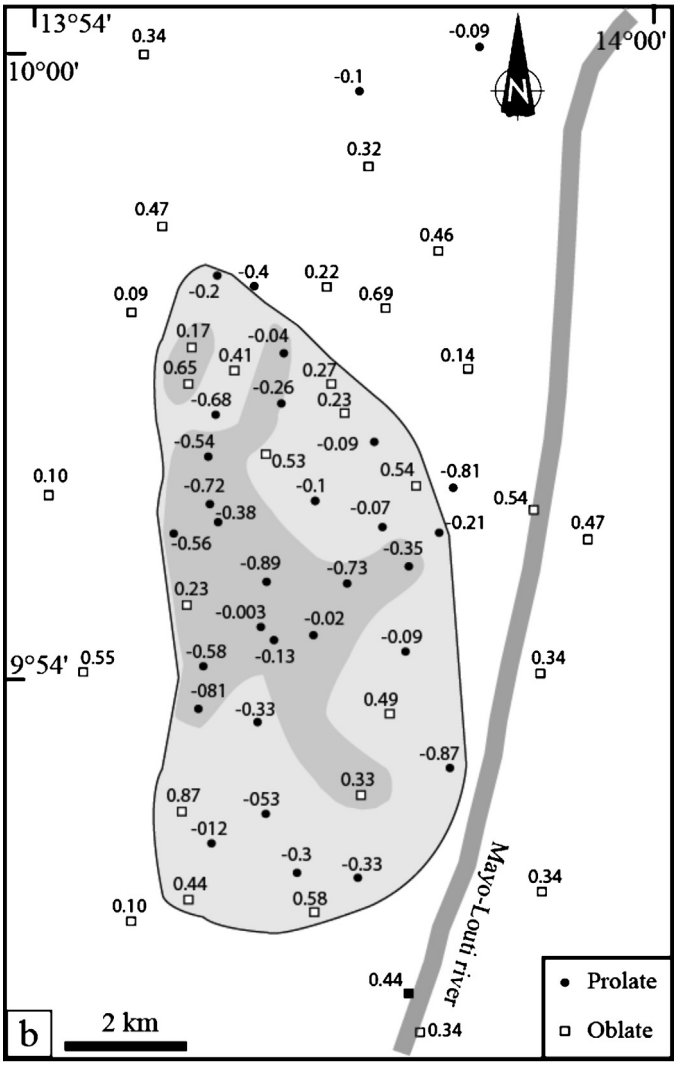


Fig. 8. Distribution of the shape parameter (T) in the Guider syenite and its country rocks.

tonalite ~10 km east of Guider. The two latter authors have interpreted the youngest ages of this set as dating the beginning of the regional deformation that marks the collision between the Mayo-Kébbi domain and the NW-Cameroon domain. We therefore interpret the 612 ± 16 Ma upper intercept age of the Guider syenite (Fig. 9) as due to an inheritance from the country rocks, and conclude to a late-tectonic emplacement of this pluton at 593 ± 4 Ma.

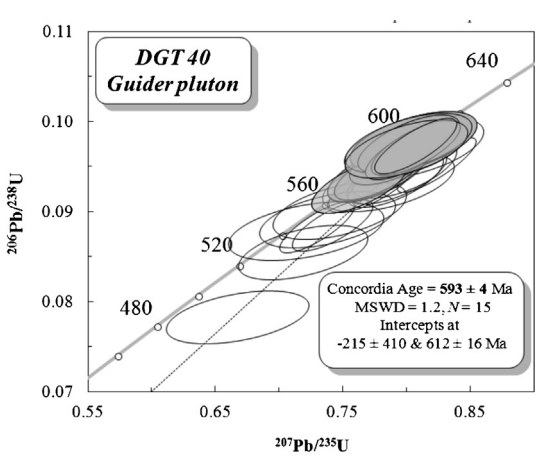


Fig. 9. Concordia diagram for sample DGT40 of the Guider syenite (data point error ellipses are 2).

8.2. The Guider syenite in the Central African Fold Belt

In Cameroon, late- to post-collisional plutons occur exclusively in the Adamawa-Yadé and NW-Cameroon domains (Toteu et al., 2001, 2004; Ngako et al., 2008; Van Schmus et al., 2008). They are dominantly highly potassic and calc-alkaline, and consist of granites, diorites, gabbros and syenites. Numerous U–Pb zircon dates close to 580 Ma, considered as emplacement ages, have been obtained from these plutons (Toteu et al., 1987, 2001; Kwekam, 1993; Talla, 1995; Nguiessi-Tchankam et al., 1997). Older U–Pb zircon ages between 621 and 613 Ma, obtained from the calc-alkaline and potassic Fomopea pluton (southwest of the Adamawa-Yadé domain), were attributed to a thrusting event followed by a N-S sinistral transcurrent event (Kwekam et al., 2010; Njanko et al., 2010). The post-collisional granitoids from this Adamawa-Yadé block appear to have a mixed origin (Tagné-Kamga, 2003; Djouka-Fonkwé et al., 2008; Kwekam et al., 2010) or to originate from a recycled crust (Nzolang et al., 2003; Penaye et al., 2004; Nzolang, 2005; Kwékam, 2005; Tchameni et al., 2006). In the NW-Cameroon domain, no isotopic data are available for this generation of granitoids. However, as established by Toteu et al. (2001), the older granitoids of this geological domain derive mainly from a juvenile crust, while the coeval granitoids of the Adamawa-Yadé domain were generated mostly by remelting of Paleoproterozoic crust.

In eastern Nigeria, western extension of the Central African Fold Belt (Ferré et al., 2002; Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008), late- to post-collisional granitoids are mostly hornblende-biotite-bearing and intrude migmatites and biotite-muscovite granites. The hornblende-biotite granites display chemical features of ferro-potassic trans-alkaline affinity and derive from lower to mid-Proterozoic hornblende-granodiorites (Ferré et al., 1998) which were emplaced between 600 and 580 Ma then exhumed in transpressive dextral N-S strike-slip settings (Dada et al., 1989; Ferré et al., 1998, 2002). In the Mayo-Kébbi domain (SW-Chad) two types of post-collisionnal granitoids were identified: potassic calc-alkaline (Pouclet et al., 2006) and alkaline (Moussa et al., 2012). The alkaline type, with a mantle signature, was subjected to extreme fractional crystallization, while the calc-alkaline plutons are considered as derived from partial melting of the lower crust. Both types intrude the metasediments and metavolcanics at about 570 Ma (U/Pb zircon, Penaye et al., 2006; Moussa et al., 2012).

Given these informations concerning NW-Cameroon and adjacent areas, the plutonism of Guider appears to be close in age to that of East-Nigeria, and also intimately related to the transpressive shear zones that followed the main thicknening event which ended at ~620 Ma (Toteu et al., 2006b). In Cameroon and W-Tchad, the lack of structural studies in plutons (AMS, microstructures) makes unclear the distinction between late-tectonic, and post-tectonic or post-collisional plutons. The end of the transpressive *collage* that took place, first between the Adamawa-Yadé and Mayo-Kébbi domains then with the NW-Cameroon domain, is considered to be younger than 600 Ma on the basis of pluton ages supposed to be post-tectonic (Penaye et al., 2006; Pouclet et al., 2006; Moussa, 2011). Our results specify that the end of the transpression against the domain of NW-Cameroon took place after 593 Ma.

Sinistral and dextral shear events are commonly described in the Pan-African domains of Cameroon. Ngako et al. (2008) proposed that the sinistral ones are older than the dextral ones. A few tens of kilometres to the west of Guider these authors describe sinistral

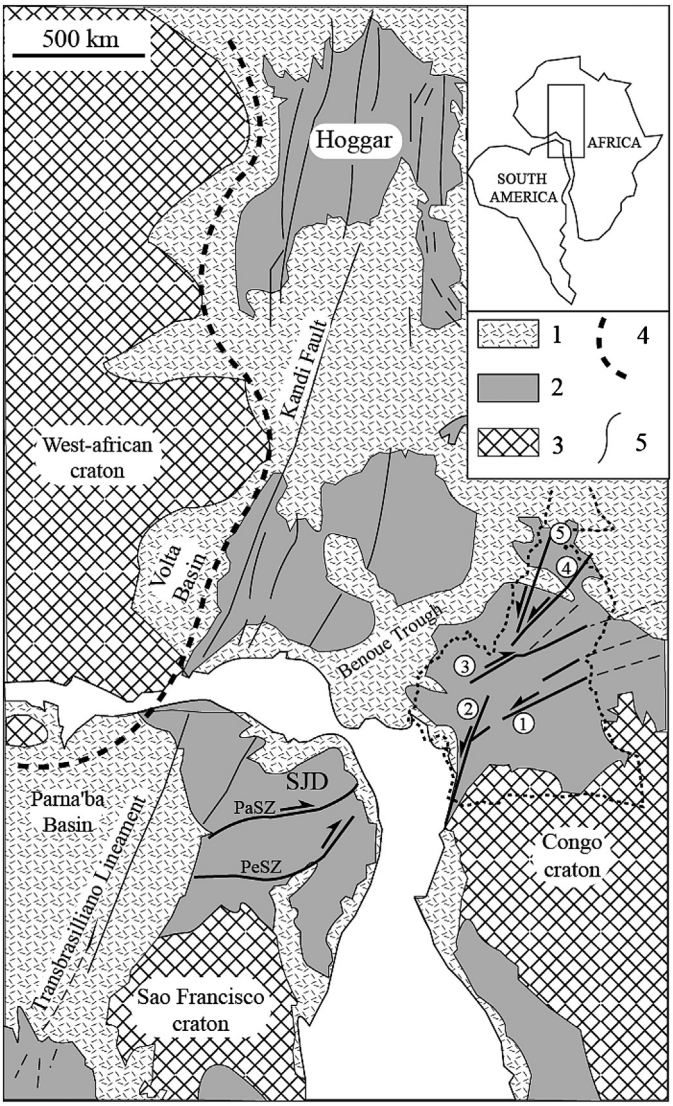


Fig. 10. Neoproterozoic vertical shear zone in Pre-Mesozoic fit between the northern Borborema Province (NE-Brazil) and Cameroon (*after* Caby, 1989, modified): (1) Post-Braziliano-Pan-African sediments; (2) Braziliano-Pan-African belt; (3) Cratons; (4) Suture zone; (5) Shear zones: PaSZ: Patos; PeSZ: Pernambuco; (1): Sanaga fault (*after* Ngako *et al.*, 2008); (2): Rocher du Loup shear zone (*after* Toteu *et al.*, 1994); (3): Central Cameroon shear zone (*after* Ngako *et al.*, 2003); (4): Tcholliré-Banyo shear zone (*after* Toteu *et al.*, 2004); (5): Godé Gormaya shear zone (*after* Ngako *et al.*, 2008).

shear zones, among which the Godé-Gormaya Shear Zone (GGSZ), ~N-S in trends, *i.e.* almost parallel to "our" dextral and transpressive shear zone. According to these authors "associations of steep plunging and NS-subhorizontal lineations" also call for a transpressive regime for the GGSZ. The latter has not been dated, but according to the same authors, it could correlate with the Rocher-du-Loup Shear Zone (RLSZ) of south Cameroon, itself associated with a synkinematic nephelinite syenite dated at ~590 Ma (Toteu et al., 1994).

If we accept such a correlation, the proposed emplacement age of the Guider pluton which took place by the end of the deformation of its country rocks, would indicate that, at ~590 Ma, both sinistral and dextral shear zones were acting together. Were these sinistral and dextral shear zones coeval in NW-Cameroon? Or, are we sure of the dextral (sinistral) horizontal component of shear in these transpressive shear zone? These questions remain unsolved.

8.3. Link with the Brasiliano orogen

Recent works of pre-drift reconstruction between South America and West Africa (*e.g.*, De Witt et al., 2008; Guimarães et al., 2004; Aslanian et al., 2009; Moulin et al., 2010; Archanjo et al., 2013), represent E-Nigeria and NW-Cameroon domains matching with the Seridó–Jaguaribe domain (Borborema Province), itself bordered to the south by the Patos shear zone (Fig. 10). Patos shear zone is one of the main E-trending dextral shear zone in NE-Brazil that is accepted to correlate with the Central Cameroon Shear Zone (CCSZ) also called Adamawa Fault Zone (Caby, 1989; Souza et al., 2006). We are tempted to correlate our alkaline plutonism with the Seridó–Jaguaribe domain which shares abundant high-K calc-alkaline to shoshonitic plutons intruding their Paleo-Proterozoic basement (Souza et al., 2008; Hollanda et al., 2011). The emplacement of most of these plutons was related to the Patos shear zone *sensu lato* (Vauchez et al., 1995; Vauchez and Neves, 1997; Archanjo et al., 2002; Archanjo and Fetter, 2004). However, based on structural features, AMS and geochronological data, Archanjo et al. (2008, 2013) distinguishes two generations of plutons: (i) in the first one emplacements took place around 590 Ma, *i.e.*, before the dextral transpressive event; (ii) the second generation, with younger ages, 575–565 Ma, is coeval to the transpressive event. We are tempted to correlate the Guider pluton (~593 Ma) with the first generation of plutons of the Seridó–Jaguaribe domain. However, more geological data, including structural maping and detailed vorticity and shear sense studies, are needed in NW-Cameroon in order to confidently correlate the geological features of NW-Cameroon domain with those of NE-Brazil.

Acknowledgments

This manuscript is a part of the Ph.D. of the first author co-supervised between the Universities of Ngaoundéré (Cameroon) and Toulouse (France). The authors thank the AUF (Agence Universitaire de la Francophonie), the Embassy of France in Cameroon and the Cameroon Ministry of Higher Education for scholarships and financial supports. Dr. Jérome Bascou (Saint-Etienne University) is thanked for helping us with K *vs.* T measurements, and Fabienne de Parseval, Jean-François Mena, and Ludovic Menjot for thin sections preparation. We are grateful to Alain Vauchez (Montpellier University) and an anonymous reviewer for providing constructive comments which improved the original manuscript. We also thank Professor Anne Nédélec for suggestions that improved the manuscript.

References

Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J.L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I., Labails, C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints. Tectonophysics (Special Issue: Role of Magmatism) 468, 98–112.

Archanjo, C.J., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). Tectonics 21 (1.), http://dx.doi.org/10.1029/2000TC001269.

Archanjo, C.J., Fetter, A.H., 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brasiliano orogen, Northeastern Brazil). Precambrian Research 135, 193–215.

Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. Journal of Structural Geology 30, 310–326.

Archanjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. Gondwana Research 23, 701–714.

Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear Zone. Journal of Structural Geology 1, 31–42.

Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Science Reviews 42, 49–93.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martíín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), Magnetic Fabric, Methods and Applications: Geological Society Special Publication, 238, pp. 299–360.

Bolle, O., Besse, M., Diot, H., 2010. Magma flow and feeder chamber location inferred from magnetic fabrics in jotunitic dykes (Rogaland anorthosite province, SW Norway). Tectonophysics 493, 42–57.

Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T., Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). Tectonophysics 184, 157–171.

Bouyo Houketchang, M., Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J., Van Schmus, W.R., 2009. U–Pb and Sm–Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. Journal of African Earth Sciences 54, 144–154.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin–Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. Geological Society of America. Special Paper 230, 145–150.

Dada, S.S., Lancelot, J.R., Briqueu, L., 1989. Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U–Pb and Rb–Sr evidence. Journal of African Earth Sciences 9, 227–234.

De Witt, M., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana controll, less Tran-Atlantic corruption. Geological Society of London. Special Publication 294, 399–412, http://dx.doi.org/10.1144/SP294.20.

Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.P., Nzolang, C., 2008. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. Journal of African Earth Sciences 50, 148–167.

Dumont, J.F., Toteu, F., Penaye, J., 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformation panafricaines dans la zone mobile du nord Cameroun, Région de Poli. Revue des Sciences et Techniques. Série Sciences de la Terre. Yaoundé 1, 9–23.

Dumort, J.C., Peronne, Y., 1966. Notice explicative sur la feuille Maroua. Direction des Mines et de la Géologie, Yaoundé, 48 p. 1 carte géologique de reconnaissance au 1/500,000.

Ferré, E.C., Gleizes, G., Caby, R., 2002. Tectonics and post-collisional granite emplacement in an obliquely convergent orogen: the Trans-Saharan belt. Eastern Nigeria Precambrian Research 114, 199–219.

Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P., 1998. Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. Lithos 45, 255–279.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. Precambrian Research 135, 23–53.

Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Liu, D., Armstrong, R., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province NE-Brazil. Journal of South American Earth Sciences 32, 287–300.

Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. Physics Earth Planetary Interiors 77, 237–249.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 47–69.

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. Studia Geophysica Geodaetica 22, 50–62.

Kwekam, M., 1993. Le massif plutonique calco-alcalin panafricain de Fomopéa (Ouest Cameroun): cadre structural, pétrologie, géochimie, interprétation géodynamique. University of Yaoundé I, pp. 155, Ph.D. Thesis.

Kwékam, M., 2005. Genèse et évolution des granitoïdes calco-alcalins au cours de la tectonique panafricaine: le cas des massifs syn- à tardi-tectoniques de l'Ouest Cameroun (régions de Dschang et de Kékem). Doctorate of the University of Yaoundé, pp. 201.

Kwekam, M., Liégeois, J.P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F., 2010. Nature, origin and significance of the Pan-African high-K calc-alkaline Fomopea plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). Journal of African Earth Sciences 57, 79–95.

Ludwig, K.R., 2001. User's manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, vol. 1a. Berkeley Geochronology Center Special Publication, pp. 55.

MacDonald, G.A., Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology 5, 82–133.

Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the history of the South Atlantic Ocean. Earth-Science Review 98, 1–37.

Moussa, I., André-Mayer, A.S., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Deloule, E., 2012. A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr–Nd isotopes and U–Pb geochronology. Lithos 153, 39–52.

Moussa, I., 2011. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque: exemple du domaine panafricain du Mayo-Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. University Henri Poincaré, Nancy, France, pp. 339, Ph.D. Thesis.

Müller, W., Shelley, M., Miller, P., Broude, S., 2009. Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. Journal Analytical Atomic Spectrometry 24, 209–214.

Nédélec, A., Bouchez, J.L., 2011. Pétrologie des granites. Vuibert and Société géologique de France Editors, pp. 306.

Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. Journal of African Earth Sciences 36, 207–214.

Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. Gondwana Research 14, 509–522.

Ngako, V., Njonfang, E., 2011. Plates amalgamation and plate destruction, the Western Gondwana history. In: Closson, D. (Ed.), Tectonics. INTECH, UK, p. 358.

Nguiessi-Tchankam, Cl., Nzenti, J.P., Nsifa, E.N., Tempier, P., Tchoua, F., 1997. A calc-alkaline magmatic complex from Bandja in the north-equatorial fold belt: a synkinematic emplacement of plutonic rocks in a sinistral strike-slip shear zone from Pan-African age. Comptes Rendus Académie Sciences Paris 325, 95–101.

Njanko, T., Nédélec, A., Kwékam, M., Siqueira, R., Esteban, L., 2010. Emplacement and deformation of the Fomopéa pluton: implication for the Pan-African history of Western Cameroon. Journal of Structural Geology 32, 306–320.

Nzenti, J.P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., Njell, O.U., 1992. Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun:. Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, série II 315, 209–215.

Nzolang, C., 2005. Crustal evolution of the Precambrian basement in west Cameroon: inference from geochemistry, Sr–Nd isotopes and experimental investigation of some granitoids and metamorphic rocks. Niigata University, Japan, pp. 207, Ph.D. Thesis.

Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr–Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. Polar Geoscience 16, 196–226.

Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution U–Th–Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. Chemical Geology 240, 222–237.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics. Springer, Berlin, pp. 298.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology 11, 349–363.

Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.C., 2006. Evolution of the Mayo-Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. Journal of African Earth Sciences 44, 530–542.

Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African belt in Cameroon. Journal of African Earth Sciences 39, 159–164.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J.-C., Vicat, J.P., Tchameni, R., 2006. Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. Journal of African Earth Sciences 44, 543–560.

Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology 6, 449–458.

Pueyo, E.L., Román, M.T., Bouchez, J.L., Casas, A.M., Larrasoaña, J.C., 2004. Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. In: Martin-Hernandez, F., Lünerburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), Magnetic Fabric: Methods and Applications, 238. Geological Society, London, pp. 395–420, Special Publications.

Souza, Z.S., Montel, J.M., Costa Giola, S.M.L., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sà, E.F.J., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.-M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. Gondwana Research 9, 441–455.

Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., 2008. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). Journal of Petrology 48, 2149–2185.

Tagné-Kamga, G., 2003. Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, West Central Africa): a case of late collisional ferro-potassic magmatism. Journal of African Earth Sciences 36, 149–171.

Talla, V., 1995. Le massif granitique panafricain de Batié (Ouest Cameroun): Pétrologie-Pétrostructurale-Géochimie. University Yaoundé I, pp. 144, Ph.D. Thesis.

Tauxe, L., 2002. The PMAG software package. Online documentation for use with paleo-magnetic principles, http://sorcerer.ucsd.edu/html/onlinedocumentation.pdf.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central Cameroon: implications for their sources and geological setting. Journal of African Earth Sciences 44, 511–529.

Tiepolo, M., 2003. In-situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. Chemical Geology 141, 1–19.

Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Structural Geology 19, 29–39.

Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G., 1987. U–Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central Africa. Precambrian Research 37, 71–87.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. Precambrian Research 67, 321–347.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan-African history of central Africa. Precambrian Research 108, 45–73.

Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt of Central Africa with special reference to Cameroon. Canadian Journal of Earth Sciences 41, 73–85.

Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006a. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde Series (Cameroon). Journal of African Earth Sciences 44, 428–442.

Toteu, S.F., Yongue Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounte, J., Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006b. U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. Journal of African Earth Sciences 44, 479–493.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region, 294. Geological Society, London, pp. 69–99, Special Publication.

van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), Laser Ablation-ICPMS in the Earth Science, 29. Mineralogical Association, Canada, pp. 239–243.

Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M.E., Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V.E., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences 8, 247–266.

Vauchez, A., Neves, S.P., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: Bouchez, J.L., et, al. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Boston, pp. 275–293.

Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences 5, 2.

Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). Journal of Petrology 38, 1767–1776.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter 19, 1–23.

ABSTRACT

This manuscript focuses on the petrological, structural (field structures, micro-structures and magnetic fabrics), and geochronological (U-Pb/zircon) exploration of the Guider and Bossoum-Pologozom pluton, and their orthogneissic and granitic country rocks, located in the northern domain of the Central African Fold Belt (CAFB) in Cameroon. Finally, the geodynamic implications of these plutons at the scale of the CAFB and the link with the Borborema Province in Brazil are examined.

In the Guider pluton, intrusive in an orthogneissic basement, we have identified three rock-types: quartz diorite, gray quartz-syenite and pink quartz-syenite. Geochemical analyses show that these tock-types are transalkaline, metaluminous to peraluminous, and magnesian to ferroan. These formations are thought to result from a large partial melting (20-40%) of a basaltic source with fractional crystallization such as magmatic sedimentation, crustal assimilation and metasomatism. In the Bossoum-Pologozom pluton, we identified two types of ferro-potassic and metaluminous magma, *i.e.*, a melanocratic syenite and a syenogranite deriving from a granodioritic magma by fractional crystallization with formation of cumulate attributed to filter-pressing. Magnetic data show that the Guider Pluton is essentially ferromagnetic, and that Bossoum Pologozom Pluton is ferromagnetic (~82%) and locally paramagnetic (18%).

The Guider pluton was emplaced around 593 Ma, ~ 20 Ma younger than the onset of gneissification of the country-rocks, themselves mainly made of deformed granodiorites, diorites and tonalite, and emplaced at *ca*. 632 Ma. The structural markers indicate that the country rocks have been affected by shear deformation characterized by a dominant pure shear, causing a subvertical foliation with N-S to NNE-SSW direction. The shear component, at least in the places that we explored, is dextral. Microstructures and magnetic fabrics of the Guider Pluton suggest that its emplacement took place before the end of this transpressive deformation of the country rocks.

The Bossoum Pologozom pluton was emplaced around 566 Ma ago, against an orthogneissic formation (poorly studied) to the west, and within syntectonic granites consisting of coarse grain to fine grain granite to the east. The syntectonic granites, marked by NNE-SSW subvertical magnetic foliation oriented and magnetic linéations shallowly plunging to the SSW, are coeval with a shear episode that post-dates the previous transpressive episode and causes a foliation having approximately the same direction. The sense shear of this second transpressive event remains unclear. The internal structures of the pluton, in apparent continuity with the structures of its host rocks, suggest that this pluton is syn- to late-tectonic with respect to the deformation of its country rocks.

These results argue that, between 612 and 566 Ma, the crust in the study area has been affected by two transpressive deformation events: the first one started around 612 Ma and ended after 593 Ma; the second took place between 574 and 566 Ma. The sense (or the successive senses) of shear during the latter transpression remains uncertain.

This regional transpression results from the collision between the Mayo-Kébbi domain and the North-Cameroun domain whose collage was likely completed after the emplacement of the Bossoum-Pologozom pluton at *ca*. 566 Ma. This study suggests that: (1) the trans-alkaline magmatism of the Bossoum-Pologozom pluton is similar and contemporaneous to those of some plutons of the East-Nigeria and Seridó-Jaguaribe domains of the brazilian Nordeste; (2) the second transpressive event of the area under study is contemporaneous to the Patos transpressive shear zone of North-East Brazil.

Keywords: Panafrican fold belt, North-Cameroon, Guider pluton, Bossoum-Pologozom pluton, trans-alkaline magmatism, transpression, U-Pb dating, geodynamic.

RÉSUMÉ

Ce manuscrit porte sur l'exploration pétrologique, structurale (structures de terrain, microstructures, fabriques magnétiques) et géochronologique (U/Pb sur zircon) des plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom, ainsi que de leurs encaissants orthogneissique et granitique, situés au Nord de la chaîne panafricaine d'Afrique centrale (CPAC) au Cameroun. Ce mémoire traite enfin de l'implication géodynamique de ces plutons à l'échelle de la CPAC, et du lien géologique entre cet ensemble et la province de Borborema au Brésil.

Dans le pluton de Guider, intrusif dans des orthogneiss, nous avons identifié trois faciès : la diorite quartzifère, la syénite quartzifère grise et la syénite quartzifère rose. Les analyses géochimiques montrent que ces faciès sont tous de nature transalcaline avec des caractères variés (méta-alumineux à hyper-alumineux, et magnésiens à ferrifères). Le magma parent serait issu d'une large fusion partielle (20-40%) d'une source basaltique, et les différents faciès résulteraient de processus de cristallisation fractionnée avec sédimentation magmatique, assimilation crustale et métasomatisme. Dans le pluton de Bossoum-Pologozom, nous avons identifié deux faciès de nature ferro-potassique et métalumineuse. Il s'agit de syénite mésocrate et de syénogranite issues d'un magma granodioritique par cristallisation fractionnée avec accumulation des minéraux précoces par un processus de type filtre-presse. Les données magnétiques montrent que le pluton de Guider est essentiellement ferromagnétique, et que le pluton de Bossoum-Pologozom est ferromagnétique (82%) avec localement des sites paramagnétiques (18%).

Le pluton de Guider s'est mis en place vers 593 Ma, environ 20 Ma après le début de l'orthognessification de son encaissant principalement constitué de diorite, de granodiorite et de tonalite déformées, et mises en place vers 632 Ma. Les marqueurs structuraux indiquent que l'encaissant a subi une déformation à cisaillement pur dominant, responsable d'une foliation subverticale et de direction N-S à NNE-SSW. La composante de cisaillement, au moins dans les lieux que nous avons explorés, est dextre. Les microstructures et les fabriques magnétiques du pluton de Guider suggèrent que sa mise en place a eu lieu avant la fin de cette déformation transpressive de l'encaissant.

Le Pluton Bossoum-Pologozom s'est mis en place vers 566 Ma, au contact d'une formation orthogneissique (peu explorée) située à l'Ouest, et au sein de granites syntectoniques s'étendant à l'Est et composés de granites à gros grain et à grain fin. L'installation de ces granites syntectoniques, caractérisés par une foliation magnétique sub-verticale orientée et des linéations magnétiques faiblement inclinées vers le SSW, est synchrone d'un épisode cisaillant, postérieur à l'épisode transpressif dextre sus-cité. Le sens de cisaillement de ce second épisode de transpression reste mal défini. Les structures internes du PBP, en apparente continuité avec celles de ses encaissants, suggèrent que ce pluton est syn- à tardi-tectonique de la déformation de ses encaissants.

Ces résultats montrent qu'entre 612 et 566 Ma, la croûte du secteur de Guider a subi une déformation transpressive avec deux épisodes cinématiques: le premier débute autour de 612 Ma et s'achève après 593 Ma ; le second se déroule entre 574 et 566 Ma. Le sens (ou les sens successifs) de cette transpression régionale reste(nt) incertain(s).

Cette transpression régionale est la conséquence de la collision entre les domaines Mayo-Kébbi et Nord-Ouest Cameroun dont le collage se serait achevé après la mise en place du pluton de Bossoum-Pologozom autour de 566 Ma. Ces travaux suggèrent (1) que le magmatisme transalcalin du pluton de Bossoum-Pologozom est semblable et contemporain de ceux de certains plutons de l'Est du Nigéria et du domaine Seridó-Jaguaribe du Nordeste brésilien, et (2) que le second épisode de transpression du secteur de Guider est contemporain des grands cisaillements transpressifs de Patos, situés au Nord-Est du Brésil.

Mots-clés : Chaîne panafricaine, Nord-Cameroun, pluton de Guider, pluton de Bossoum-Pologozom, magmatisme transalcalin, transpression, âges U-Pb, géodynamique.