



HAL
open science

La zone de cisaillement de Kandi et le magmatisme associé dans la région de Savalou-Dassa (Bénin) : étude structurale, pétrologique et géochronologique

Luc Adissin Glodji

► **To cite this version:**

Luc Adissin Glodji. La zone de cisaillement de Kandi et le magmatisme associé dans la région de Savalou-Dassa (Bénin) : étude structurale, pétrologique et géochronologique. Sciences de la Terre. Université Jean Monnet - Saint-Etienne; Université d'Abomey-Calavi (Bénin), 2012. Français. NNT : 2012STET4001 . tel-00951647

HAL Id: tel-00951647

<https://theses.hal.science/tel-00951647>

Submitted on 25 Feb 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.



Rhône-Alpes Région

Thèse

présentée

devant l'Université Jean Monnet Saint-Etienne et l'Université d'Abomey-Calavi

en vue de l'obtention du

Doctorat unique des Universités Jean Monnet Saint-Etienne et d'Abomey-Calavi

Spécialité : Sciences de la Terre

par

Cossi Luc ADISSIN GLODJI

**La zone de cisaillement de Kandi et le magmatisme associé
dans la région de Savalou-Dassa (Bénin): étude structurale,
pétrologique et géochronologique**

Soutenue le 19 décembre 2012 à Saint-Etienne devant la commission d'examen :

S. GUILLOT	Rapporteur	Directeur de recherches CNRS, Université de Grenoble
M. LOMPO	Rapporteur	Professeur, Université de Ouagadougou
J.-F. MOYEN	Examineur	Professeur, Université de Saint-Etienne
G. MARTINOTTI	Examineur	Professeur, Université de Turin
A. VAUCHEZ	Examineur	Maître de conférences, Université de Montpellier
R.-P. MÉNOT	Directeur de thèse	Professeur, Université de Saint-Etienne
S. YESSOUFOU	Co-encadrant	Maître-Assistant, Université d'Abomey-Calavi
J. BASCOU	Co-encadrant	Maître de conférences, Université de Saint-Etienne

Avant-propos

L'occasion m'est donnée, à la fin de la rédaction de ce manuscrit de thèse, de rendre hommage à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à ce travail.

Je voudrais particulièrement remercier les instigateurs de l'étude de la zone de cisaillement de Kandi au Bénin, René-Pierre Ménot, Soulémana Yessoufou et Jérôme Bascou. Je leur exprime toute ma reconnaissance pour la marque de confiance qu'ils m'ont accordée en me choisissant pour le démarrage de cette étude. A la fois exigeant et amical, vous avez su, par vos critiques et suggestions, guider ce travail. Je vous dis également merci pour le soutien financier dont j'ai bénéficié pendant la réalisation ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Stéphane Guillot et Martin Lompo, pour l'évaluation ce travail. Je remercie également Jean-François Moyen, Alain Vauchez et Giorgio Martinotti, pour avoir accepté de faire partie du jury chargé d'examiner cette thèse.

La réalisation de cette thèse a été possible grâce au soutien financier de **l'Université Jean Monnet Saint-Etienne**, de la **Région Rhône-Alpes**, du **Ministère des Affaires Etrangères**, représenté par le **Service de Coopération et d'Action Culturelle de l'Ambassade de France au Bénin** et de **l'ex Ministère des Recherches Minières et Pétrolières de la République du Bénin**. Que toutes ces institutions reçoivent l'expression de ma profonde reconnaissance.

A Saint-Etienne, je voudrais remercier le Directeur de l'Ecole doctorale Sciences, Ingénierie et Santé, Christophe Donnet. Ce travail a été possible grâce à l'implication de toute l'équipe de recherches Transferts Lithosphériques : Dmitri Ionov, Jean-Yves Cottin, Jean-François Moyen, René-Pierre Ménot, Marie Christine Gerbe, Bertrand Moine, Jérôme Bascou, Véronique Lavastre, Luc Serge Doucet, Simon Carroué, Gaëlle Lamarque, Chantal Perrache et Colette Alboussière. L'ambiance de travail et la convivialité régnant dans le laboratoire m'ont permis d'évoluer dans mes travaux. Recevez mes sincères remerciements. Je remercie le Directeur du laboratoire, Dmitri Ionov, pour m'avoir accepté dans l'équipe de recherche Transferts Lithosphériques. Je dis également merci à Jean-Yves Cottin pour tout son soutien. J'adresse particulièrement mes remerciements à Bertrand Moine qui m'a initié au sciage et au broyage des roches et à la séparation des zircons pour les datations. Mes remerciements s'adressent à Jean-François Moyen pour les échanges que nous avons eus sur la pétrologie et structure de mes granitoïdes. Je remercie particulièrement Collette Alboussière pour les lames minces et Chantal Perrache pour m'avoir appris et aidé à réaliser la mise en solution des roches et la pré-concentration d'éléments en traces et pour les lames minces réalisées pendant la période d'absence de Colette Alboussière. Je dis également merci à Valérie Cayol.

La collaboration avec Jean-Louis Paquette du laboratoire Magmas et Volcans de Clermont Ferrand a permis d'obtenir les âges U-Pb sur zircons. Je lui exprime toute ma reconnaissance pour cette collaboration et pour la lecture et la correction du chapitre de ma thèse sur la géochronologie. Je remercie Stéphane Guillot, Jean-Emmanuel Martelat et Valérie Bosse pour les datations U-Pb sur monazite en cours de réalisation et pour les échanges que nous avons eus sur la pétrologie, la structure et la géochronologie de la zone

de cisaillement de Kandi. Je dis également merci à Jean-Luc de Vidal qui m'a appris à utiliser la microsonde électronique.

Mes remerciements s'adressent également à Peter Bowden pour son soutien et pour son implication personnelle dans l'obtention du billet d'avion Cotonou-Johannesburg-Cotonou pour la participation au vingt troisième congrès africain de géologie, congrès auquel malheureusement je n'ai pas pu assister. J'adresse également mes remerciements à Arnaud Villaros, avec qui nous avons tout le temps échangé sur mes granitoïdes pendant qu'il était en poste à Saint-Etienne.

Mes remerciements vont à l'endroit du Vice-président délégué aux Relations Internationales de l'Université Jean Monnet Saint-Etienne, Serge Riffard, pour son implication personnelle dans l'obtention de visa au Consulat de France au Bénin et de titre de séjour à Saint-Etienne. Je remercie également Arlette Bernard et Anne Marie Milhau du Service des Relations Internationales de l'Université Jean Monnet. J'exprime toute ma reconnaissance à l'endroit du Personnel du Service Assistance, Secrétariat, Recherche et Enseignement de la Faculté des Sciences et Techniques de l'Université Jean Monnet, en particulier à Marie-Paule Gay et Bernadette Desage, pour leur constante sollicitude pour le règlement de mes problèmes administratifs. Je dis également merci à Monique Gillier, Anne Ranchon Mourgues et Joëlle Guelon de l'Ecole doctorale Sciences-Ingénierie-Santé de Saint-Etienne.

J'exprime toute ma reconnaissance à René-Pierre et Odile Ménot qui m'ont fait découvrir le Sud de la France. Chaque fois que je me lassais au cours de mes séjours à Saint-Etienne, vous avez su trouver le moment approprié pour me permettre de me relaxer afin de me relancer dans le travail. Je vous dis merci pour les nombreuses invitations à votre domicile et vos gestes à l'endroit de mes enfants. Je dis merci à Jérôme et Valerica Bascou pour toutes les invitations à votre domicile et les gestes à l'endroit de mes enfants.

Je remercie Roger et Paulette Millet, pour le bon plan d'hébergement à Saint-Etienne. Je vous dis également merci pour les merveilleux moments passés en votre compagnie à Saint-Etienne et à Saint Germain-la-montagne et pour les places de football au stade Geoffroy Guichard. Recevez à travers cette thèse le témoignage de votre esprit de solidarité. Je remercie l'Abbé Pierre Moreau pour mon hébergement à Saint-Etienne et pour tout son soutien. J'exprime toute ma reconnaissance à Renée Zohou pour son soutien à Saint-Etienne et au Bénin.

Je remercie mes sœurs et amies Clémence, Marrion et Guillemette Ménot et leurs époux respectifs Jérémie Millet, Stéphane Veniat et Pierre Philippe Combes pour tout leur soutien au cours de la réalisation de cette thèse et pour les moments passés en vos compagnies.

Mes remerciements s'adressent à Marie et Philippe Croze, Jean-Marie et Anne Dreano et Jean-Pierre et Marie Noële Soudan pour leur soutien et encouragement. Je dis également merci à Marie et Philippe Croze pour l'invitation du week-end de la Pâques 2012 à Montpellier et à Jean-Marie et Anne Dreano pour l'invitation à Lyon le jour de la finalisation de mon manuscrit de thèse.

Je remercie également à Saint-Etienne, les amis Arnaud Villaros, Antoine Bénard, Luc Serge et Margo Doucet, Simon Carroué, Gaëlle Lamarque, Guillaume Bertrand, Derrick Fongang Fongang et Dominique Tossoukpè.

Au Bénin, mes remerciements s'adressent au Directeur de l'Ecole doctorale Sciences des Matériaux, Jean Chabi Orou et à tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université d'Abomey-Calavi : Lucien Marc Oyédé, Moussa Boukari, Soulémana Yessoufou, Christophe Kaki, Nicaise Yalo, Carine Kèlomè, Abdoukarim Alassane, Gérard Franck d'Alméida et Raoul Laïbi. J'exprime particulièrement ma reconnaissance à Christophe Kaki, Directeur de Cabinet de l'ex Ministère des Recherches Pétrolières et Minières, qui a tout mis en œuvre pour l'obtention de la subvention dudit Ministère au cours de la première année de thèse. Je remercie également Alidou Socohou pour les échanges que nous avons eus sur la géologie de la zone d'étude.

Mes remerciements s'adressent également Daniel Yao Agbossoumondé et Sanni Taïrou du Département de Géologie de Lomé au Togo pour avoir permis la confection de mes premiers sucres de roches dans leur laboratoire.

Je dis merci à Ousséna Yessoufou pour tout son soutien au cours de la réalisation de cette thèse. J'exprime toute ma reconnaissance à Gbangbana Kouévi pour ses précieuses aides au cours de mes travaux de terrain.

Je dis merci à mes amis et collègues, Pascal Agbangnan, Pascal Gbaguidi, Honoré Adjibogoun, Marcel Awo, Robert Soudé, Ghislain de Souza, Marius Agbodo, Euloge Bokossa, Grégoire Gouclounon, Basile Adjo Kanon et Abdourahame Laoualy et tous ceux dont je n'ai pas cité les noms. Je remercie également la Prophétesse Germaine Atégbo et l'Evangéliste Magloire Dogan pour leur soutien spirituel au cours de cette thèse.

A mes parents Pierre et Sabine Glodji, Sidonie Etchizin et mes frères et sœurs Georges, Laure, Flore, Jacques, Constant, Prosper, Odile, Eunock, Berlina, Osée, Bella et Fifa, je vous dis merci pour votre soutien. Je dis merci à Ambroise et Pélagie Djessou pour leur soutien au cours de cette thèse.

Enfin, je dédie ce mémoire à mon épouse Emma et mes enfants Mirabelle et Amour.

Table des matières

Abstract.....	1
Résumé	5
Liste des figures	7
Liste des tableaux	15
CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE	17
I.1. Introduction	17
I.2. Signification des zones de cisaillement dans les processus géodynamiques régionaux et relations avec le magmatisme	18
I.2.1. Relations entre les zones de cisaillement d'échelle continentale et les processus géodynamiques régionaux	18
I.2.2. Relations entre le fonctionnement des zones de cisaillement et le magmatisme	19
I.3. Plan de rédaction du mémoire	23
CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE, PROBLEMES A RESOUDRE ET METHODES MISES EN ŒUVRE	25
II.1. Les corrélations géologiques régionales	25
II.2. Le craton Ouest-Africain, le bassin des Voltas et la chaîne panafricaine des Dahoméyides	26
II.2.1 Le craton Ouest-Africain	26
II.2.2. Le bassin des Voltas	27
II.2.3. La chaîne panafricaine des Dahoméyides	28

II.2.4. Evolution structurale et métamorphique de la chaîne panafricaine des Dahoméides	31
II.3. Problèmes à résoudre	33
II.4. La zone d'étude dans le socle cristallin du Bénin : localisation géographique et présentation géologique.....	33
II.4.1. L'encaissant gneissique et migmatitique	34
II.4.2. Les plutons granitiques	40
II.4.3. Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou	41
II.5. Les méthodes mises en œuvre	42

CHAPITRE III : L'ENCAISSANT DES PLUTONS ET LA TECTONIQUE DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI AU CENTRE-BENIN45

III.1. Les gneiss du facies granulite	45
III. 2. Les gneiss du facies amphibolite	51
III.2.1. Les gneiss alumineux à grenat, biotite, sillimanite et cordiérite	51
III.2.2. Les gneiss à amphibole et biotite	54
III.3. Les gneiss migmatitiques	57
III.4. Les bandes de tectonites de basse température	59
III. 5. Discussion	62
III.5.1. Caractéristiques structurales de la zone de cisaillement de Kandi.....	62
III.5.2. Cisaillement ductile dextre et conditions thermo-mécaniques de la déformation et de la fusion partielle	63

III.5.3. Conditions thermo-mécaniques du cisaillement de basse- température	64
--	----

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE, STRUCTURES ET FABRIQUE MAGNETIQUE.65

IV.1. Introduction.....	65
IV.2. Technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	66
IV.2.1. Principe de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	66
IV.2.2. Comportement magnétique des minéraux.....	67
IV.2.3. Comportement magnétique et fabrique magnétique des granites.	69
IV.2.4. Echantillonnage, mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et traitement des données.....	70
IV.2.5. Analyses thermomagnétiques.....	71
IV.3. Les intrusions de granitoïdes.....	72
IV.3.1. L'intrusion de Dassa.....	72
IV.3.1.1. Pétrographie, structure et microstructure.....	72
IV.3.1.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique..	78
IV.3.2. L'intrusion de Tré.....	83
IV.3.2.1. Pétrographie, structure et microstructure.....	83
IV.3.2.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique..	89
IV.3.3. L'intrusion de Tchetti.....	93
IV.3.3.1. Pétrographie, structure et microstructure.....	93
IV.3.3.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique..	96
IV.3.4. L'intrusion de Gobada.....	99

IV.3.4.1. Pétrographie, structure et microstructure.....	99
IV.3.4.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.	103
IV.3.5. L'intrusion de Fita.....	107
IV.3.5.1. Pétrographie, structure et microstructure.....	107
IV.3.5.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.	111
IV.4. Les volcanites et hypovolcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.....	115
IV.5. Synthèse et discussion sur la pétrographie et les structures des granitoïdes et des volcanites.....	120
IV.5.1. Aspects pétrographiques.....	120
IV.5.2. Comparaison des fabriques.....	122
IV.6. Conclusion partielle.....	125
 CHAPITRE V : CHIMIE DES MINERAUX ET ROCHES TOTALES DES GRANITOIDES ET DES VOLCANITES.....	127
V.1. Echantillonnage, analyse et objectifs.....	127
V.2. Chimie des minéraux.....	128
V.2.1. Chimie des feldspaths.....	128
V.2.2. Chimie des biotites.....	131
V.2.3. Chimie des amphiboles.....	135
V.2.4. Conclusion partielle.....	137
V.3. Caractéristiques géochimiques des granitoïdes.....	138
V.3.1. Distribution des éléments majeurs et en traces.....	138

V.3.1.1.	Comportement et mobilité post-magmatique des éléments.....	138
V.3.1.2.	Diagrammes de Harker.....	140
V.3.1.3.	Caractéristiques chimiques des différentes intrusions.....	140
V.3.1.4.	Comparaison des différentes intrusions et caractérisation.....	146
V.3.2.	Spectres de terres rares et diagrammes multi-éléments.....	147
V.3.3.	Caractérisation des sources et évolution des magmas.....	154
V.3.4.	Détermination du contexte tectonique de mise en place des granitoïdes.....	155
V.4.	Caractéristiques géochimiques des volcanites et des dolérites.....	156
V.4.1.	Distribution des éléments majeurs et en traces.....	157
V.4.1.1.	Comportement et mobilité post-magmatique des éléments.....	157
V.4.1.2.	Caractéristiques chimiques des volcanites acides et basiques.....	157
V.4.1.3.	Caractérisation des magmas de volcanites basiques et acides et de la dolérite.....	158
V.4.2.	Spectres de terres rares et diagrammes multi-éléments.....	160
V.4.2.1.	Roches basiques.....	160
V.4.2.2.	Volcanites acides.....	161
V.4.3.	Détermination du contexte tectonique de mise en place des volcanites basiques et de la dolérite.....	163
V.5.	Comparaison de la chimie des magmas plutoniques et volcaniques.....	164
V.6.	Synthèse.....	167

CHAPITRE VI : CHRONOLOGIE DE LA DEFORMATION ET DU MAGMATISME DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI: DATATION U-Pb SUR ZIRCONS	169
VI.1. Localisation des échantillons et technique de mesure	169
VI.2. Résultats des datations U-Pb sur zircon	170
VI.2.1. Les granulites de Savalou	170
VI.2.2. Les gneiss à amphibole et biotite	173
VI.2.3. L'intrusion de Dassa	174
VI.2.4. L'intrusion de Tré	174
VI.2.5. L'intrusion de Tchetti	179
VI.2.6. L'intrusion de Gobada	179
VI.2.7. L'intrusion de Fita	179
VI.2.8. Les rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho- Mahou	180
VI.3. Discussion	180
 CHAPITRE VII : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSIONS	 187
VII.1. Discussion générale.....	187
VII.1.1. Héritage de l'orogénèse éburnéenne et empreintes panafricaines.....	187
VII.1.1.1. Héritage de l'orogénèse éburnéenne.....	187
VII.1.1.2. Métamorphisme et fusion partielle néoprotérozoïques..	188
VII.1.1.3. Les décrochements ductiles panafricains.....	190

VII.1.2. Magmatisme panafricain, ouverture de bassin et enracinement mantellique de la zone de cisaillement ductile de Kandi.....	192
VII.1.2.1. Magmatisme panafricain.....	192
VII.1.2.2. Ouverture du bassin et enracinement mantellique de la zone de cisaillement de Kandi.....	196
VII.1.3. Evolution géologique tardi-panafricaine de la zone de cisaillement de Kandi au Centre Bénin.....	198
VII.1.4. Relations entre la zone de cisaillement de Kandi et les chevauchements à l'ouest de la chaîne panafricaine des Dahoméyides.....	201
VII.1.5. Comparaison de la zone de cisaillement de Kandi avec les zones de cisaillement à l'Est des Dahoméyides, du Hoggar et du Nord-Est du Brésil	204
VII.2. Conclusions.....	206
Référence bibliographique.....	209
Annexes	225

Abstract

The present study focuses on the structural characteristics of the Kandi shear zone (KSZ) and the time and space relationships between deformation and magmatic events in the central region of Bénin. This tectonic structure is a segment of a lithospheric-scale shear zone that extends from the Hoggar massif (Algeria) to the Atlantic Coast in Bénin and continues down to western Brazil. The present work aims at better understanding the late to post-collision geodynamic evolution of the pan African Dahomeyide fold belt.

The study area, the Savalou-Dassa region, width of about 70 km, is located in Centre-Bénin. It represents a very meaningful area that shows a close association of high-grade granulites, amphibolites facies gneisses and migmatites cross cut by various types of granitoids, together with low-grade metavolcanic and sedimentary formations (the Idaho-Mahou basin). Deformation structures change from early highly penetrative ductile mylonitic foliation at regional scale down to low-temperature tectonites (low-temperature mylonites, ultramylonites and cataclasites) restricted to several kilometric-scale bands. The different intrusive bodies differ by their magmatic features and their internal structures. Therefore such a close association in space and time of both tectonic and magmatic events give a good opportunity to study the thermal and mechanical evolution of the lithosphere during the late pan African collision stages.

The KSZ high-grade metamorphic rocks (granulites, amphibolites and migmatites) display a mylonitic foliation that strikes N-S and dips steeply to vertically. The sub-horizontal mineral lineation together with common dextral kinematic indicators are in good agreement with a dextral transcurrent kinematic. In the kilometric-scale low-temperature tectonite bands, the mylonitic foliation strikes N-S to NNE with moderate to vertical dip and the related mineral stretching lineation remains sub-horizontal to horizontal. This suggests that the Kandi shear zone in the Central-Bénin represents a large (more than 50 km width), N-S trending dextral transcurrent shear zone, where the deformation occurs under high to low-temperature conditions.

The Dassa, Tré, Gobada, Tchetti and Fita intrusions and the volcanic rocks of the Idaho-Mahou volcanic and sedimentary basin have been investigated with a peculiar attention to their petrography, structural fabric and geochemistry. On the field, the Dassa intrusion outcrops as orthogneisses with a N-S tectonic fabric dipping moderately to steeply, i.e. in good agreement with the country rocks foliation. On the opposite, the Tré, Tchetti, Gobada and Fita intrusions seem to be devoid of any visible structures. The Dassa and Tré

intrusions are made by biotite ± amphibole granitoids; the Gobada and Tchetti by biotite - muscovite (about 5%) granitoids and the Fita by biotite granitoids. All these intrusions contain biotite ± amphibole mafic microgranular enclaves suggesting magma mixing processes with crustal and mantle magma sources. Mineral and whole-rock chemistry demonstrate clearly the contrast between the Dassa, Tré, Gobada and Tchetti intrusions and the Fita one. The former display high-K calc-alkaline affinity deriving from crustal and depleted mantle sources. The latter, Fita granitoid, has alkaline features and probably derives from crustal and enriched mantle sources.

In order to reveal the internal structures of intrusions, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements were performed. Magnetic mineralogy characterization indicates that the AMS of the studied granitoids is carried by both paramagnetic and ferromagnetic minerals. The orientation of magnetic fabrics is concordant with the mesoscopic planar foliation of the host metamorphic rocks. The magnetic foliation of each intrusion has sub-meridian trending and steep to vertical dip in agreement with a transcurrent tectonics. The magnetic lineations is sub-horizontal, N-S, in the Dassa, Tré and Gobada intrusions. In the Tchetti intrusion, the magnetic lineations are in garland perpendicular to the pole of magnetic foliations suggesting an axial compression component to the deformation. The Fita intrusion differs from the others by the magnetic lineation orientation and dip that are NNE and 30° plunging, respectively.

According to microstructural investigations and AMS data, the Dassa granitoids reveal a clear solid state deformation texture, suggesting a pre-kinematic intrusion, whereas, the Tré, Tchetti, Gobada and Fita granitoids show evidence of magmatic flow during the magma solidification indicating a syn-tectonic emplacement.

The Idaho-Mahou volcano-sedimentary basin is made up by mafic (basaltic andesites), felsic (trachytes and rhyolites) volcanic rocks and hypovolcanic (microgranites and dolerites) and clastic sediments (conglomerates, sandstones, siltstones and mudstones). These volcanic rocks are affected by post-magmatic alteration and recrystallization in greenschists facies metamorphism conditions. Relative chronology indicates that the basaltic volcanism predates the felsic volcanism and the sedimentation in the basin. Moreover, volcanic rocks and sediments of the basin margins are affected by low-temperature deformation, suggesting the syn-kinematic development of the Idaho-Mahou basin.

The Idaho-Mahou volcano-sedimentary basin display sub-alkaline and alkaline rocks. The sub-alkaline rocks are represented by the basaltic andesites and the tholeiitic dolerites and trachytes. Moreover, the trachytes and the basaltic andesites are chemically close to

respectively the Tré, Tchetti and Gobada granitoids and to the mafic enclaves from the Tré and Gobada intrusions. Otherwise, the alkaline rhyolites are chemically identical to the Fita alkaline granite. This suggests that the Tré, Tchetti and Gobada and the trachytes on the one hand and the Fita and alkaline rhyolites on the other hand may be cogenetic.

Radiometric ages (U-Pb) were obtained on zircons from the KSZ metamorphic rocks (granulites and amphibolites facies gneisses), the Dassa, Tré, Gobada, Tchetti and Fita intrusions and the alkaline rhyolites from the Idaho-Mahou volcano-sedimentary basin. The zircons from the granulites of Savalou yield a Paleoproterozoic age of 2091 ± 14 Ma and 2057 ± 8 Ma interpreted as respectively crystallization and metamorphic imprint in granulite facies conditions. The amphibolites facies gneiss give a Neoproterozoic age 606 ± 5 Ma that correspond to the mylonitic deformation associated the shearing in amphibolites facies metamorphism condition. The U-Pb on zircons age obtained on the Dassa intrusion is 633 ± 19 Ma interpreted as the emplacement age. The zircons of the Tchetti, Gobada and Tré intrusions yield respectively 607 ± 11 Ma, 603 ± 10 Ma and 595 ± 12 Ma corresponding to their emplacement ages. Finally, the alkaline Fita granite and rhyolites of the Idaho-Mahou volcano-sedimentary basin provides U-Pb on zircons age of 594 ± 32 Ma and 583 ± 9 Ma which are interpreted as the Fita intrusions and a late volcanic event in the Idaho-Mahou basin.

In summary, this study reveals that the Kandi shear zone in the Central-Bénin is a large (more than 50 km width) dextral transcurrent shear zone, where the latest increments of deformation occur as more localized (kilometric-scale width) shear bands at low temperature. The KSZ activity started at c. 610 Ma and affected the rock basement, including Paleoproterozoic granulites and Neoproterozoic gneisses, migmatites and granitoids.

The granitoids intrusions that are spatially associated to the KSZ display ante- to syn-shearing structural features. The earliest intrusion, ante-tectonic Dassa has sub-alkaline affinity deriving from crustal and depleted mantle magmas. This sub-alkaline series carry on during the transcurrent shearing with the Gobada, Tré, Tchetti intrusions. The latest magmatic event of Fita intrusion suggests the transition from sub-alkaline to alkaline magmas, probably reflecting mantle source evolution, from depleted to enriched mantle.

We also showed that the Idaho-Mahou volcano-sedimentary basin opened during the transcurrent shearing and the volcanic mafic and felsic rocks are probably related to the successive sub-alkaline to alkaline intrusions. The occurrence of mantle-derived magmas in the shear zone confirms the lithospheric scale of the Kandi shear zone.

According to the available radiometric data from the Dahomeyides fold belt, the Kandi shear zone activity seems to contemporaneous with the nappes stacking and thrusting stages in the external orogenic zone (Atacora and western Benin plain) orogen-scale. It also indicates that the KSZ was coeval with the major shear zones from the easternmost region of the Dahomeyides fold belt (NE Nigeria), of the Hoggar and Braziliano belts.

Keywords: Bénin - Savalou-Dassa - Kandi shear zone - structure - petrology - geochronology - Dahomeyides fold belt - pan African.

Résumé

La présente étude porte sur les caractéristiques structurales de la zone de cisaillement de Kandi dans la région Savalou-Dassa au Centre-Bénin et ses relations avec le magmatisme spatialement associé. Elle vise à comprendre l'évolution tardi- à post-collision de la chaîne panafricaine des Dahoméyides.

Les études structurales, pétrologiques et géochronologiques indiquent que la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin correspond à un décrochement ductile dextre, large d'au moins 50 Km, et dans laquelle l'évolution de la déformation jusqu'à plus basse température a entraîné l'apparition des bandes de tectonites d'épaisseur kilométrique. Le décrochement ductile de Kandi a fonctionné dans la chaîne des Dahoméyides à partir de *c.* 606 Ma et il a affecté des granulites d'âge paléoprotérozoïque et des gneiss, migmatites et granitoïdes néoprotérozoïques.

Les magmatites spatialement associés à la zone de cisaillement de Kandi sont anté- et syn-décrochements ductiles. Le magmatisme anté-décrochement ductile est sub-alcalin et comporte une composante crustale et une composante mantellique appauvrie. Le magmatisme sub-alcalin s'est poursuivi au cours du décrochement ductile et cette période se caractérise par un cogénéisme plutonisme-volcanisme. De même, on observe une transition de magmas sub-alcalins-alcalins, qui traduit un changement de sources mantelliques-manteau appauvri-manteau enrichi. Nous montrons également que le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est ouvert par le jeu de décrochements. Les volcanites du bassin, présentant des analogies de composition chimique et de chronologie de mise en place avec le pluton syn-cisaillement de Fita, indiquent que ce bassin est syn-orogénique, intramontagneux. La présence de magmas d'origine mantellique remontant dans la zone de cisaillement implique l'ampleur lithosphérique de la zone de cisaillement de Kandi.

La synthèse des données indique que le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi est contemporain de l'édifice de nappes et chevauchements dans les unités externes des Dahoméyides et démontre ainsi une partition de la déformation à l'échelle de la chaîne pendant la période post-collision. Elle indique également que le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi à l'Ouest de la chaîne des Dahoméyides est synchrone de la période d'activité des zones de cisaillement à l'Est de la chaîne et du Hoggar et du Brésil.

Mots clés : Bénin - Dassa-Savalou - zone de cisaillement de Kandi - structure - pétrologie - géochronologie - chaîne des Dahoméyides - panafricain.

Liste des figures

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

Figure I.1 : Modèles illustrant les relations géométriques entre les plutons granitiques et les chevauchements21

Figure I.2 : Contrôle des zones de cisaillement sur la génération, l'ascension ou la mise en place des plutons.22

CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE, PROBLEMES A RESOUDRE ET METHODES MISES EN ŒUVRE

Figure II.1. Reconstitution géologique entre l'Afrique et le Nord-Est du Brésil avant l'ouverture de l'Océan Atlantique (d'après Caby et al., 1991) ; RB : République du Bénin26

Figure II.2. Carte géologique synthétique de la chaîne panafricaine des Dahoméyides montrant les principales unités d'après Affaton et al., (1991) et les zones de cisaillement d'après Caby et al. (1991).....29

Figure II.3. Schéma possible d'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine des Dahoméyides d'après Affaton et al. (1991).....32

Figure II.4. Carte géologique synthétique du Bénin montrant des plutons granitiques et des bassins volcano-sédimentaires le long de la zone de cisaillement de Kandi.35

Figure II.5a. Carte topographique du secteur de Savalou.....36

Figure II.5b. Carte topographique du secteur de Dassa.....37

<i>Figure II.6. Carte géologique de la zone d'étude (modifiée à partir de la carte géologique au 1 :200000, feuille Abomey-Zagnanado ; Breda, 1989).....</i>	<i>38</i>
--	-----------

CHAPITRE III : L'ENCAISSANT DES PLUTONS ET LA TECTONIQUE DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI AU CENTRE-BENIN

<i>Figure III.1. Carte géologique et structurale de la zone d'étude et projection stéréographique (hémisphère inférieur) des pôles des plans de foliation et des linéations.</i>	<i>47</i>
---	-----------

<i>Figure III.2. Photographies de terrain et de lames minces des granulites.....</i>	<i>48</i>
--	-----------

<i>Figure III.3. Photographies de terrain et de lames minces des granulites.....</i>	<i>49</i>
--	-----------

<i>Figure III.4. Caractéristiques chimiques des pyroxènes (a), des grenats (b, c), des biotites (d) et des amphiboles (e) des gneiss des faciès granulite et amphibolite.....</i>	<i>50</i>
---	-----------

<i>Figure III.5. Photographie de terrain montrant un affleurement de gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite à Logozohè.</i>	<i>52</i>
--	-----------

<i>Figure III.6. Photographies de terrain (a) et microscopiques (b, c, d) des gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite.</i>	<i>53</i>
--	-----------

<i>Figure III.7. Photographie de terrain montrant un affleurement de gneiss à amphibole et biotite</i>	<i>55</i>
--	-----------

<i>Figure III.8. Photographies de terrain (a, b) et microphotographies (c, d) des gneiss à amphibole et biotite.....</i>	<i>56</i>
--	-----------

<i>Figure III.9. Photographies de terrain (a, b et c) et microphotographie (d) des migmatites.</i>	<i>58</i>
---	-----------

<i>Figure III.10. Photographies de terrain montrant des affleurements de tectonites de basse température</i>	<i>60</i>
<i>Figure III.11. Microphotographies des mylonites de basse température à l'Est (a, b) et à l'Ouest (c, d) des granulites de Savalou.....</i>	<i>61</i>

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE, STRUCTURES ET FABRIQUE MAGNETIQUE

<i>Figure IV.1. Schéma montrant l'ellipsoïde d'ASM dans les référentiels du spécimen et géographique.....</i>	<i>67</i>
<i>Figure IV.2. Courbe des différents comportements magnétiques des minéraux.....</i>	<i>68</i>
<i>Figure IV.3. Carte des unités pétrographiques et des structures des intrusions de Dassa et Tré montrant l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>73</i>
<i>Figure IV.4. Photographie d'affleurement de l'intrusion de Dassa à la grotte mariale de Dassa.....</i>	<i>73</i>
<i>Figure IV.5. Photographies de terrain dans l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>74</i>
<i>Figure IV.6. Microphotographies de la quartz-monzonite montrant les deux types de sphère et une allanite zonée.....</i>	<i>76</i>
<i>Figure IV.7. Microphotographies montrant les textures de déformation à l'état solide des roches de l'intrusion de Dassa au cœur et en bordure de l'intrusion.....</i>	<i>77</i>
<i>Figure IV.8. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>79</i>
<i>Figure IV.9. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>81</i>
<i>Figure IV.10. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>81</i>
<i>Figure IV.11. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>82</i>
<i>Figure IV.12. Fabrique magnétique de l'intrusion de Dassa.....</i>	<i>83</i>

<i>Figure IV.13. Carte des unités pétrographiques et des structures des intrusions de Dassa et Tré montrant l'intrusion de Tré.....</i>	<i>84</i>
<i>Figure IV.14. Photographie d'affleurements du granite et de la monzonite de l'intrusion de Tré.....</i>	<i>85</i>
<i>Figure IV.15. Photographies de terrain montrant au niveau des intrusions de Tré un septum d'orthogneiss dans le granite de Tré à la bordure orientale du massif, la monzonite et une enclave de monzodiorite de Tré.....</i>	<i>85</i>
<i>Figure IV.16. Microphotographies montrant les textures des granites.....</i>	<i>87</i>
<i>Figure IV.17. Microphotographies montrant la texture magmatique de la monzonite de Tré.....</i>	<i>88</i>
<i>Figure IV.18. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Tré.....</i>	<i>89</i>
<i>Figure IV.19. Courbe thermomagnétique montrant l'absence de magnétite dans l'intrusion de Tré.....</i>	<i>90</i>
<i>Figure IV.20. Histogrammes de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de l'intrusion de Tré.....</i>	<i>91</i>
<i>Figure IV.21. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans le granite de Tré.....</i>	<i>91</i>
<i>Figure IV.22. Fabrique magnétique de l'intrusion de Tré.....</i>	<i>92</i>
<i>Figure IV.23. Photographie d'affleurement du granite de Tchetti à Tchetti.....</i>	<i>94</i>
<i>Figure IV.24. Photographie de terrain et microphotographies de l'intrusion de Tchetti.....</i>	<i>95</i>
<i>Figure IV.25. Carte de localisation des sites d'échantillonnage de l'intrusion de Tchetti.....</i>	<i>96</i>
<i>Figure IV.26. Courbe thermomagnétique représentative du granite de Tchetti montrant l'absence de phase ferromagnétique dans l'intrusion.....</i>	<i>97</i>
<i>Figure IV.27. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Tchetti.....</i>	<i>98</i>
<i>Figure IV.28. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Tchetti.....</i>	<i>98</i>
<i>Figure IV.29. Fabrique magnétique de l'intrusion de Tchetti.....</i>	<i>99</i>

<i>Figure IV.30. Photographies de terrain dans l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>100</i>
<i>Figure IV.31. Microphotographies dans l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>102</i>
<i>Figure IV.32. Localisation des sites d'ASM dans l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>103</i>
<i>Figure IV.33. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>104</i>
<i>Figure IV.34. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Gobada.....</i>	<i>105</i>
<i>Figure IV.35. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>106</i>
<i>Figure IV.36. Fabrique magnétique de l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>107</i>
<i>Figure IV.37. Photographie de terrain montrant des biotites orientées dans le granite de Fita.....</i>	<i>108</i>
<i>Figure IV.38. Microphotographie montrant la texture du granite de Fita.....</i>	<i>110</i>
<i>Figure IV.39. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Fita.....</i>	<i>111</i>
<i>Figure IV.40. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Fita.....</i>	<i>112</i>
<i>Figure IV.41. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Fita.....</i>	<i>113</i>
<i>Figure IV.42. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Fita.....</i>	<i>114</i>
<i>Figure IV.43. Fabrique magnétique de l'intrusion de Fita.....</i>	<i>114</i>
<i>Figure IV.44. Microphotographie montrant la texture des volcanites et hypovolcanites du bassin de Idaho-Mahou.....</i>	<i>118</i>
<i>Figure IV.45. Microphotographie montrant la fluidalité magmatique dans les rhyolites du bassin de Idaho-Mahou.....</i>	<i>119</i>

CHAPITRE V : CHIMIE DES MINÉRAUX ET ROCHES TOTALES DES GRANITOÏDES ET DES VOLCANITES

<i>Figure V.1. Données microsonde des feldspaths des intrusions et volcanites.</i>	129
<i>Figure V.2. Données microsonde des biotites des intrusions.</i>	133
<i>Figure V.3. Données microsonde des amphiboles des intrusions.</i>	136
<i>Figure V.4. Diagrammes Zr vs. éléments des granitoïdes de Dassa, Tré, Fita, Gobada et Tchetti.</i>	141
<i>Figure V.5. Diagrammes de Harker des granitoïdes de Dassa, Tré, Fita, Gobada et Tchetti.</i>	143
<i>Figure V.6. Diagrammes de classification des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita.</i>	150
<i>Figure V.7. Spectres des terres rares des granitoïdes ; normalisation aux chondrites (Boynton, 1984)</i>	152
<i>Figure V.8. Diagrammes multi-éléments des granitoïdes. ; normalisation aux ORG (Pearce et al., 1984) et comparaison aux spectres de référence (Pearce et al., 1984)</i>	153
<i>Figure V.9. Diagrammes binaires de projection de quelques paires d'éléments en traces</i>	155
<i>Figure V.10. Diagramme (Y+Nb) vs Rb de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes</i>	156
<i>Figure V.11. Classification des roches du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.</i>	160

<i>Figure V.12. Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments des roches volcaniques basiques et acides et de la dolérite du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.....</i>	<i>162</i>
<i>Figure V.13. Profils des terres rares normalisées aux chondrites des volcanites basiques et de la dolérite de Idaho-Mahou dans la gamme des spectres des basaltes tholéitiques continentaux de Columbia River d'après Wilson (1991).</i>	<i>164</i>
<i>Figure V.14. Comparaison des granitoïdes et des volcanites dans le diagramme Nb / Y vs Zr / Ti (modifié d'après Pearce, 1996).....</i>	<i>165</i>
<i>Figure V.15. Diagrammes des terres rares et multi-éléments comparés des granitoïdes et volcanites du bassin de Idaho-Mahou.</i>	<i>166</i>

CHAPITRE VI : CHRONOLOGIE DE LA DEFORMATION ET DU MAGMATISME DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI: DATATION U-Pb SUR ZIRCONS

<i>Figure VI.1. Carte géologique et structurale de la zone d'étude montrant la localisation des échantillons datés par U-Pb sur zircons.</i>	<i>170</i>
<i>Figure VI.2. Images en cathodoluminescence des zircons des granulites de Savalou et des gneiss à amphibole et biotite</i>	<i>172</i>
<i>Figure VI.3. Diagramme Concordia des zircons des granulites de Savalou</i>	<i>171</i>
<i>Figure VI.4. Diagramme Concordia des zircons des gneiss à amphibole et biotite.....</i>	<i>173</i>
<i>Figure VI.5. Images en cathodoluminescence des zircons des quartz-monzonites de Dassa et du granite de Tré</i>	<i>175</i>
<i>Figure VI.6. Diagramme Concordia des zircons de la quartz-monzonite de Dassa</i>	<i>176</i>

<i>Figure VI.7. Diagramme Concordia des zircons du granite de Tré</i>	<i>176</i>
<i>Figure VI.8. Images en cathodoluminescence des zircons des granites de Tchetti et de Gobada</i>	<i>177</i>
<i>Figure VI.9. Diagramme Concordia des zircons du granite de l'intrusion de Tchetti.....</i>	<i>178</i>
<i>Figure VI.10. Diagramme Concordia des zircons du granite De l'intrusion de Gobada.....</i>	<i>178</i>
<i>Figure VI.11. Images en cathodoluminescence des zircons du granite de Fita et des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou</i>	<i>181</i>
<i>Figure VI.12. Diagramme Concordia des zircons du granite de Fita.....</i>	<i>182</i>
<i>Figure VI.13. Diagramme Concordia des zircons des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.....</i>	<i>182</i>
 CHAPITRE VII : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSIONS	
<i>Figure VII.1. Modèle d'évolution géodynamique simplifié de la chaîne des Dahoméyides à l'Est du Nigeria d'après Ferré et al., 2002.....</i>	<i>190</i>
<i>Figure VII.2. Diagrammes des terres rares comparés des granitoïdes et volcanites acides de la zone de cisaillement de Kandi au Centre Bénin et des granitoïdes étudiés par Kalsbeek et al. (2012).....</i>	<i>195</i>
<i>Figure VII. 3 .Schéma synthétique de l'évolution géologique tardi-panafricaine de la zone de cisaillement de Kandi dans la région de Savalou-Dassa, Centre-Bénin.....</i>	<i>202</i>

Liste des tableaux

<i>Tableau II.1. Compilation des données radiométriques disponibles au Centre-Bénin.....</i>	<i>40</i>
<i>Tableau IV.1. Comparaison des traits pétrographiques et structuraux des différentes intrusions, volcanites et hypovolcanites</i>	<i>121</i>
<i>Tableau V.1. Composition chimique des granitoïdes étudiés.....</i>	<i>139</i>
<i>Tableau V.2. Composition chimique des volcanites basiques et acides et de la dolérite.....</i>	<i>159</i>
<i>Tableau VI.1 : Synthèse des âges U-Pb sur zircons et interprétation.....</i>	<i>184</i>
<i>Tableau VII.1 : Ages U-Pb sur zircons des gneiss, granulites, méta-sédiments et magmatites et les granulites et éclogites de la zone de suture.</i>	<i>199</i>

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

I.1. Introduction

Les zones de cisaillement majeures anciennes et actuelles sont des structures clés pour comprendre la dynamique de la lithosphère car ces objets tectoniques concentrent une grande partie de la déformation lors des processus géodynamiques régionaux. Les zones de cisaillement anciennes présentent en plus l'avantage d'exposer des niveaux profonds de la croûte non accessibles dans les zones de cisaillement récentes. Les zones de cisaillement majeures s'enracinent généralement au manteau (Vauchez *et al.*, 2012). Par ailleurs, les zones de cisaillement favorisent également la circulation des fluides, aussi bien des magmas que des solutions hydrothermales auxquelles sont parfois associées des minéralisations (McCaig, 1997).

Les processus magmatiques sont particulièrement développés dans les zones de cisaillement majeures et la reconnaissance de la fabrique interne des roches magmatiques associées au cisaillement permet de caractériser et de contraindre le type de déformation à l'échelle de l'échantillon et à l'échelle de la lithosphère. De plus, les études minéralogique et géochimique de ces magmas apportent des informations sur la source du magma et les modalités de différenciation magmatique et par conséquent sur l'extension en profondeur (crustale ou lithosphérique) des zones de cisaillement. Enfin, les datations radiométriques des roches magmatiques permettent de déterminer l'âge de la mise en place et de caler les relations temporelles entre la déformation et le magmatisme dans les zones de cisaillement.

La zone de cisaillement de Kandi dans la chaîne panafricaine des Dahoméides constitue un segment d'un accident s'étendant de chaîne panafricaine du Hoggar (zone de cisaillement 45° du Hoggar) jusqu'au Sud-Ouest du Brésil (linéament Transbrésilien) (Caby *et al.*, 1991). La zone de cisaillement de Kandi montre des jeux successifs et sa dernière activité remonte à la fin du Crétacé (Guiraud et Alidou, 1981 ; Konaté, 1996). Seules seront considérées ici les manifestations anciennes, panafricaines de cette zone de cisaillement. Elle affecte dans le socle cristallin du Bénin, des gneiss et des migmatites, des granitoïdes variés et des roches volcaniques. Cette étroite association spatiale de roches métamorphiques déformées, de granitoïdes et de volcanites fait de la zone de cisaillement de Kandi, une structure géologique exceptionnelle pour l'étude de la dynamique

lithosphérique tardi à post-collisionnelle de l'orogénèse panafricaine qui constitue le but principal de cette thèse.

Nos investigations ont été menées dans la région du Centre-Bénin où affleurent (i) des gneiss de faciès granulites et amphibolites et des migmatites déformées lors du cisaillement, (ii) des granitoïdes sub-alcalins à alcalins montrant des fabriques et des minéralogies variées et (iii) des roches volcaniques associées à des sédiments dans un bassin faiblement métamorphisé.

La présente étude s'est appuyée sur (i) la pétrologie et la structure des roches métamorphiques de la zone de cisaillement de Kandi, (ii) la caractérisation minéralogique et géochimique (éléments majeurs et traces) des granitoïdes et des volcanites, (iii) la structure interne des plutons granitiques à partir des propriétés d'anisotropie de susceptibilité magnétique des roches et (iv) la reconstitution géochronologique des événements géologiques. Cette étude a permis à son terme de proposer un modèle global de l'évolution tardi-panafricaine de la partie occidentale de la chaîne des Dahoméyides.

I.2. Signification des zones de cisaillement dans les processus géodynamiques régionaux et relations avec le magmatisme

I.2.1. Relations entre les zones de cisaillement d'échelle continentale et les processus géodynamiques régionaux

Les zones de cisaillement s'initient et se développent lors des processus géodynamiques régionaux dont elles influencent profondément l'évolution à grande échelle (Jolivet, 1995 ; Rutter et *al.*, 2001). Les zones de cisaillement lithosphériques sont étroitement associées aux différents régimes de déformation, en raccourcissement, extension et décrochement, de la lithosphère. Elles favorisent l'épaississement et l'amincissement crustal et le transfert latéral de matière. Les chevauchements et les mouvements verticaux des terrains qui sont responsables de l'épaississement crustal syn-collision s'effectuent à la faveur des zones de cisaillement inverses. Les déplacements verticaux des roches qui provoquent l'amincissement crustal lors d'une extension lithosphérique anté ou fini-collision sont favorisés par des plans de cisaillement normaux. Les mouvements latéraux horizontaux des terrains qui sont responsables du transfert latéral

de matière syn et tardi-collision s'effectuent à la faveur des décrochements. Les déplacements latéraux horizontaux des terrains s'accompagnent parfois de mouvements verticaux lors des décrochements faiblement compressifs (transpression) ou extensifs (transtension) (Jolivet, 1995).

Une composante verticale du cisaillement est généralement associée à l'activité des zones de cisaillement et par le jeu de cette composante verticale, les zones de cisaillement peuvent permettre un enfouissement ou une exhumation très rapides des roches. Les variations parfois très importantes de pression et de température auxquelles sont soumis les matériaux géologiques dans la lithosphère, provoquent des rééquilibrages thermiques de ces matériaux et des recristallisations minérales qui renseignent sur le chemin pression-température suivi (prograde ou rétrograde), la durée de la déformation et également la nature des fluides en présence (Passchier and Trouw, 2005).

Les zones de cisaillement décrochantes d'échelle continentale sont particulièrement remarquables dans les chaînes de collision (Tapponnier and Molnar, 1976) et le développement de ces zones de cisaillement est souvent synchrone de la fin de l'épisode de collision. La zone de cisaillement du Fleuve Rouge (Red River Shear Zone) entre les blocs Indochine et Chine du Sud dans la chaîne de l'Himalaya constitue un bel exemple de discontinuité géologique majeure récente polyphasée qui a fonctionné en décrochement au Tertiaire et du Pliocène à l'Actuel (Tapponnier et al., 1986, 1990 ; Leloup, 1991 ; Leloup et al., 1993, 1995, 2001 ; Wang and Ding, 1996 ; Wang et al., 2000). Le système de zones de cisaillement décrochant tardi-panafricain (Néoprotérozoïque) dans la chaîne Brasiliano au Nord-Est du Brésil (Vauchez et al., 1995) et le réseau de zones de cisaillement subparallèles N-S de la chaîne panafricaine Trans-saharienne du Hoggar (Caby, 1987, 1989; Trompette, 1994) constituent des exemples remarquables dans des chaînes de collision continent-continents plus anciennes.

I.2.2. Relations entre le fonctionnement des zones de cisaillement et le magmatisme

Une association spatiale s'observe entre les zones de cisaillement et le magmatisme plutonique et volcanique (Neves et al., 1996 ; Paterson and Schmidt, 1999 ; Paterson, 2006). Les interactions entre le fonctionnement des zones de cisaillement et la migration et la mise en place des magmas ont focalisé l'intérêt des scientifiques au cours de ces dernières

décennies. Plusieurs travaux ont montré que les zones de cisaillement qui se forment en contexte extensif, compressif et en décrochement, contrôlent l'ascension et la mise en place des magmas (Petford *et al.*, 2000 ; Román-Berdiel *et al.*, 1997 ; Galland *et al.*, 2007 ; Tibaldi, 2008 ; Denèle *et al.*, 2008 ; Gonzàles *et al.*, 2009 ; Ferré *et al.*, 2012).

En contexte extensif, les magmas empruntent les plans de cisaillement normaux et les sites de tensions verticaux qui naissent perpendiculairement à la direction de la contrainte régionale σ_3 (Watanabe, 1999).

Dans les zones en compression, la contrainte régionale σ_3 est verticale et les plans de cisaillement qui se créent sont inverses. Cette géométrie des zones de cisaillement a rendu pendant longtemps complexe la compréhension du mécanisme de propagation verticale et de mise en place des magmas dans les zones en compression. La géométrie des corps magmatiques plutoniques mis en place en contexte orogénique compressif a été utilisée pour comprendre les mécanismes d'ascension et de mise en place des magmas. Certains plutons présentent une géométrie tabulaire qui a suggéré une mise en place dans les surfaces de décollement horizontales et les rampes créées lors des chevauchements (Kalakay *et al.*, 2001 ; Spanner and Kruhl, 2002 ; Musumeci *et al.*, 2005 ; Naibert *et al.*, 2010 ; Ferré *et al.*, 2012). Ainsi, les surfaces de décollement des failles inverses entre les rampes servent de réservoir de magmas et les rampes servent de chemin épisodique pour le transport du magma. Trois types de modalités sont proposées pour la mise en place des corps plutoniques le long des plans de chevauchement en contexte de compression (Fig. I.1 ; Ferré *et al.*, 2012). Dans le modèle pré-cinématique (Fig. I.1a), le chevauchement se forme après l'amorce de l'intrusion du magma. Il s'initie au sein de l'intrusion ou à la limite entre le pluton et les roches encaissantes. Dans les modèles syn et post-cinématiques (Fig. I.1b, c), le magma emprunte les chevauchements actifs et préexistants. Il migre vers le haut le long des plans de chevauchement et s'accumule parfois dans les structures antiformes créées par le chevauchement.

Dans les zones de cisaillement en décrochement, en plus de favoriser l'ascension et la mise en place, les décrochements peuvent permettre la génération des magmas (Hutton et Reavy, 1992, Fig.I.2a ; Tommasi *et al.*, 1994) . Les magmas migrent le long des plans de cisaillement verticaux dans les zones de cisaillement en décrochement. Dans ces zones de cisaillement, les roches volcaniques se mettent en place dans des sites en dilatation ou sont associés à des bassins en pull apart. Les plutons granitiques peuvent se mettre en place selon le "crack opening model" de Hutton (1988) (Fig.I.2b) dans des cavités qui se créent à la faveur d'un gradient de déplacement dans un décrochement, ou dans des structures en

pull-apart associés à des sites extensifs (Fig.I.2c ; Guineberteau et al., 1987). Les magmas peuvent également s'insérer aux terminaisons des zones de cisaillement (Fig.I.2d, Hutton, 1988) ou dans des fractures d'extension entre deux décrochements (Fig.I.2d, Castro, 1986). Les décrochements peuvent donc favoriser la ségrégation des liquides magmatiques, canaliser la migration des magmas et la mise en place des plutons granitiques et des effusions volcaniques.

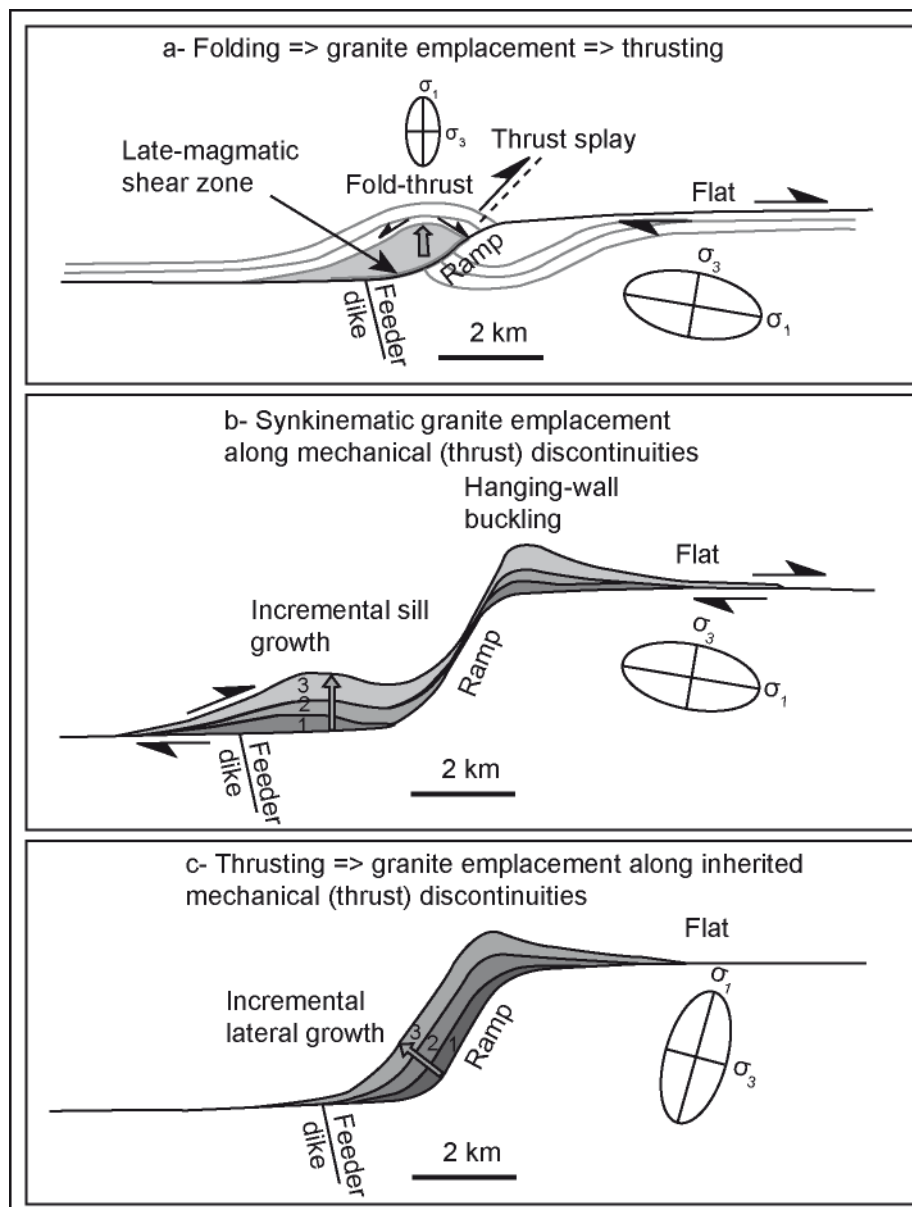


Figure I.1 : Modèles illustrant les relations géométriques entre les plutons granitiques et les chevauchements (Ferré et al., 2012).

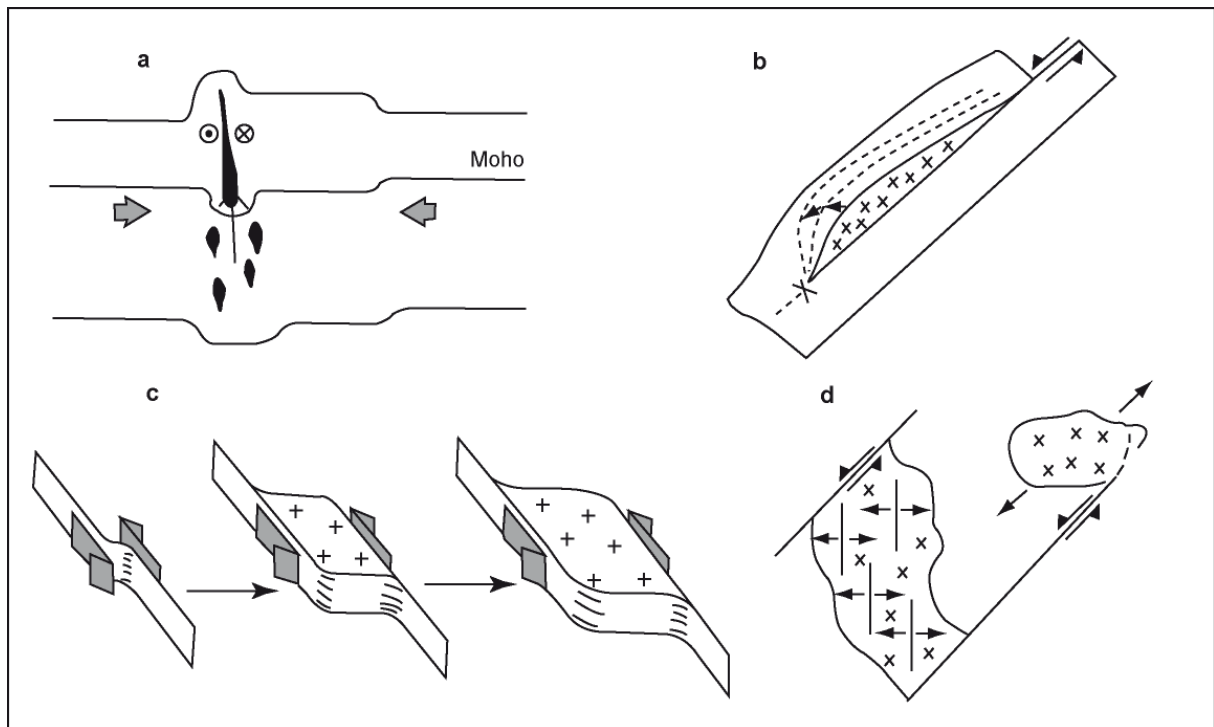


Figure 1.2 : Contrôle des zones de cisaillement sur la génération, l'ascension ou la mise en place des plutons (in Neves, 1996). a : contrôle d'un décrochement lithosphérique sur la génération et le transport d'un magma granitique (Hutton et Reavy, 1992) ; b : mise en place par le "crack opening model" (Hutton (1988) ; c : mise en place dans des sites en extension associés à des pull-apart (Guineberteau et al., 1987) ; d : mise en place aux terminaisons des zones de cisaillement (Hutton, 1988) et dans des fractures d'extension entre deux décrochements (Castro, 1986) ;

Au cours de leur migration et mise en place dans la lithosphère, les magmas chauds et sous forte pression peuvent également contribuer à l'initiation et au développement des zones de cisaillement. Les décrochements sont par exemple initiés du fait de la présence de chambres magmatiques dans la croûte. Ces corps magmatiques partiellement cristallisés engendrent des anomalies thermiques (Davidson et al., 1994 ; Tommasi et al., 1994 ; Neves et al., 1995, 1996) et créent une hétérogénéité rhéologique significative qui localise la déformation et le développement des zones de cisaillement. C'est le cas des zones de cisaillement de Fazenda Nova et de Pernambuco Est au Nord-Est du Brésil (Neves et al., 1995, 1996). Ainsi, les interactions entre les zones de cisaillement et le magmatisme

plutonique et volcanique ne sont pas à sens unique ; les magmas contribuent également à la nucléation des zones de cisaillement.

L'idée de la réciprocité des interactions entre le fonctionnement des zones de cisaillement et le magmatisme est de plus en plus admise dans les zones de cisaillement car au cours de leur ascension lors du cisaillement, les magmas contribuent à l'extension des zones de cisaillement. Cette réciprocité est remarquable dans les zones en décrochement et en extension continentale où l'ascension de magmas s'effectue le long des zones de cisaillement et des failles qui se développent ensuite du fait de la propagation des magmas (Benn *et al.* 1998, 2000 ; Corti *et al.* 2003, 2005).

I.3. Plan de rédaction du mémoire

Le mémoire est structuré en sept chapitres. Le deuxième chapitre est consacré à la présentation du contexte géologique de l'étude, des problèmes à résoudre et des méthodes mises en œuvre. Le troisième chapitre expose les mesures structurales et observations pétro-structurales effectuées sur l'encaissant gneissique et migmatitique des plutons granitiques. Les quatrième et cinquième chapitres sont consacrés aux observations de terrains et la pétrographie, à la fabrique magnétique des granitoïdes et à la géochimie des roches plutoniques et volcaniques de la zone de cisaillement. Le sixième chapitre présente les résultats des datations U-Pb sur zircons obtenus sur les gneiss, les plutons granitiques et les volcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Enfin, le septième chapitre est dévolu à la discussion et aux conclusions générales.

CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE, PROBLEMES A RESOUDRE ET METHODES MISES EN ŒUVRE

II.1. Les corrélations géologiques régionales

La fin du Précambrien est marquée en Afrique et en Amérique du Sud par l'orogénèse panafricaine / brasiliano qui s'intègre, à l'échelle globale, dans le processus d'assemblage du supercontinent Gondwana (Trompette, 1994 ; Arthaud *et al.*, 2008). La reconstitution géologique entre l'Afrique et l'Amérique du Sud avant l'ouverture de l'Océan Atlantique au Mésozoïque révèle de nombreuses similitudes lithologiques et structurales entre la chaîne panafricaine de l'Afrique de l'Ouest et la chaîne Brasiliano du Nord-Est du Brésil (Fig. II.1 ; Caby *et al.*, 1991). La province bénino-nigériane de la chaîne panafricaine des Dahoméyides, qui constitue le segment méridional de la chaîne Trans-Saharienne, est géologiquement corrélée avec la partie septentrionale de la province Borborema (terrains de Ceará et chaîne de Sérido) au Nord-Est du Brésil. Elles correspondent à la zone interne d'une même chaîne car elles sont constituées de terrains d'âges archéen et paléoprotérozoïque affectés par l'évènement thermo-tectonique et l'activité magmatique du Néoprotérozoïque (Caby, 1989 ; Castaing *et al.*, 1993 ; Trompette, 1994 ; Ferré *et al.*, 2002 ; Neves *et al.*, 2003 ; Dada, 2008 ; Dos Santos *et al.*, 2008 ; Arthaud *et al.*, 2008 ; De Wit *et al.*, 2008 ; Kalsbeek *et al.*, 2012 ; da Silva Amaral *et al.*, 2012).

Des zones de cisaillement d'échelle transcontinentale affectent cette zone interne de la chaîne néoprotérozoïque (Fig.II.1). Les zones de cisaillement du 4°50' Est, de Kandi et le linéament Transbrésilien s'observent respectivement au Hoggar, au Bénin et dans les terrains de Ceará au Nord-Est du Brésil. Ils représentent différents segments d'une grande zone de cisaillement unique, mécaniquement cohérente longue de plus de 4000 km et associée à la fin de l'orogénèse panafricaine / brasiliano (Caby, 1989 ; Trompette, 1994 ; Dos Santos *et al.*, 2008 ; Arthaud *et al.*, 2008 ; Attoh and Brown, 2008). De même, la zone de cisaillement majeure localisée à la bordure orientale de la chaîne du Hoggar connue sous le nom de zone de cisaillement Rahgane ou 8°30', se coupe la partie orientale de la province bénino-nigériane et se poursuit dans la chaîne du Sérido au Nord-Est du Brésil (Caby, 1989 ; Trompette, 1994 ; Ferré *et al.*, 2002).

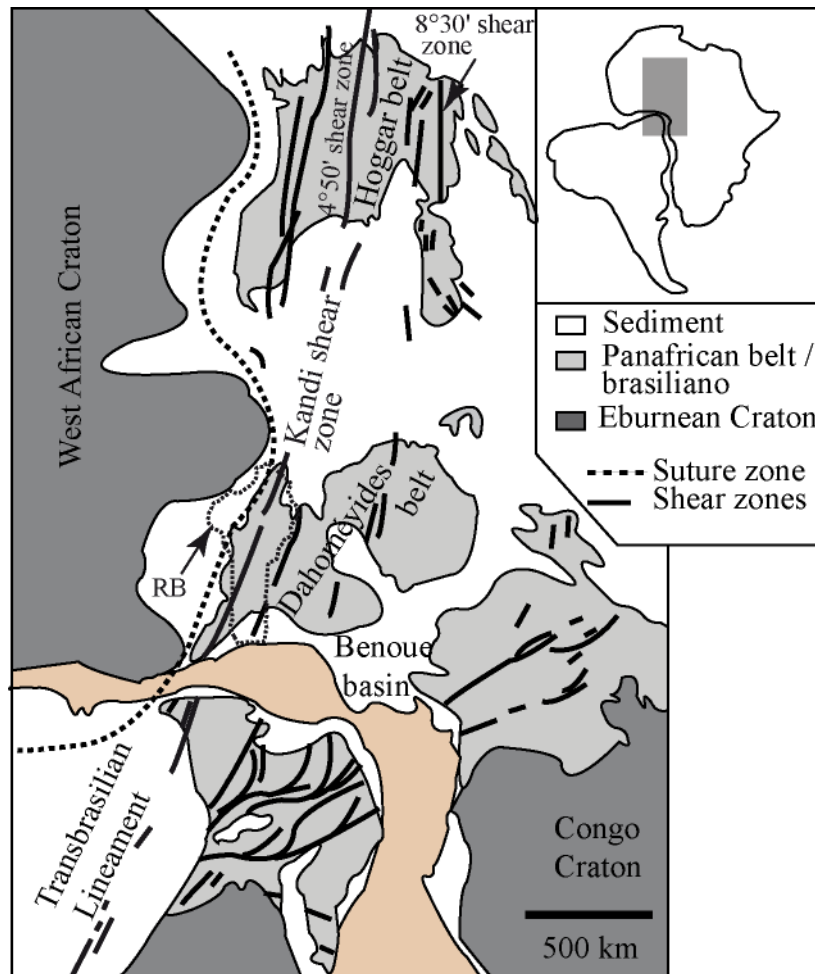


Figure II.1. Reconstitution géologique entre l'Afrique et le Nord-Est du Brésil avant l'ouverture de l'Océan Atlantique (d'après Caby et al., 1991) ; RB : République du Bénin.

II.2. Le craton Ouest-Africain, le bassin des Voltas et la chaîne panafricaine des Dahoméides

II.2.1. Le craton Ouest-Africain

Le craton Ouest-Africain (Fig.II.2), stabilisé depuis le Paléoprotérozoïque (c. 2000 Ma), n'a pas été affecté par l'événement thermo-tectonique et le magmatisme du Néoprotérozoïque et il est recouvert en grande partie dans sa région centrale par la couverture sédimentaire d'âge néoprotérozoïque à paléozoïque du bassin de Taoudéni. A

l'Ouest, ses extensions nord et sud constituent les dorsales de Reguibat et de (Léo) Man. A grande échelle, le craton ouest-africain expose des roches d'âge archéen à l'Ouest et paléoprotérozoïque à l'Est séparées par des zones de cisaillement majeures (Attoh and Ekwueme, 1997). Les terrains archéens sont constitués de gneiss de type TTG (trondhémite, tonalite, granodiorite) d'âge compris entre 3500 à 2800 Ma, intrudés de charnockites et de granites d'âge variant entre 2900 et 2700 Ma et auxquels sont associées des ceintures de roches métavolcaniques et métasédimentaires (grès ferrugineux, marbres, roches ultramafiques, amphibolites, quartzites, grauwackes, peliites et phyllites) (Attoh and Ekwueme, 1997 ; Potrel et al., 1998). Le Paléoprotérozoïque du craton ouest-africain se caractérise par l'absence de roches de croûte profonde (Debat et al., 2003). Il est constitué par des volcanites, des granitoïdes, des ceintures volcano-sédimentaires et des sédiments mis en place pendant l'orogénèse éburnéenne (Doumbia et al., 1998 ; Nommade, 2001 ; Gasquet et al., 2003 ; Soumaila et al., 2008). Des zones de cisaillement ductiles et fragiles sont également présentes dans les terrains paléoprotérozoïques de la dorsale le Léo (Man) (Lompo, 2010).

II.2.2. Le bassin des Voltas

La présentation détaillée de la lithologie du bassin des Voltas est sans grand intérêt pour cette étude puisqu'il représente l'avant pays et la zone la plus externe de la chaîne (Affaton et al., 1991; Castaing et al., 1993). Ce bassin est situé entre le craton ouest-africain et les nappes externes de la chaîne panafricaine des Dahoméyides (Fig.II.2). La séquence sédimentaire du bassin est subdivisée en trois super groupes (Affaton, 1987 ; Affaton et al., 1991). Les deux premiers super groupes sont d'âge méso à néoprotérozoïque (1100 à 600 Ma) et leurs parties orientales sont impliquées dans l'orogénèse panafricaine. Le super groupe I est formé essentiellement de deux groupes gréseux intercalés d'un groupe d'argilites. Le super groupe II comporte une association de tillite, de calcaire dolomitique à barytine et de silexite à la base et des alternances d'argilites et de siltites avec parfois des intercalations de phosphorites au sommet. Le super groupe III, d'âge paléozoïque (500 à 300 Ma), correspond à une molasse de la chaîne panafricaine des Dahoméyides. Il est formé d'argilites, de siltites, de sables, de diamictites et de conglomérats.

II.2.3. La chaîne panafricaine des Dahoméyides

La chaîne des Dahoméyides est subdivisée en trois zones lithostructurales : la zone externe, la zone de suture et la zone interne ou province géologique bénino-nigériane (Affaton *et al.*, 1991 ; Castaing *et al.*, 1993) (Fig. II.2). Elle est grossièrement formée de méta-sédiments et méta-magmatites à l'Ouest, de roches mafiques et ultramafiques et de gneiss, de migmatites, de granitoïdes calco-alcalins et alcalins et de formations volcano-sédimentaires à l'Est.

a- *La zone externe de la chaîne panafricaine des Dahoméyides*

La zone externe de la chaîne panafricaine des Dahoméyides se compose de l'unité structurale du Buem, unité la plus externe et de l'unité structurale de l'Atacora (Fig.II.2). L'unité structurale du Buem est constituée essentiellement de méta-sédiments de faible grade de métamorphisme (méta-pellites et méta-arénites) dans lesquels sont interstratifiés de rares niveaux de méta-magmatites (serpentinites, basaltes, dolérites, andésites et rhyolites) (Affaton, 1987 ; Affaton *et al.*, 1997). Les méta-sédiments du Buem sont interprétés comme des équivalents latéraux orientaux tectoniques et métamorphiques des sédiments protérozoïques du bassin des Voltas impliqués dans la collision du Néoprotérozoïque supérieur (Affaton, 1987).

L'unité structurale de l'Atacora est interprétée comme un empilement de nappes orientées NNE-SSW à vergence Est, résultant de chevauchements lors de l'édification de la chaîne des Dahoméyides (Affaton, 1987 ; Attoh *et al.*, 1997). Elle est composée de schistes micacés et de quartzites imbriqués de façon ductile avec des écaillés tectoniques de gneiss du socle éburnéen provenant de la zone interne (Ménot et Seddoh, 1977, 1985 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1991) ou de la bordure du craton ouest-africain (Agbossoumondé *et al.*, 2007).

Les différents processus de chevauchements, de mise en place et d'imbrication des nappes dans les unités externes se seraient déroulées entre 607 et 570 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1991 ; Attoh *et al.*, 1997). Les méta-sédiments et les méta-magmatites de l'unité structurale du Buem ont été affectés par un métamorphisme basse température -

basse pression et ceux de l'unité structurale de l'Atacora ont subi un métamorphisme moyenne température - moyenne à forte pression (Ménot and Seddoh, 1977 ; Affaton, 1987 ; Affaton et al., 1997).

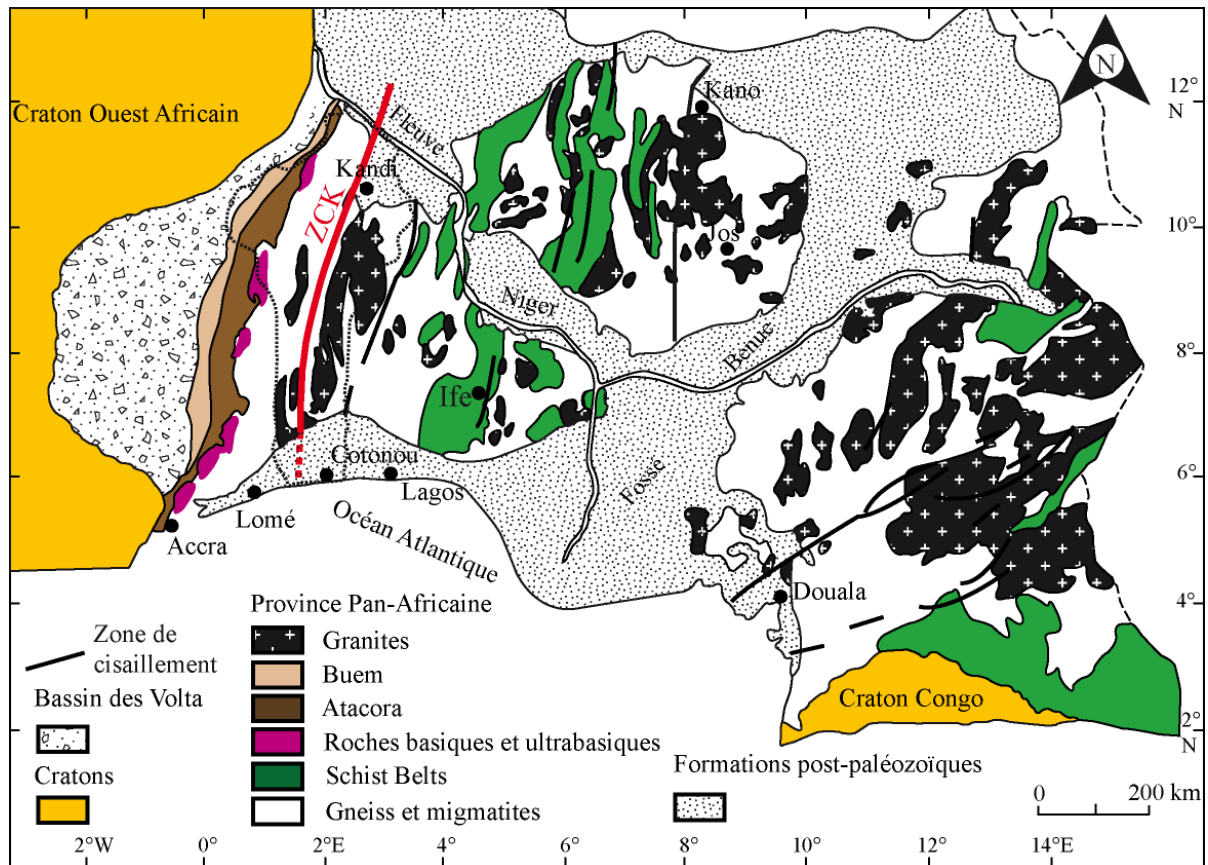


Figure II.2. Carte géologique synthétique de la chaîne panafricaine des Dahoméides montrant les principales unités d'après Affaton et al., (1991) et les zones de cisaillement d'après Caby et al. (1991) ; ZCK : zone de cisaillement de Kandi.

b- La zone de suture de la chaîne panafricaine des Dahoméides

Dans la zone de suture de la chaîne des Dahoméides affleure un alignement de massifs formés de roches basiques et ultrabasiqes entre les zones externe et interne (Fig.II.2). Du Nord au Sud de la chaîne, s'observent les massifs Dérourarou au Nord-Ouest du Bénin, Kabyè, Djabatouré, Lato et Agou au Togo et Akuse au Sud-Est du Ghana. Ces massifs se répartissent en deux groupes selon leur contexte tectonique originel : le massif de

Lato d'une part et les massifs Dérourou, Kabyè, Djabatouré Agou et Akuse d'autre part. Le massif Lato est formé d'éclogites associées à des schistes à chlorite-actinolite-trémolite et d'éclogites interstratifiés dans des quartzites à phengite (Ménot and Seddoh, 1985 ; Agbossoumondé et al., 2001). Ces roches représentent les vestiges d'un complexe ophiolitique subducté qui ont été exhumés et rétro-morphosés au cours de l'orogénèse panafricaine. Les âges de $822 \pm 129 - 91$ Ma et $638 \pm 12 - 53$ Ma (U-Pb sur zircons ; Bernard-Griffiths et al., 1991) représentent respectivement les âges de cristallisation du protolithe basique et de métamorphisme en conditions de faciès éclogites. Les âges de 598 ± 12 Ma (Rb-Sr sur roche totale-phengite) et de 571 ± 12 Ma (Rb-Sr sur phengite-quartz) obtenus respectivement sur les éclogites et les méta-quartzites correspondent aux âges de refroidissement des roches à des températures autour de 450-500°C. Ainsi, la période comprise entre 571-598 Ma est donc interprétée comme la limite inférieure de l'événement métamorphique de haut grade (Bernard-Griffiths et al., 1991). Les massifs de Dérourou, Kabyè, Djabatouré, Agou et Akuse sont formés de granulites auxquelles sont associés des amphibolites, pyroxéno-amphibolites, méta-gabbros et méta-diorites. Ces roches, qui représentent les racines d'un arc magmatique sur la marge active se sont mises en place dans des conditions métamorphiques de faciès granulites avant d'être exhumés et rétro-morphosés en faciès amphibolites ou schistes verts lors de la collision entre le craton ouest-africain et la plaque bénino-nigériane (Agbossoumondé et al., 2004 ; Attoh and Morgan, 2004 ; Duclaux et al., 2006). Les âges (U-Pb sur zircons) de cristallisation en faciès granulites des massifs Agou et Kabyè sont datés respectivement à 650 Ma (Attoh et al., 1991) et 640 ± 50 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1991). Les âges de 610 ± 2 Ma (Attoh et al., 1991) et $612,5 \pm 0,8$ Ma (Affaton et al., 2000) obtenus respectivement sur les granulites de Akuse et Kabyè sont interprétés comme le pic de métamorphisme régional en faciès granulite associé à la collision continentale panafricaine entre le craton ouest africain et la plaque bénino-nigériane. Des âges de 587 ± 4.3 Ma et 581.9 ± 2.4 Ma (Ar / Ar sur hornblendes) sont obtenus sur les nappes de gneiss mafiques et des veines de tonalites de la zone de suture au Sud-Est du Ghana et sont interprétés comme datant l'exhumation des nappes (Attoh et al., 1997).

c- *La zone interne de la chaîne panafricaine des Dahoméyides*

La zone interne ou province bénino-nigériane de la chaîne panafricaine des Dahoméyides est formée d'un encaissant, des plutons de granitoïdes et des bassins

volcano-sédimentaires. L'encaissant des plutons est constitué de migmatites et de gneiss ortho et paradérivés et des métasédiments (micaschistes, marbres et quartzites). Des ceintures de roches schisteuses "schist belts" formés de métapellites, de métaconglomérats, de marbres, des métagrauwackes, d'amphibolites et de métavolcanites acides et basiques s'observent à l'Est de la province au Nigeria. La province bénino-nigériane est constituée de terrains d'âge archéen (c. 2700-3200 Ma) et éburnéen (c. 1700-2000 Ma) réactivés au cours de l'orogénèse panafricaine (Ajibade and Whright, 1989; Bruguier et al., 1994 ; Ekwueme and Kröner, 1998). Des plutons granitiques d'âge éburnéen (c. 2000 Ma) (Cahen-Vachette, 1979) et surtout panafricain (c. 650-550 Ma) (Cahen-Vachette, 1975 ; Breda, 1989 ; Ekwueme and Kröner, 1998 ; Ferré et al, 2002 ; Kalsbeek et al., 2012) s'observent dans la province bénino-nigériane. Des complexes annulaires de granites anorogéniques d'âge carbonifère à crétacé («younger granites») (Rahaman et al., 1984) et du Cénozoïque sont également présents à l'Est de la province au Nigeria.

II.2.4. Evolution structurale et métamorphique de la chaîne panafricaine des Dahoméyides

La chaîne des Dahoméyides qui constitue la partie sud de la chaîne panafricaine de l'Afrique de l'Ouest résulterait de collisions continent-continent à l'Ouest et à l'Est au terme de processus de subduction (Fig. II.3 ; Affaton et al., 1991). La collision à l'Ouest est intervenue entre le craton ouest-africain et le bloc bénino-nigérien le long d'une zone de subduction pentée vers l'Est (Fig. II.3 A et B). La collision à l'Ouest de la chaîne des Dahoméyides est accompagnée d'un épaissement crustal et d'un métamorphisme en condition de faciès granulites, de la mise en place de granites et d'une tectonique tangentielle vers l'Ouest (Castaing et al., 1993). Le pic de faciès granulite associé à cette collision est daté à c. 612 Ma (Affaton et al., 2000). La collision à l'Est de la chaîne s'est produite au niveau des "schists belts" d'Ife-Ilesha après la formation d'un océan et une subduction le long de plans pentés vers l'Ouest (Fig. II.3 C, D et E). A cette collision est associé un épaissement crustal, un métamorphisme de faciès granulite, la mise en place de granites et une tectonique tangentielle vers l'Est bien connus à l'Est de la chaîne au Nigeria entre 650 et 640 Ma (Ferré et al., 2002).

L'évolution post-collision à l'Ouest de la chaîne des Dahoméyides dans la plaine bénino-togolaise est moins documentée. Par contre, à l'Est de la chaîne au Nigeria, cette

évolution est marquée entre c. 615 Ma et 585 Ma par des décrochements ductiles de haute température de direction N-S à NNE-SSW et une intrusion massive de granite à hornblende et biotite puis à c. 550 Ma par une tectonique décrochante subverticale N-S à NNE-SSW de basse température (< 350°C) formant des bandes de cisaillement d'échelle continentale dans lesquelles s'observent des mylonites à grains fins (Ferré et al., 2002).

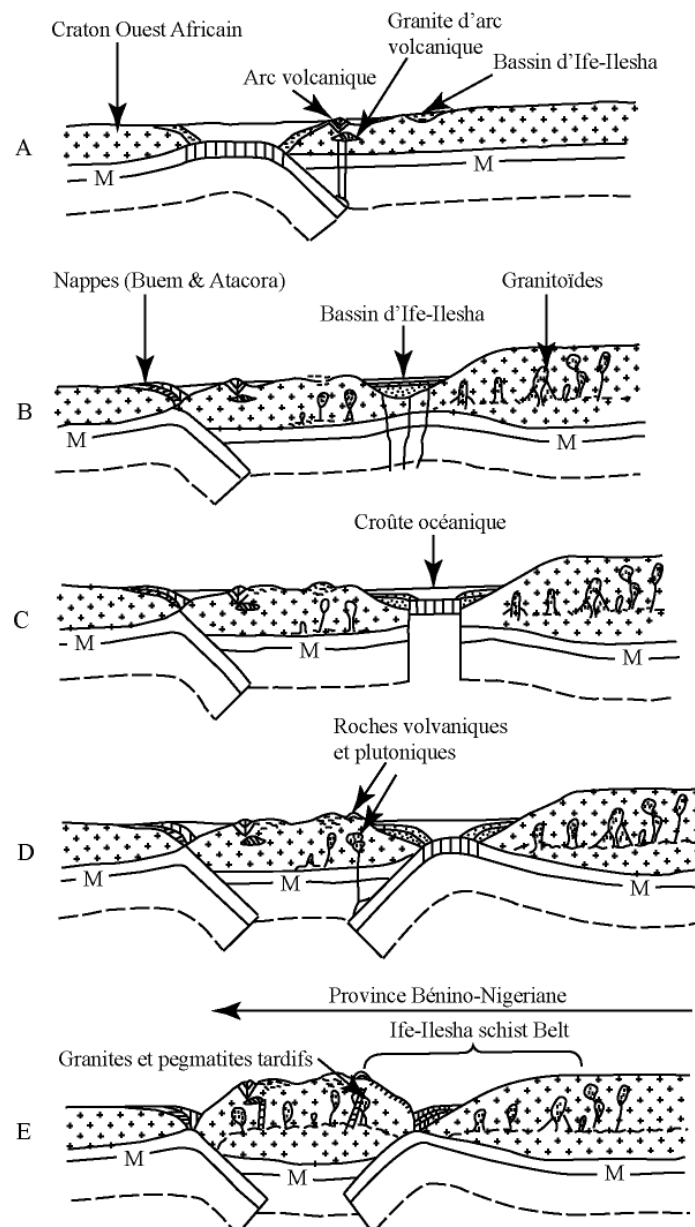


Figure II.3. Schéma possible d'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine des Dahoméides d'après Affaton et al. (1991).

II.3. Problèmes à résoudre

Les travaux effectués sur la chaîne panafricaine des Dahoméides par de nombreux auteurs ont mis en évidence la nature collisionnelle de la chaîne (Ajibade *et al.*, 1989 ; Affaton *et al.*, 1991 ; Castaing *et al.*, 1993 ; Ferré *et al.*, 2002 ; Agbossoumondé *et al.*, 2004). Des zones de cisaillement majeures ont été également reconnues dans la province bénino-nigériane de la chaîne panafricaine des Dahoméides. Parmi celles-ci, la zone de cisaillement de Kandi s'observe dans la partie occidentale de la province bénino-nigériane notamment dans le socle cristallin du Bénin. Elle contient des plutons granitiques et des roches volcaniques dont l'occurrence semble liée à une tectonique (en décrochement) (Fig.II.4). Les roches de la zone de cisaillement de Kandi dans le socle cristallin du Bénin ont fait l'objet de peu d'études pétrologiques, structurales et géochimiques. **La structure interne et le contexte tectonique de mise en place des plutons granitiques au cours de l'orogénèse panafricaine méritent d'être élucidés. De même la typologie des granitoïdes et des volcanites de la zone de cisaillement et la source des magmas nécessitent d'être définies.**

L'état actuel des datations est caractérisé en grande partie par des âges Rb-Sr sur roche totale et K-Ar sur micas (Caen-Vachette, 1975 ; Breda, 1985) qui sont en quantité limitée et pas toujours fiables du fait de la forte mobilité de ces éléments chimiques. **La chronologie de mise en place des plutons granitiques et des volcanites en relation avec la déformation et le métamorphisme panafricain dans la zone de cisaillement de Kandi méritent d'être appréhendés afin de mieux comprendre la dynamique lithosphérique tardi-panafricaine de l'Afrique de l'Ouest.**

II.4. La zone d'étude dans le socle cristallin du Bénin : localisation géographique et présentation géologique

Le socle cristallin du Bénin (Fig.II.4) constitue une partie du bloc occidental de la chaîne panafricaine des Dahoméides. Il est formé de l'Ouest vers l'Est, de la zone externe de la chaîne composée des unités structurales du Buem et de l'Atacora, de la zone de suture où affleurent le massif de Dérourou et une portion septentrionale du massif Kabyè et la zone interne. Les gneiss, migmatites et granitoïdes variés constituent l'essentiel des roches

de la zone interne. Des volcanites et hypo-volcanites associés à des sédiments dans des bassins volcano-sédimentaires s'observent également dans le socle cristallin.

Les complexes volcano-sédimentaires les plus importants comprennent, dans la partie méridionale du Bénin, les complexes de Idaho-Mahou et de Lanta et dans la zone septentrionale, les complexes de la Pako, de Barou et de l'Alibori (Boussari *et al.*, 1974 ; Boussari, 1975 ; Breda, 1982, 1989). La série de Lanta est formée de sédiments (grès et microconglomérats) à débris de roches volcaniques. Les complexes de Idaho-Mahou, de la Pako et de l'Alibori se composent de volcanites (rhyolites, trachytes, andésites basaltiques) et hypovolcanites (microgranites) acides et basiques associés à des sédiments détritiques. Le complexe de la Barou est formé de laves de composition basaltique et andésitique associés à des sédiments pélitiques siliceux.

La zone d'étude est située au Centre-Bénin entre 7°39' et 8°00' de latitude Nord et 1°38' et 2°20' de longitude Est (Fig.II.4). D'une longueur de 70 km et d'une largeur de 35 km, la zone couvre une superficie d'environ 2450 km². Le relief est généralement plat et parsemé de quelques collines (Fig.II.5a et b). Les altitudes sont comprises entre 100 et 200 m mais elles peuvent atteindre 470 m au sommet des collines. Les principaux cours d'eau sont le fleuve Zou et la rivière Klou (Fig.II.5a et b), qui sont orientés N-S avec un sens d'écoulement du Nord vers le Sud. Les travaux de cartographie géologique de Breda (1989) mettent en évidence dans la zone un encaissant gneissique et migmatitique, des plutons granitiques et une série volcano-sédimentaire (Fig.II.6).

II.4.1. L'encaissant gneissique et migmatitique

L'encaissant des plutons de la zone étudiée est formé de gneiss et de migmatites qui présentent une foliation mylonitique méridienne subverticale associée au fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi. Toute la longueur de la zone d'étude est affectée par le cisaillement.

Les gneiss de la zone de cisaillement sont très variés du point de vue de leur lithologie (Fig. II.6 ; Breda, 1989). Ils regroupent (i) des gneiss à biotite et hyperstène qui renferment des niveaux de granulite à deux pyroxènes ; (ii) des gneiss à biotite et grenat ; (iii) des gneiss alcalins à pyroxènes parfois amphibole et épidote, des gneiss aplitiques à grenat, des gneiss alcalins à biotite qui renferment assez fréquemment en leur sein des quartzites et des

marbres ; (iv) des gneiss à amphiboles massifs et des gneiss lités à amphibole et biotite renfermant des enclaves et de petites masses d'amphibolite et de pyroxénites mais également des corps de dimension importante de charnockites.

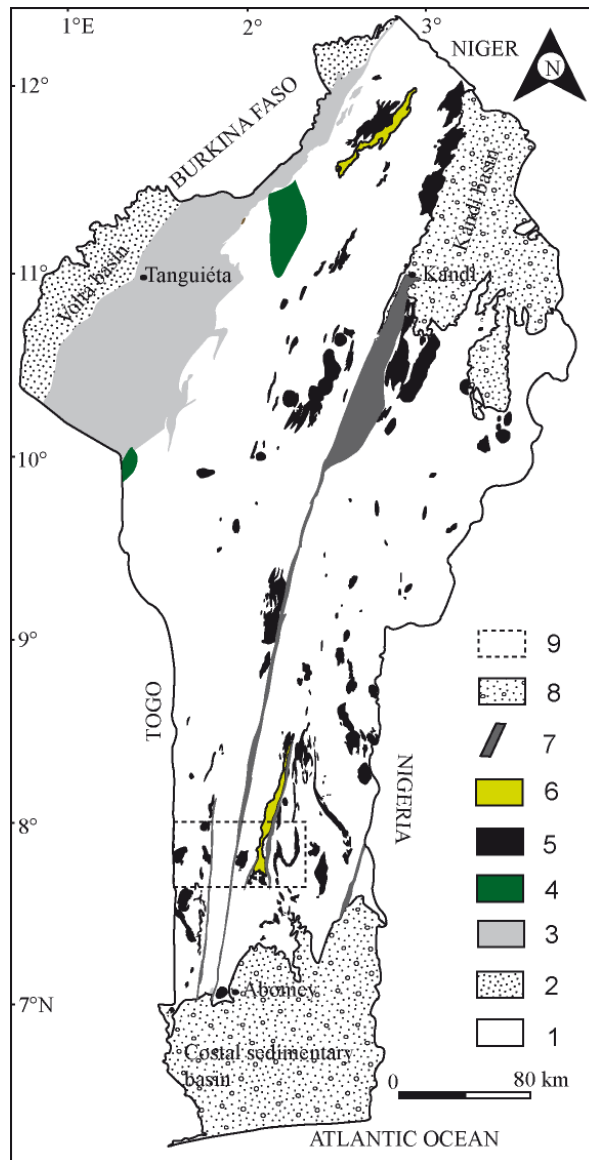


Figure II.4. Carte géologique synthétique du Bénin montrant des plutons granitiques et des bassins volcano-sédimentaires le long de la zone de cisaillement de Kandi. 1, encaissant des plutons (gneiss et migmatites) ; 2, couverture sédimentaire protérozoïque du bassin des Voltas ; 3, métasédiments panafricains ; 4, massifs basiques ; 5, granitoïdes panafricains ; 6, ceintures volcano-sédimentaires ; 7, tectonites de basse température ; 8, couverture sédimentaire phanérozoïque ; 9, zone d'étude.

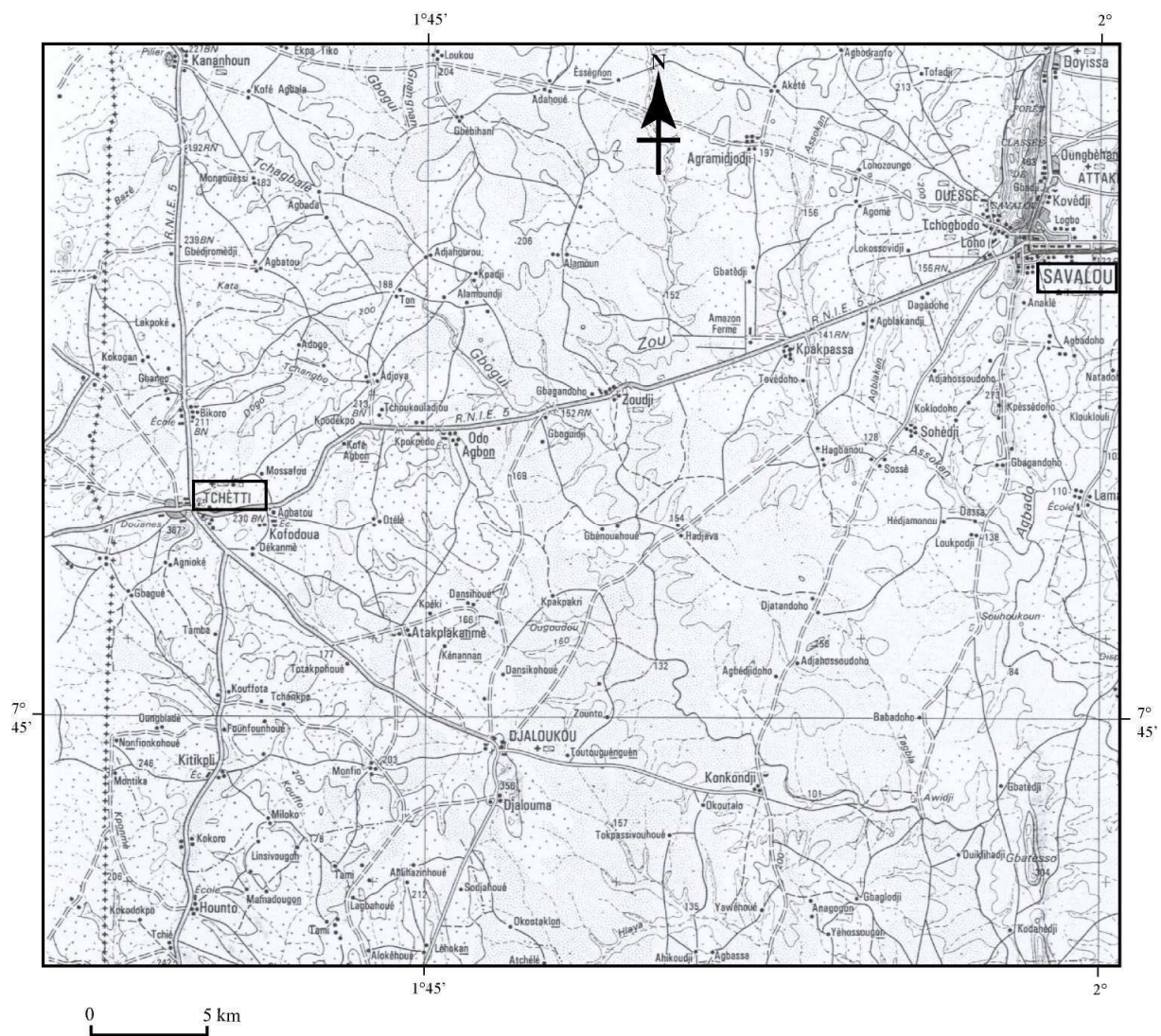


Figure II.5a. Carte topographique du secteur de Savalou (extraite de la feuille topographique Abomey NB31-XX-XXI au 1/200000, Institut Géographique National, Paris, 1987).

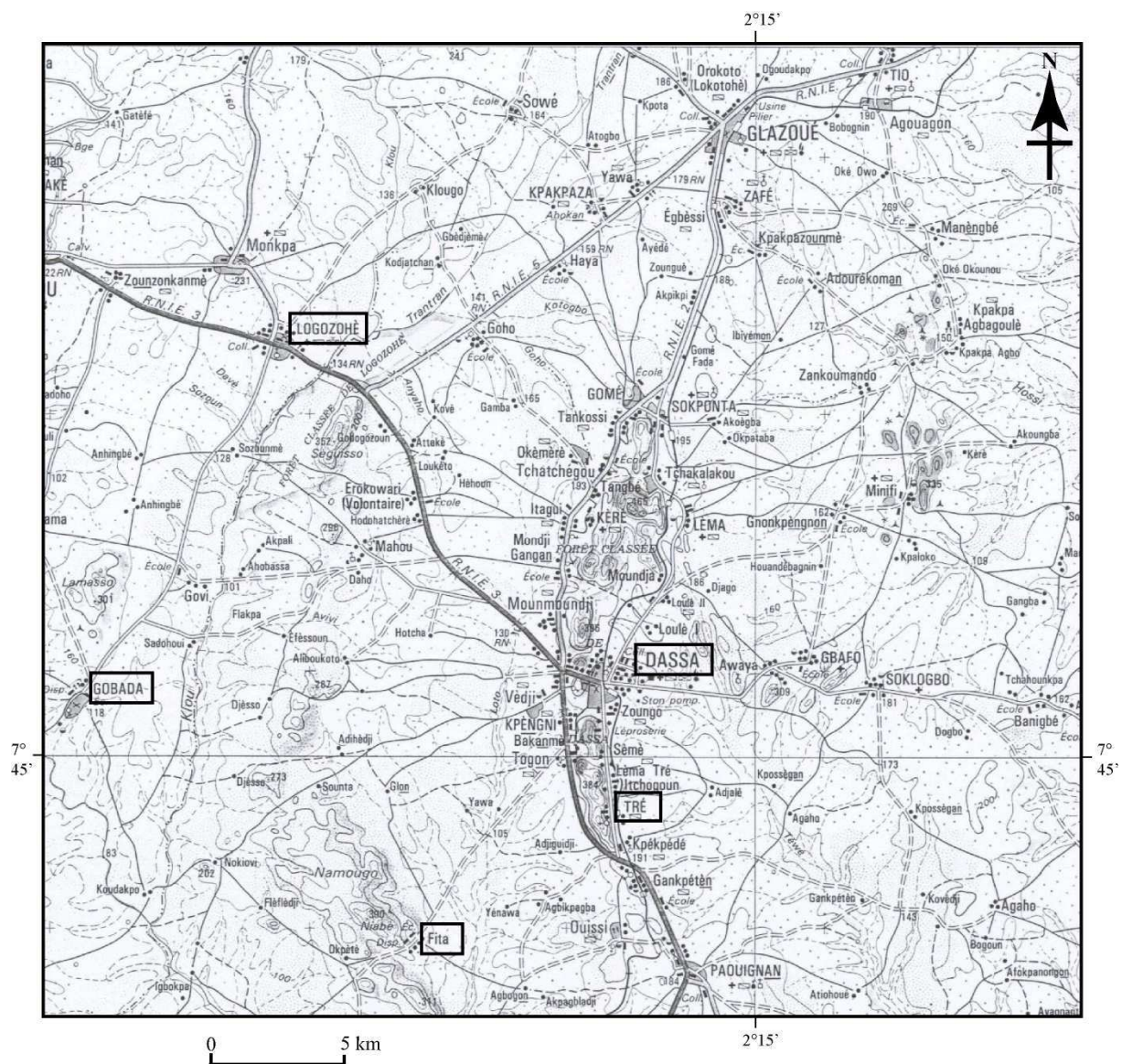


Figure II.5b. Carte topographique du secteur de Dassa (extraite de la feuille topographique Abomey NB31-XX-XXI au 1/200000, Institut Géographique National, Paris, 1987).

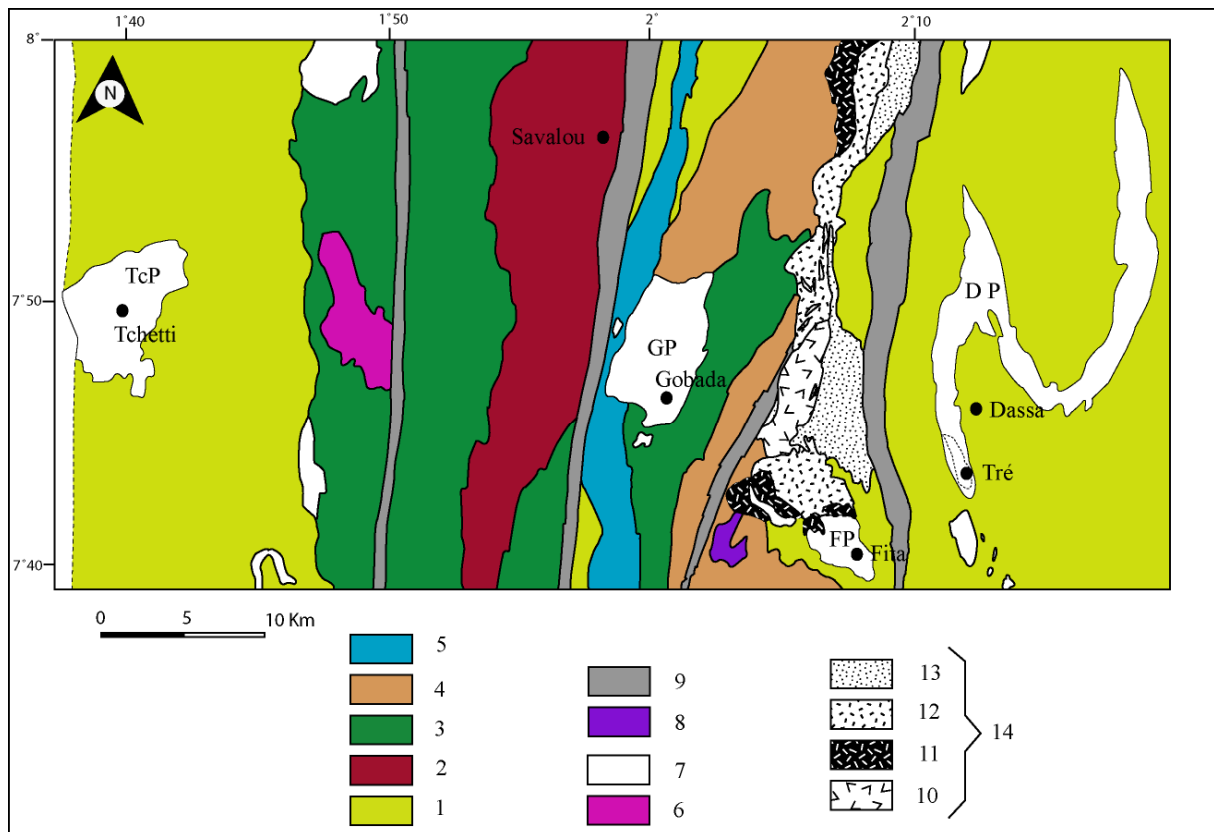


Figure II.6. Carte géologique de la zone d'étude (modifiée à partir de la carte géologique au 1 :200000, feuille Abomey-Zagnanado ; Breda, 1989). 1 : migmatites ; 2 : gneiss à biotite et hyperstène parfois à deux pyroxènes ; 3 : gneiss lités à amphibole et biotite renfermant des nodules et des niveaux d'amphibolite et de pyroxénites et gneiss à amphiboles massifs ; 4 : gneiss à biotite et grenat ; 5 : gneiss alcalin à pyroxènes parfois amphibole et épidote, les gneiss aplitiques à grenat et les gneiss alcalin à biotite ; 6 : charnockites ; 7 : plutons granitiques ; 8 : metabasites ; 9 : tectonites de basse température ; 10 : magmatites basiques ; 11 : microgranites ; 12 : rhyolites ; 13 : sédiments ; 14 : bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Plutons de Dassa (DP), Fita (FP), Gobada (GP) et Tchetti (TcP).

Les charnockites sont à chimisme granomonzodioritique et à deux pyroxènes, feldspaths, quartz et biotite. De plus, elles sont intensément déformées et rétro-morphosées donnant naissance à des gneiss à biotite et amphibole renfermant des reliques d'assemblages et de texture charnockitiques. Ces corps intrusifs témoignent d'une histoire granulitique précoce et d'un rééquilibrage dans des conditions métamorphiques de faciès amphibolites (Breda, 1989).

Les paléosomes des migmatites de la zone de cisaillement sont des gneiss à biotite et des gneiss à amphibole et plus rarement les gneiss à pyroxènes, des amphibolites et des gneiss à grenats. Les néosomes sont des gneiss granitiques à biotite et des gneiss à grains pegmatoïdes. Les migmatites renferment souvent des masses interstratifiées de marbres et de quartzites (Breda, 1989).

Des bandes de blastomylonites et de mylonites à grain fin, d'épaisseur kilométrique et d'allure méridienne s'observent à l'intérieur des gneiss et des migmatites. Les roches de ces bandes montrent des porphyroclastes d'amphiboles, de plagioclases et parfois de sphène et de grenat dans une matrice à quartz, plagioclase, biotite et amphiboles. Elles indiquent une déformation dans les conditions de faciès amphibolite avec des reprises dans les conditions de faciès schistes verts à épidotes (Breda, 1989). La bande de mylonites à l'Est de Savalou (Fig.II.6) est celle à laquelle se réfèrent la plupart des auteurs comme correspondant à l'activité de la faille de Kandi dans la chaîne panafricaine des Dahoméides (Breda, 1989 ; Affaton et al., 1991 ; Castaing et al., 1993).

Les âges obtenus sur les gneiss et migmatites de l'encaissant indiquent des âges mésoprotérozoïques (Tableau II.1). L'âge de 1214 ± 117 Ma (Rb-Sr sur roche totale) obtenu sur les gneiss à biotite et grenat est interprété comme l'âge de l'évènement métamorphique de faciès granulite (Breda, 1985). L'âge de 916 ± 69 Ma (Rb-Sr sur roche totale) des migmatites de la zone de Dassa représenterait l'âge de la fusion partielle. Les âges de 1328 ± 123 Ma (Rb-Sr sur micas) et 441 ± 5 Ma (K-Ar sur muscovite) sur les mylonites de la faille de Kandi à l'Est de Savalou représenteraient respectivement les âges de cristallisation des protolithes et des derniers mouvements le long de la faille.

Tableau II.1. *Compilation des données radiométriques disponibles au Centre-Bénin*

Age (Ma)	Méthode	Matériel	Roche	Localité	Références
916 ± 69	Rb-Sr	Roche totale	Migmatites	Dassa	Breda, 1985
1214 ± 117	Rb-Sr	Roche totale	Gneiss à Bt-Gt	Sud Fita	Breda, 1985
1328 ± 123	Rb-Sr	Muscovite	Mylonite	Faille Kandi Savalou	Breda, 1985
441 ± 5	K-Ar	Muscovite	Mylonite	Faille Kandi Savalou	Breda, 1985
620 ± 47	Rb-Sr	Roche totale	Granite porphyroïde	Dassa	Breda, 1985
523 ± 6	K-Ar	Biotite	Granite porphyroïde	Dassa	Breda, 1985
579 ± 5	Rb-Sr	Roche totale	Granite	Fita	Vachette, 1975
521 ± 6	K-Ar	Biotite	Granite	Gobada	Breda, 1985
451 ± 3	K-Ar	Biotite	Rhyolite	Idaho-Mahou	Breda, 1985

II.4.2. Les plutons granitiques

Le magmatisme plutonique se présente dans la zone sous forme de granitoïdes de granulométrie et de minéralogie variées, porphyroïdes ou non, et parfois très déformés. Les granites porphyroïdes (pluton de Dassa) forment généralement des reliefs allongés au sein des migmatites et présentent une foliation plus développée aux limites des plutons. Les granites non porphyroïdes sont homogènes, à biotite et forment des masses localisées dans les migmatites ou dans les gneiss ocellés. On y distingue le granite de Tré intrusif au sein du granite porphyroïde de Dassa, les granites Fita, de Tchetti, de Gobada, etc.... Autour de ces plutons granitiques, on n'observe pas de bons affleurements pour mettre en évidence le métamorphisme de contact.

Selon [Breda \(1989\)](#), les faciès de Tré et de Tchetti seraient localement déformés et le granite de Gobada et de Fita seraient isotropes et se seraient mis en place postérieurement à la phase tectonique et métamorphique régionale ([Boussari, 1975](#) ; [Breda, 1989](#)). Les granites de Dassa et de Gobada présentent un chimisme sub-alcalin ([Bigioggero et al., 1988](#)) et celui de Fita est alcalin ([Boussari, 1975](#) ; [Bessoles and Trompette, 1980](#) ; [Bigioggero et al., 1988](#) ; [Breda, 1989](#)). Les données radiométriques disponibles (Tableau II.1) indiquent une mise en place panafricaine des granites. Le granite de Dassa a fourni deux âges de 620 ± 47 Ma (Rb-Sr sur roche totale) et 523 ± 6 Ma (K-Ar sur biotite) qui

correspondraient respectivement aux âges de mise en place et de refroidissement du granite (Breda, 1985). L'âge Rb-Sr conventionnel, calculé sur roche totale du granite de Fita de 580 Ma (Vachette, 1975) est interprété comme l'âge de mise en place du granite. L'âge K-Ar de 521 ± 6 Ma (Breda, 1985) obtenu sur le granite de Gobada correspondrait au refroidissement post solidus.

II.4.3. Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou

Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou s'est ouvert dans le socle entre les gneiss et les plutons granitiques. Il s'étend au-delà de la zone d'étude et sa longueur fait 100 km environ avec une largeur pouvant atteindre 10 km au Sud du bassin. La partie orientale de la série est formée essentiellement de sédiments clastiques et sa partie occidentale à dominante de roches volcaniques et subvolcaniques acides et basiques (Boussari, 1975 ; Breda, 1989). Les dépôts détritiques du bassin sont représentés par les conglomérats polygéniques, grès, les siltites et les argilites. Les conglomérats et les grès renferment des éléments granito-gneissiques du socle et des roches volcaniques acides et basiques du bassin. Les sédiments du bassin ont subi une recristallisation métamorphique dans le faciès schistes verts attestée par la néoformation de quartz, feldspath, muscovite, biotite et épidotes (Boussari et al., 1974 ; Breda, 1985). Le degré de recristallisation métamorphique et de déformation des méta-sédiments du bassin croient vers l'Est et est plus élevé à proximité de la zone de contact avec le socle. Le contact de la série sédimentaire avec le socle est de type tectonique et souligné à l'Est par une zone de tectonites de basse température de direction subméridienne à pendage moyen à fort vers l'Est. Le contact ouest avec les volcanites est souvent de type normal caractérisé par une superposition des sédiments sur les volcanites mais des écailles tectoniques de méta-sédiments seraient observées à l'intérieur des roches volcaniques (Breda, 1985).

Les formations volcaniques et subvolcaniques basiques affleurent principalement dans la partie méridionale du bassin et sont représentées par les basaltes en coulées et en coussins, les brèches basaltiques et les filons et masses de diabases. La présence de basalte en coussins suggère un caractère subaquatique du volcanisme.

Les volcanites acides sont les rhyolites, les rhyolites alcalines, les trachytes et les dacites. Les microgranites et les microsénites représentent des faciès plus profonds associés aux volcanites acides. Les volcanites acides recoupent les roches basiques par

endroits et renferment souvent des enclaves décimétriques de roches volcaniques basiques ; ce qui suggère un volcanisme acide postérieur au volcanisme basique dans le bassin (Boussari et al., 1974 ; Breda, 1989). Les relations entre les microgranites et microsyrénites et les volcanites acides ne sont pas évidentes (Boussari, 1974 ; Breda, 1989).

Le contact entre les volcanites du bassin et le socle à l'Ouest serait de type normal indiquant un épanchement sur le socle (Breda, 1985). Les roches volcaniques acides et basiques ont subi une recristallisation métamorphique dans le faciès schistes verts soulignée par la transformation des minéraux fémiques et la néoformation de biotite, d'épidotes et de carbonates. L'âge K-Ar de 451 ± 3 Ma (Tableau II.1), calculé sur la biotite d'un échantillon de rhyolite du bassin représenterait l'âge de refroidissement métamorphique (Breda, 1985).

Sur la base de la chronologie relative, le volcanisme basique du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou serait antérieur au volcanisme acide et la sédimentation est postérieure à l'activité volcanique acide et basique dans le bassin (Boussari, 1975 ; Breda, 1989).

De petites masses de metabasites s'observent aux extrémités sud et nord du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. La masse située à l'extrémité sud (Fig. II.6) est composée de brèches à éléments parfois métriques de metabasites et de métadiabases avec des injections de métagabbros à grains fins. La masse de l'extrémité nord est composée de métadiabases et de métagabbros qui renferment des injections de liquides de composition granitique qui seraient issus de la fusion partielle des metabasites (Breda, 1985).

II.5. Les méthodes mises en œuvre

Une combinaison de méthodes directes et de méthodes indirectes ont été mises en œuvre pour cette étude. Les **méthodes directes** regroupent les observations et mesures structurales de terrain. Elles ont permis de préciser la structure et la cinématique de la déformation des roches lorsque cela est possible. Plusieurs marqueurs sont utilisés dans la zone de cisaillement pour la détermination sens de cisaillement : les structures S-C, les asymétries des queues de recristallisation des feldspaths, les asymétries de plis, les structures de boudinage et les fragmentations de porphyroclastes. Les **méthodes indirectes** sont celles nécessitant des instruments qui vont transmettre des données basées sur les

propriétés physiques et/ou chimiques des roches. La minéralogie des roches a été précisée par des analyses à la microsonde électronique CAMECA SX-100. Les éléments majeurs et en traces des granitoïdes et volcanites ont été analysés par fluorescence RX et laser ICP-AES pour l'étude de la typologie de ces roches et de la source des magmas dans la zone. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), basée sur l'étude de la fabrique des minéraux magnétiques a été surtout utilisée pour étudier la déformation en absence de structures visibles à l'affleurement. C'est particulièrement le cas des plutons granitiques de la zone de cisaillement pour lesquels la caractérisation des structures de déformation peut permettre d'expliquer les modalités de leur mise en place. Les datations radiométriques U-Pb sur zircons au laser ICP-MS ont été réalisées pour mieux contraindre la chronologie des événements géologiques (métamorphisme-déformation et magmatisme) dans la zone de cisaillement de Kandi.

CHAPITRE III : L'ENCAISSANT DES PLUTONS ET LA TECTONIQUE DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI AU CENTRE-BENIN

La zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin affecte des gneiss des faciès granulite et amphibolite et des gneiss migmatitiques (Fig.III.1). Les gneiss du faciès granulite occupent la partie centrale de la zone et sont bordés à l'Est et à l'Ouest successivement par les gneiss du faciès amphibolite et les gneiss migmatitiques. Selon nos études pétrologiques des gneiss de la zone de cisaillement, les gneiss du faciès granulite correspondent aux gneiss à biotite et hyperstène avec des niveaux de granulite à deux pyroxènes de Breda (1989) et les gneiss du faciès amphibolite regroupent (i) les gneiss à biotite et grenat ; (ii) les gneiss alcalins à pyroxène parfois amphibole et épidote, les gneiss aplitiques à grenat, les gneiss alcalins à biotite; (iii) les gneiss à amphiboles massifs et les gneiss lités à amphibole et biotite de Breda (1985).

Dans ce chapitre sont présentés les structures (foliations et linéations), les associations minéralogiques et la chimie des minéraux, les microstructures et les indicateurs cinématiques observés dans les gneiss et les migmatites de la zone de cisaillement. La thermobarométrie des gneiss de la zone de cisaillement n'a pas été abordée car cette thèse s'est focalisée sur le magmatisme.

III.1. Les gneiss du faciès granulite

Les roches du faciès granulite forment une colline allongée Nord-Sud au cœur de la zone d'étude, dans le secteur de Savalou. Elles présentent des plans de foliation verticaux orientés N-S (Fig.III.2). Les linéations minérales, marquées par le quartz, les feldspaths et les pyroxènes, sont horizontales à faiblement plongeantes vers le Nord (Fig.III.1). Les critères cinématiques tels que les amandes de matériels quartzo-feldspathiques, les veines de pegmatites déformées (Fig.III.3a) et les queues de recristallisation asymétriques des feldspaths indiquent un sens de cisaillement dextre.

Du point de vue pétrographie, les roches sont formées essentiellement d'un gneiss rubané qui renferme des enclaves de gneiss fins mafiques et recoupés par des veines d'épaisseur décimétrique de pegmatites orthogneissifiées. Les gneiss rubanés sont à quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite + grenat + orthopyroxène ± clinopyroxène +

chlorite (Fig.III.3b). Les minéraux accessoires sont représentés par les épidotes, le zircon, la monazite et l'apatite. Les veines de pegmatite sont formées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et orthopyroxène. Les enclaves de gneiss fins sont à plagioclase + biotite + grenat + clinopyroxène + orthopyroxène.

Les gneiss du faciès granulite sont caractérisés par une texture mylonitique. Ils présentent de longs rubans polycristallins de quartz subparallèles entre lesquels recristallisent les feldspaths déformés (Fig.III.3c). Les orthopyroxènes se présentent parfois sous forme de porphyroclastes avec des queues de recristallisation qui indiquent également un sens de cisaillement dextre (voir Fig. III.3d). Les grenats déformés sont allongés et orientés dans la foliation.

Les orthopyroxènes recristallisent en clinopyroxènes (Fig.III.3b) et en biotite. Ils se situent dans le champ clinoferrosillite dans le diagramme Enstatite-Ferrosillite-Wollastonite (Fig.III.4a). Les clinopyroxènes sont du type diopside à augite.

Les grenats, assez homogènes entre le cœur et la bordure, sont du type almandin $\text{Alm}_{73-75}\text{Py}_{9-11}\text{Gro}_{5-10}\text{Sp}_{5-6}\text{And}_{1-5}$ (Fig.III.4b). Le Mg number ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}$) des grenats varie entre 0,11-0,12 (Fig.III.4c). Le rapport $(\text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{CaO} + \text{MnO})$ des grenats qui croît avec le grade de métamorphisme est faible et varie de 5,6 à 6,5.

Les biotites ont une composition chimique intermédiaire entre l'annite et la phlogopite et sont du type ann_{50-75} (Fig.III.4d). Le X_{Mg} des biotites est compris entre 0,37 et 0,45. Les biotites recristallisent parfois en chlorite.

Les granulites de Savalou sont probablement orthodérivés et correspondent à un corps magmatique mis en place dans la croûte profonde. La grande homogénéité de faciès à l'échelle cartographique confirme également la nature magmatique du protolithe de ces gneiss.

Les observations microstructurales indiquent que le gneiss a subi une déformation ductile dans les conditions métamorphiques du faciès amphibolite. Trois paragenèses successives peuvent être distinguées : une paragenèse anté-cinématique (anté-cisaillement) à orthopyroxène + feldspath potassique₁ + plagioclase₁ du faciès granulite et deux paragenèses syn-cinématiques dont l'une à clinopyroxène + grenat + biotite + feldspath potassique₂ + plagioclase₂ et l'autre à chlorite. Les deuxième et troisième paragenèses minérales accompagnent une rétro-morphose des granulites.

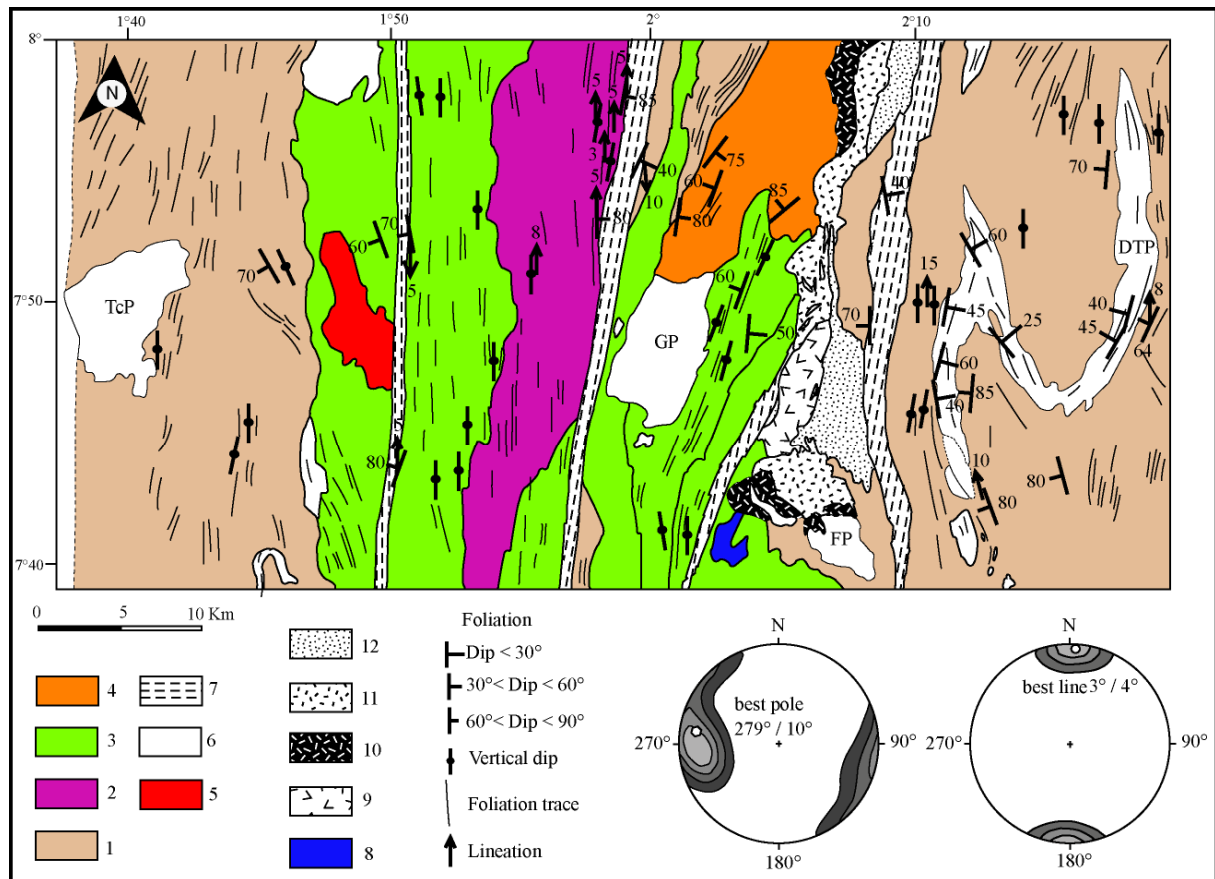


Figure III.1. Carte géologique et structurale de la zone d'étude et projection stéréographique (hémisphère inférieur) des pôles des plans de foliation et des linéations; 1 : gneiss migmatitiques ; 2 : granulites ; 3, 4 : gneiss du faciès amphibolite (3 : gneiss à amphibole - biotite décrit dans la présente étude et autres gneiss aplitique à grenat, gneiss alcalin à biotite, gneiss alcalin à pyroxène - amphibole - épidotes, gneiss à amphiboles massifs décrits par Breda, 1989 ; 4 : gneiss alumineux à biotite - grenat - sillimanite - cordiérite); 5 : charnockite ; 6 : granitoïdes ; 7 : bandes de tectonites de basse température (mylonites de basse température et cataclasites) ; 8 : métabasite ; 9 : magmatites basiques ; 10 : microgranites ; 11 : rhyolites ; 12 : sédiments ; plutons de Dassa-Tré (DTP), Fita (FP), Gobada (GP) et Tchetti (TcP).



Figure III.2. Photographies de terrain montrant des affleurements des granulites de Savalou.
a : forte structuration N-S; b : foliation mylonitique verticale. Les flèches pleines indiquent le Nord.

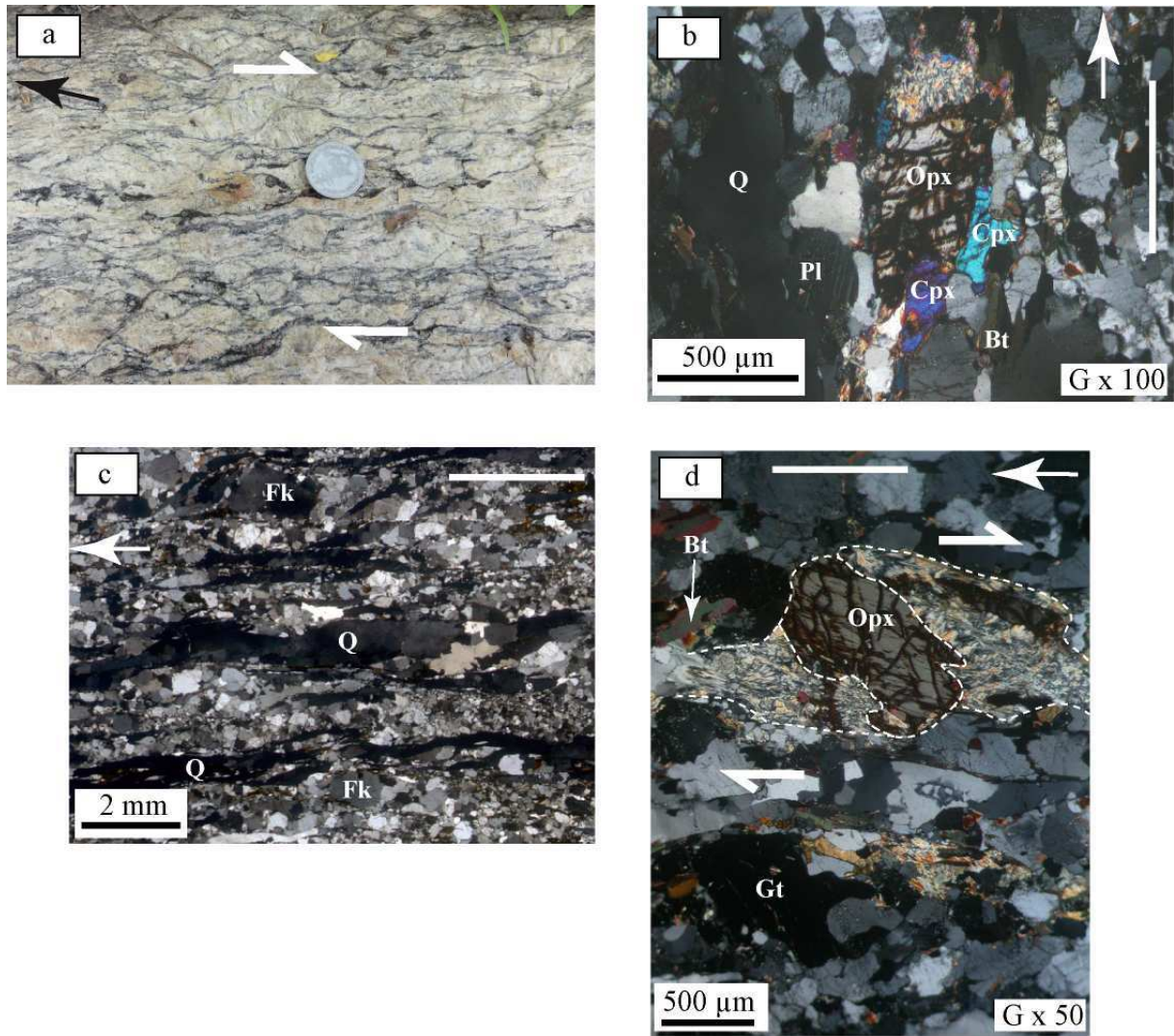


Figure III.3. Photographies de terrain (a) et de lames minces (b, c, d) des granulites. a : veine de pegmatite déformée montant des amandes de matériel quartzo-feldspathique indiquant un sens de cisaillement dextre ; b : lame mince de granulite montrant une recristallisation syn-cinématique de l'orthopyroxène en clinopyroxène (en lumière polarisée LP) ; c : scan de lame mince de granulite montrant des rubans polycristallins de quartz associés à des feldspaths déformés montrant des sous grains et une recristallisation partielle (en LP) ; d : lame mince montrant un porphyroclaste d'orthopyroxène avec des queues de recristallisation et des grenats déformés et allongés dans la foliation (LP) ; les flèches pleines indiquent le Nord ; les demi-flèches indiquent le sens de cisaillement et les traits indiquent la trace de la foliation.

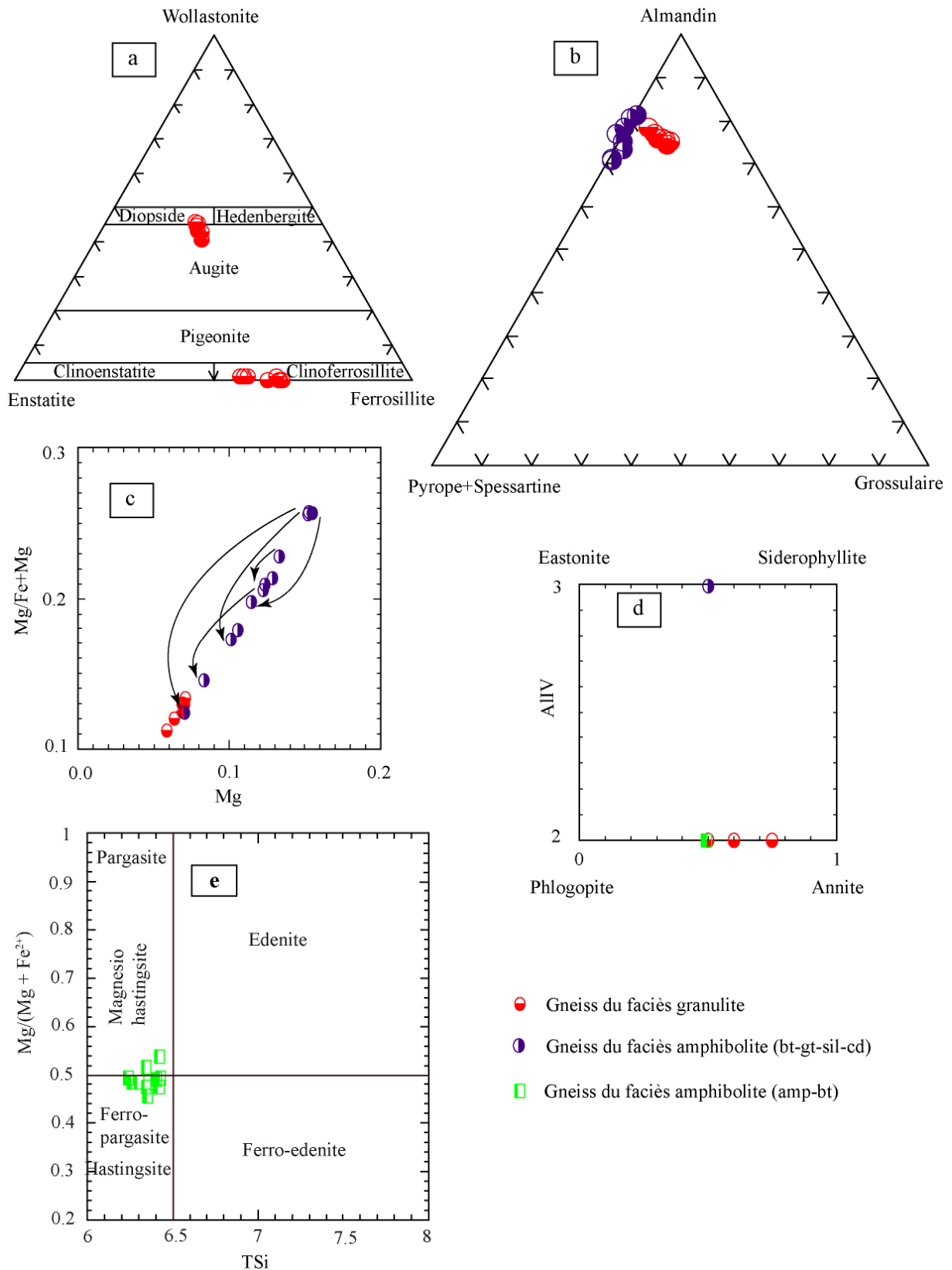


Figure III.4. Caractéristiques chimiques des pyroxènes (a), des grenats (b, c), des biotites (d) et des amphiboles (e) des gneiss des faciès granulite et amphibolite. Les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 1.

III.2. Les gneiss du facies amphibolite

Dans cet ensemble, les gneiss alumineux à grenat, biotite, sillimanite et cordiérite et les gneiss à amphibole et biotite ont été analysés.

III.2.1. Les gneiss alumineux à grenat, biotite, sillimanite et cordiérite

Les gneiss à biotite, grenat, sillimanite et cordiérite affleurent à l'Est des granulites. Les foliations mesurées dans ces gneiss sont en général N-S à NNE-SSW. Des directions de foliations NE-SW sont également observées à l'extrémité Sud-Est de la formation, à proximité du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou (voir Fig. III.1). Les plans de foliation sont fortement pentés à sub-verticaux (Fig.III.5). Ils sont recoupés par des bandes de cisaillement orientées N-S, d'épaisseur centimétrique à décimétrique parfois remplies de leucosomes déformés. Les indicateurs cinématiques que sont les leucosomes quartzo-feldspathiques déformés (Fig.III.6a) et les structures de type S-C indiquent un sens de cisaillement majoritairement dextre.

Les roches montrent une texture œillée et sont composées d'amandes de quartz et de matériel quartzo-feldspathiques centimétriques à décimétriques dispersés dans une matrice à grain plus fin de gneiss grano-lépidoblastique et porphyroclastique (Fig.III.6a). L'assemblage minéralogique est à quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite + grenat + muscovite + sillimanite + cordiérite. Les minéraux accessoires sont la monazite, l'apatite et le zircon. Les biotites et la sillimanite aciculaire sont orientés dans une foliation qui moule les amandes feldspathiques ou quartzo-feldspathiques et les grenats (Fig. III.6b).

Les grenats renferment des inclusions de plagioclase et sont parfois fracturés avec des recristallisations de biotite et de muscovite dans les microfractures (Fig.III.6c). Les grenats sont du type almandin $Alm_{68-80}Py_{11-24}Gro_{1-4}Sp_{3-6}And_{1-3}$ (voir Fig.III.4b). Le Mg number (X_{Mg}) des grenats décroît du cœur (0,21-0,26) vers la bordure (0,12-0,20) (voir Fig.III.4c). Le rapport $(FeO + MnO) / (CaO + MnO)$ des grenats varie de 10,6 à 14,1 et montre également une décroissance du cœur vers la bordure.



Figure III.5. Photographie de terrain montrant un affleurement de gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite à Logozohè ; observer la foliation mylonitique verticale de ces gneiss. La flèche pleine indique le Nord.

Les biotites sont alumineuses et du type sidérophyllite₅₀ (voir Fg.III.4d). Le X_{Mg} des biotites est compris entre 0,47 et 0,5. Les cordiérites sont riches en Fe et se déstabilisent en biotite (Fig.III.6d).

En conclusion, la nature alumineuse des biotites et la présence de la sillimanite et de la cordiérite suggèrent un protolithe silico-alumineux et pélitique. La décroissance de la teneur en magnésium et la croissance de la teneur en calcium du cœur vers la bordure des grenats, la destabilisation des cordiérites et les recristallisations de biotite et muscovite indiquent une évolution rétrograde des conditions P-T du faciès amphibolite inférieur au faciès amphibolite supérieur. Deux paragenèses minérales successives correspondant à deux épisodes successives peuvent être distinguées dans les gneiss alumineux. La première paragenèse à grenat + biotite₁ + sillimanite + cordiérite + feldspath potassique₁ + plagioclase₁ et la seconde à muscovite + biotite₂ + feldspath potassique₂ + plagioclase₂. La déformation mylonitique associée au cisaillement est contemporaine du premier épisode. La rétro-morphose des gneiss se poursuit pendant le deuxième épisode. Les processus de fusion partielle du gneiss

sont contemporains du début du premier épisode. Ainsi, les amandes quartziques et quartzofeldspathiques observés dans les plans de schistosité dérivent du boudinage syn-cinématique de filonnets de quartz et de granite injectés dans le gneiss silico-alumineux ayant subi une fusion partielle limitée.

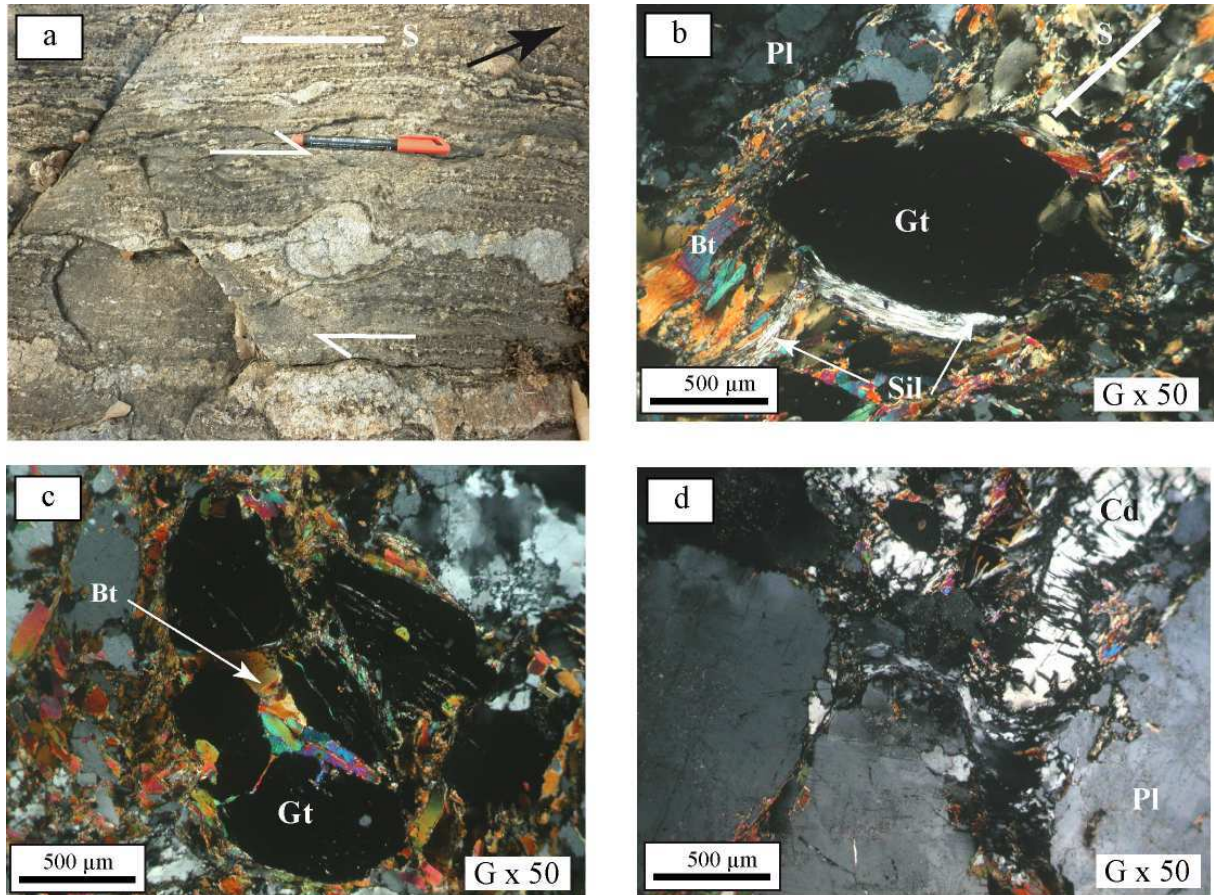


Figure III.6. Photographies de terrain (a) et microscopiques (b, c, d) des gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite. a : boudinage syn-cinématique de filonnets de granite injectés dans le gneiss au cours de la fusion partielle ; b : association biotite-sillimanite-grenat dans le gneiss, biotite et sillimanite se développant dans la foliation, grenat tourné dans la foliation (LP); (c) : porphyroclaste de grenat déformé montrant une recristallisation de biotite dans les microfractures (LP); (d) : cordiérite qui se déstabilise en biotite (LP). La flèche pleine indique le Nord ; les demi-flèches indiquent le sens de cisaillement et les traits indiquent la trace de la foliation.

III.2.2. Les gneiss à amphibole et biotite

Les gneiss à amphibole et biotite affleurent à l'Est et à l'Ouest des granulites de Savalou. Les foliations sont généralement orientées N-S et les pendages sont forts à verticaux (Fig.III.7). Les linéations portées par les feldspaths et les amphiboles sont horizontales à faiblement plongeantes vers le Nord (voir Fig.III.1). Les gneiss renferment localement des enclaves basiques à grains plus fins et à plagioclase, amphibole et biotite et sont recoupés par des veines de pegmatites déformées. Les structures de type S-C (Fig.III.8a) et les veines de pegmatite boudinées (Fig.III.8b) indiquent un cisaillement dextre subi par les roches.

La texture des gneiss à amphibole et biotite est œillée à rubanée (Fig.III.8c, d). L'association minéralogique est à plagioclase + quartz + feldspath potassique + biotite + amphibole + épidote + muscovite. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon, l'apatite, la calcite et les minéraux opaques (magnétite).

Les feldspaths et les amphiboles englobent localement des biotites. Certaines amphiboles recristallisent en épidote (pistachite) et certains feldspaths potassiques en muscovite. Les biotites ont une composition chimique intermédiaire entre l'annite et la phlogopite et sont du type ann_{50} (voir Fig.III.4d). Les X_{Mg} des biotites sont compris entre 0,47 et 0,50. Les amphiboles sont du type ferropargasite et sont caractérisées par un X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^2$) compris entre 0,47 et 0,54 (voir Fig.III.4e).

Les observations microstructurales montrent que les amphiboles sont affectées par des déformations intracristallines et sont subdivisées en larges sous grains orientés dans la foliation (Fig.III.8c). Les feldspaths déformés recristallisent en sous grains ou forment des cœurs avec des bordures recristallisées ("core and mantle" structures, Fig.III.8d).

L'assemblage minéralogique indique l'existence de paragenèses anté et syn-cinématiques. La paragenèse anté-cisaillement à amphibole + biotite₁ + feldspath potassique₁ + plagioclase₁ indique des conditions du faciès amphibolite inférieur. La paragenèse syn-cisaillement à muscovite + épidote + biotite₂ + feldspath potassique₂ + plagioclase₂ est associée à une rétro-morphose dans le faciès amphibolite supérieur. Le cisaillement accompagne la rétro-morphose des gneiss et donc leur exhumation.

Une estimation de la pression de cristallisation à partir du modèle de Schmidt (1992) basée sur la teneur en Al des amphiboles indique une pression de cristallisation des amphiboles entre 6,1 et 6,7 Kb soit environ 18 à 20 Km de profondeur.



Figure III.7. Photographie de terrain montrant un affleurement de gneiss à amphibole et biotite ; observer la forte structuration N-S et la foliation mylonitique verticale de ces gneiss. La flèche pleine indique le Nord.

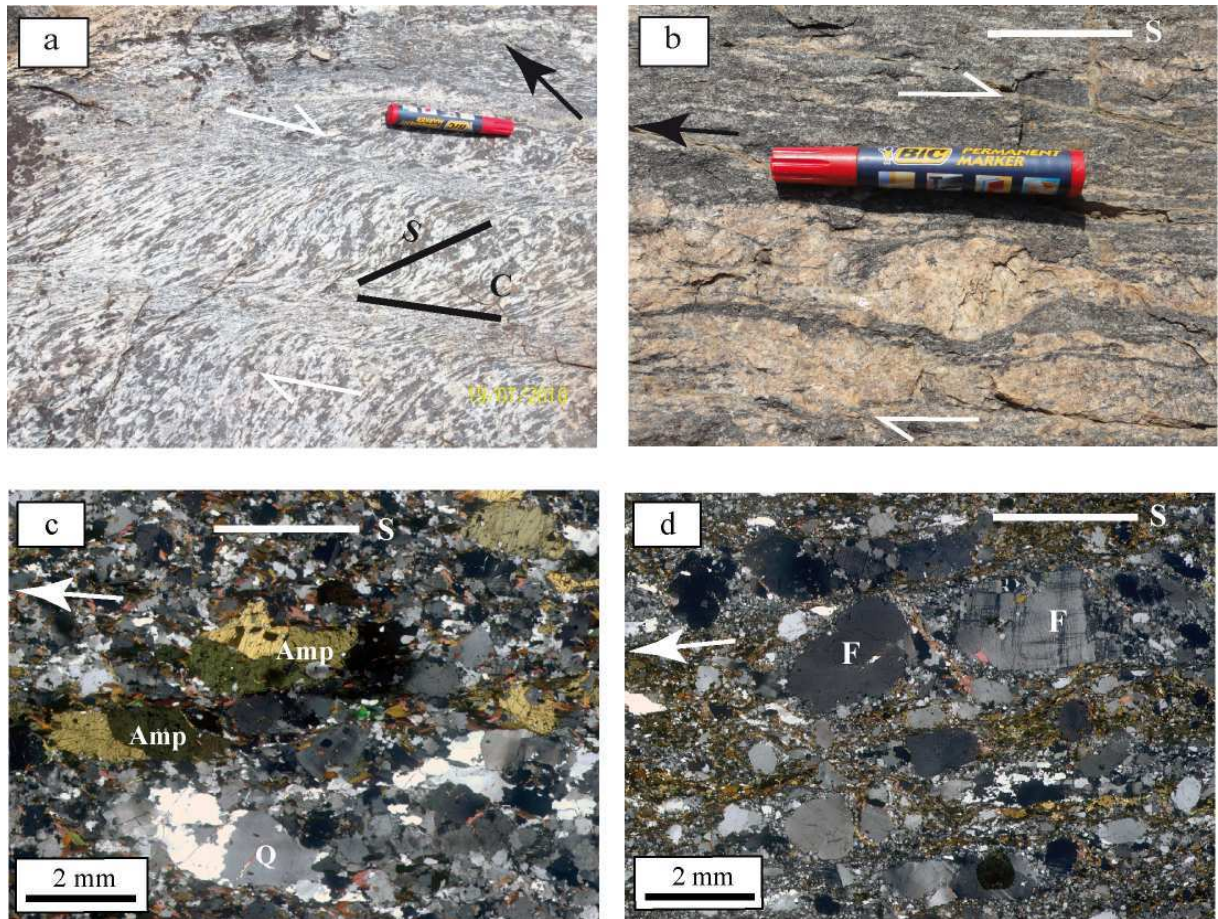


Figure III.8. Photographies de terrain (a, b) et microphotographies (c, d) des gneiss à amphibole et biotite. Structures S-C (a) et veines de pegmatites déformées (b) dans les gneiss à amphibole et biotite affleurant à l'Ouest des granulites indiquant un cisaillement dextre ; (c) : amphibole subdivisée en sous grains ; (d) : porphyroclastes de feldspaths montrant des queues de recristallisation ; les photographies (c) et (d) proviennent des gneiss affleurant à l'Ouest et à l'Est des granulites. Les flèches pleines indiquent le Nord ; les demi-flèches indiquent le sens de cisaillement et les traits indiquent la trace de la foliation.

III.3. Les gneiss migmatitiques

Les migmatites affleurent à l'Est et à l'Ouest des gneiss du faciès amphibolite et présentent une variété de faciès. Les migmatites rubanées sont les plus répandues et des migmatites caractérisées par la présence de réseaux de filons et de veines de leucosomes sont également observées. Les foliations principales mesurées dans les migmatites sont sub-verticales à verticales et orientées N-S en général (voir Fig.III.1 et III.9.a). La foliation principale des migmatites est parfois plissée. Les plis mésoscopiques sont isoclinaux et sont caractérisés par des plans axiaux orientés NNW-SSE et des axes de plis fortement plongeants à sub-verticaux. (Fig.III.9b). Les flancs de ces plis sont souvent laminés par des plans de cisaillement orientés NNW-SSE (Fig.III.9b) dans lesquels sont parfois injectés des leucosomes. Ces observations suggèrent le caractère syn-tectonique de la ségrégation et de la cristallisation du liquide de fusion dans les migmatites. Les linéations minérales portées par les quartz, les feldspaths et les amphiboles sont sub-horizontales (voir Fig.III.1). Les critères cinématiques observés dans les migmatites que sont les asymétries des queues de recristallisation des feldspaths déformés, les crochons de la foliation des gneiss au voisinage des plans de cisaillement, les structures S-C et le boudinage des veines et la torsion des filons de leucosomes (Fig.III.9c) sont en accord avec un sens de cisaillement majoritairement dextre enregistré par les migmatites.

Les paléosomes des migmatites sont des orthogneiss ou des métagrauwackes. Ils sont à amphibole-biotite (Fig.III.9d) et à biotite seule. Les autres minéraux présents sont le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, le sphène, les épidotes, la chlorite, la calcite, l'apatite, la monazite, le zircon et l'ilménite. Les amphiboles se déstabilisent en épidote. Les leucosomes sont à plagioclase + feldspaths potassique + quartz \pm biotite \pm sphène \pm ilménite \pm apatite + zircon. Par ailleurs, les observations de terrain, comme en lames minces, montrent que les leucosomes sont déformés à l'état solide. Les feldspaths sont fracturés avec des cristallisations de quartz ou d'ilménite dans les microfractures. Des myrmékites et de petits grains de feldspaths se développent en bordure des porphyroclastes de feldspaths. Le quartz se présente sous forme de grains allongés à extinction ondulante ou de rubans polycristallins.

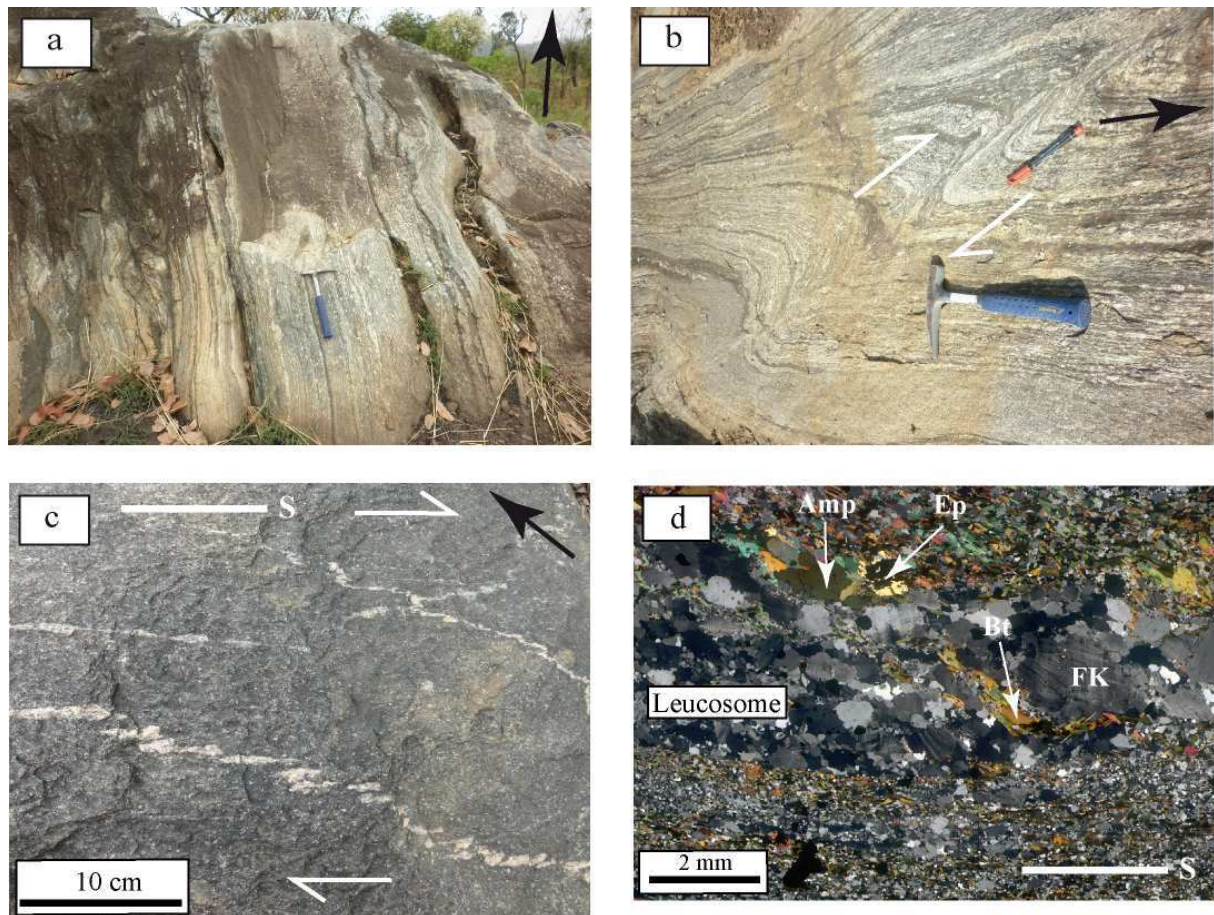


Figure III.9. Photographies de terrain (a, b et c) et microphotographie (d) des migmatites. a : foliation verticale des gneiss migmatitiques aux environs de Dassa; b : plis syn-cisaillement des gneiss migmatitiques montrant un plan de cisaillement ; c : veines de leucosome boudinées et dykes de leucosome tordus et plissés au cours du cisaillement; e : amphibole déstabilisée en épidote dans le mésosome d'une migmatite rubanée.

En conclusion, les migmatites ont été affectées par le cisaillement dextre. Les observations microstructurales des leucosomes suggèrent indubitablement que la fusion partielle des gneiss n'est pas postérieure au cisaillement. Elle est contemporaine du cisaillement comme en témoignent le boudinage et le plissement des veines de leucosomes dans la foliation et les injections syn-cinématiques de leucosomes dans les plans de cisaillement mais la déformation s'est poursuivie après la cristallisation des leucosomes et donc après la fusion partielle.

On distingue trois paragenèses minérales. La paragenèse anté-cinématique est à amphibole + feldspath potassique₁ + plagioclase₁. La déformation mylonitique est associée à

la paragenèse syn-cinématique à biotite + feldspath potassique₂ + plagioclase₂ + épidote. La troisième paragenèse est également syn-cisaillement à chlorite. La fusion partielle des gneiss est contemporaine du début de la deuxième paragenèse. Les transformations minéralogiques qui accompagnent une évolution rétro-morphique au cours du cisaillement dextre sont marquées la déstabilisation des amphiboles en épidotes et la cristallisation de la chlorite.

III.4. Les bandes de tectonites de basse température

Elles sont au nombre de quatre dans la zone d'étude et d'épaisseur comprise entre 1 et 3 Km. La bande occidentale (Fig.III.1) s'est développée à l'intérieur des gneiss à amphibole-biotite et celle à l'Est des granulites de Savalou s'est développée à la limite entre les granulites et les gneiss amphibole et biotite du faciès amphibolite. Dans les bandes situées à l'Ouest et à l'Est du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou (Fig.III.1), la déformation a affecté les migmatites et les granites ainsi que les méta-sédiments des marges occidentale et orientale du bassin. Les plans de schistosité des roches dans ces bandes ont une direction variant du N-S à NNE-SSW et des pendages variables (Fig.III.10). Ils sont subverticaux à verticaux dans la bande la plus occidentale et présentent des pendages moyens (30°-60°) vers l'Est dans les bandes orientales. Les linéations observées sont horizontales à faiblement plongeantes (0°-15°) vers le Nord ou le Sud. Des fractures et microfractures de direction WSW-ENE et NW-SE, visibles à l'échelle de l'affleurement, recoupent la schistosité principale (Fig.III.10).

Ces bandes sont constituées de mylonites et ultramylonites (Fig.III.11) ainsi que de cataclasites. Les mylonites contiennent des reliques de porphyroclastes de feldspaths déformés dans une matrice finement schisteuse à quartz, feldspaths, épidote et chlorite (Fig.III.11). Des niveaux d'ultramylonites formées de matrice très pauvres en porphyroclastes s'observent dans les mylonites (Fig.11a). Les porphyroclastes fragmentés de feldspaths, les rotations de la matrice schisteuse autour des porphyroclastes de feldspaths indiquent un cisaillement dextre. Les microfractures qui recoupent la schistosité sont parfois accompagnées de cristallisation de silice et chlorite.

Les cataclasites de granite sont formés de fragments de feldspaths et de quartz dans une matrice à quartz, feldspaths et biotite et montrent de nombreuses veinules à quartz, chlorite et calcite.



Figure III.10. Photographies de terrain montrant des affleurements de tectonites de basse température; a : schistosité N-S et sub-verticale dans la bande à l'Est des granulites de Savalou ; b : schistosité N-S et verticale dans la bande à l'Ouest des granulites de Savalou. Observer les fractures transversales qui recoupent la schistosité. La flèche pleine indique le Nord.

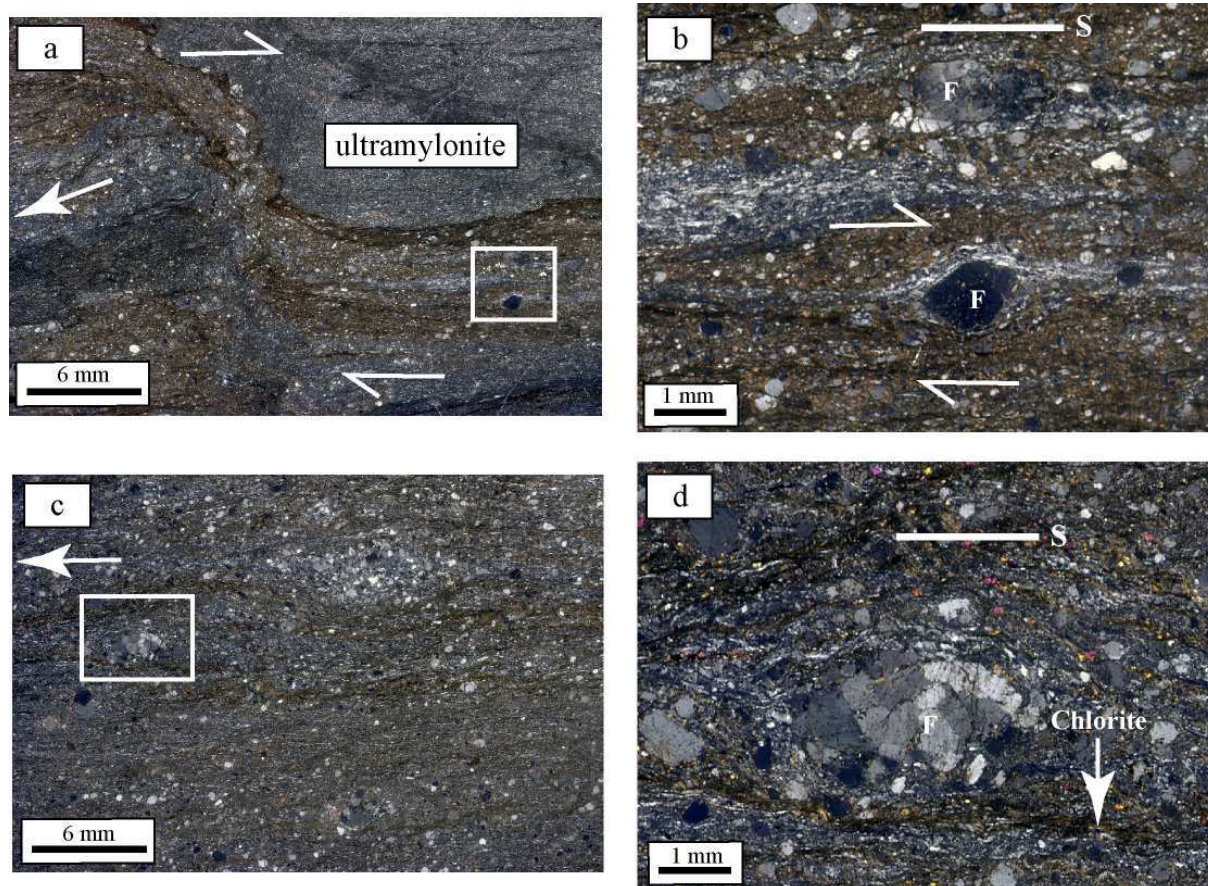


Figure III.11. Microphotographies des mylonites de basse température à l'Est (a, b) et à l'Ouest (c, d) des granulites de Savalou. Les photographies b et d représentent l'agrandissement des zones encadrées sur les photographies a et c. Les demi-flèches indiquent le sens du cisaillement et les traits, le sens de cisaillement.

En conclusion, l'association minéralogique et les microstructures indiquent que les roches formant ces bandes se sont déformées jusqu'à basse température à la transition ductile-fragile. La paragenèse minérale à épidote + chlorite de ces roches permet de suggérer que le cisaillement le long de ces bandes étroites a lieu dans les conditions P-T de faciès schistes verts. Ce cisaillement de basse température est postérieur à la formation des granites.

III.5. Discussion

III.5.1. Caractéristiques structurales de la zone de cisaillement de Kandi

Les granulites, les gneiss à amphibole et biotite, les gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite et les migmatites de la zone d'étude sont affectés par le cisaillement et indiquent que la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin est large d'au moins 50 Km. L'extension latérale précise de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin n'est pas encore cernée et elle pourrait bien dépasser les 50 Km que couvre la zone d'étude.

Les roches ont été affectées par un cisaillement ductile et un cisaillement ductile-fragile limité à des bandes étroites. Les foliations mylonitiques qui résultent de la déformation ductile dans la zone de cisaillement sont en général orientées N-S et les pendages sont forts à verticaux. Les linéations d'étirement sont horizontales à sub-horizontales. Les indicateurs cinématiques telles que les asymétries des queues de recristallisation des feldspaths, les ombres de pression asymétriques sur les grenats, les structures S-C, les boudins de quartz et de matériels quartz-feldspathiques, les plissements de la foliation et les torsions des dykes de leucosomes indiquent un jeu final en cisaillement dextre.

Les plans de foliation N-S fortement inclinés à verticaux, les linéations minérales horizontales et les indicateurs cinématiques pourraient suggérer une forte composante en cisaillement dextre. La géométrie des plis syn-cisaillement répandus dans les migmatites indique qu'ils se seraient formés au cours d'un décrochement sous une composante en composante axiale. Ces observations plaident en faveur d'un régime de déformation en transpression dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin. Ces types de plis ont été également observés dans d'autres zones de cisaillement transpressives comme celle de Eyemouth en Ecosse (Jones et al., 2004). De même, une rétro-morphose des roches accompagne le cisaillement ductile et pourrait indiquer l'existence d'une composante verticale du cisaillement.

Les tectonites des bandes de cisaillement de basse température montrent également des linéations minérales horizontales à sub-horizontales. Les plans de foliation sont verticaux dans la bande occidentale et à pendages moyens vers l'Est dans les bandes orientales. Ces caractéristiques sont en accord avec des décrochements plus localisés à basse température dans la zone de cisaillement de Kandi.

III.5.2. Cisaillement ductile dextre et conditions thermo-mécaniques de la déformation et de la fusion partielle

Les études pétrographiques et microstructurales des gneiss de la zone de cisaillement mettent en évidence une paragenèse minérale anté-cisaillement dans des conditions métamorphiques de faciès granulite et amphibolite inférieur ; ce qui indique que le cisaillement ductile dextre affecte un socle cristallin déjà structuré dans la croûte inférieure et moyenne. La paragenèse minérale syn-cisaillement est associée à une évolution retromorphique des gneiss attestée par recristallisations syn-cinématiques de clinopyroxènes et de biotite à partir des orthopyroxènes des granulites ; la rétromorphose des grenats, les recristallisations syn-cinématiques de biotite et de muscovite et la déstabilisation de la cordiérite dans les gneiss silico-alumineux et les recristallisations de biotite et les transformations d'amphiboles en épidotes dans les gneiss à amphibole et biotite. Ceci confirme que le mouvement décrochant est associé à une composante verticale permettant l'exhumation des gneiss profonds.

Les granulites sont étroitement associées aux gneiss à amphiboles et biotite dans la zone de cisaillement. Cette étroite association pourrait être due soit à une exhumation différentielle de niveaux plus ou moins profonds de la croûte ou soit à une rétromorphose partielle des unités granulitiques avec préservation de boudins de granulite à l'échelle cartographique ou à plus petite échelle de reliques de paragenèse granulitique. Cette rétromorphose peut être limitée par une exhumation rapide ou / et par manque de fluides ; les réactions rétromorphiques étant souvent trop lentes par rapport au mouvement d'exhumation et les réactions d'hydratation pouvant être aussi bloquées par l'absence d'apport d'eau en particulier dans les zones moins déformées.

Les données indiquent que la fusion partielle des gneiss a eu lieu dans le faciès amphibolite. Elle est contemporaine du cisaillement dextre et du début de l'évolution rétrograde des gneiss. Le décrochement s'est poursuivi après la fusion partielle.

III.5.3. Conditions thermo-mécaniques du cisaillement de basse-température

Les assemblages minéralogiques dans les tectonites de basse température indiquent des conditions du faciès schistes verts. Toutefois, l'absence d'associations minérales de haute température dans ces tectonites ne permet pas d'affirmer que la contrainte responsable de l'écrasement des grains était active à haute température. Ces décrochements de basse-température pourraient représenter des zones étroites de localisation du gradient de déformation au cours de la rétomorphose des gneiss dans la zone de cisaillement ou pourraient correspondre à une reprise d'activité de la zone de cisaillement à basse température à la limite ductile-fragile après l'épisode de cisaillement ductile ayant affecté une très large bande de terrain.

La présence de cataclasites dans les granites et les méta-sédiments du bassin qui sont affectés par les bandes de cisaillement indique donc que le jeu final de cette tectonique est postérieur à l'exhumation des gneiss, migmatites et granites et à la mise en place des sédiments du bassin.

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE, STRUCTURES ET FABRIQUE MAGNETIQUE

IV.1. Introduction

L'étude de l'assemblage minéralogique des roches magmatiques apporte des informations sur la nature des magmas et les processus magmatiques lors du transfert, du refroidissement et de la solidification. L'investigation microstructurale des roches magmatiques, c'est-à-dire la caractérisation de la façon dont les minéraux des roches sont arrangés entre eux, renseigne sur les conditions de formation de leurs fabriques (disposition ou arrangement géométrique des minéraux d'une roche). En présence de contraintes externes lors de la mise en place ou du refroidissement des magmas, les roches magmatiques vont montrer une fabrique de flux magmatique, c'est-à-dire due à de l'écoulement du liquide magmatique, avec une orientation plus ou moins prononcée de leurs minéraux. Plusieurs auteurs (Arzi, 1978 ; Paterson *et al.*, 1998 ; Saint-Blanquat, 2002) ont également montré que la fabrique des roches magmatiques dépend du pourcentage volumétrique des cristaux et de la viscosité des magmas, donc le degré de cristallisation, lorsqu'une contrainte externe s'exerce sur des magmas. Les fabriques non orientées sont dominantes dans les roches magmatiques lorsqu'une contrainte externe s'exerce sur des magmas ayant une faible viscosité et renfermant plus de 40 % de liquide. Ceci s'explique par le fait que, les cristaux en suspension dans le liquide magmatique se déplacent les uns par rapport aux autres au cours l'application de la contrainte. Lorsque la proportion de liquide du magma décroît entre 40 % et 10 %, les interactions entre les cristaux deviennent importantes et les cristaux s'alignent préférentiellement et ils sont parfois déformés. Des zones de cisaillement peuvent se développer dans ces corps de magmas non complètement cristallisés (Rutter and Neumann, 1995). Lorsque la proportion de liquide devient inférieure à 10% la viscosité des magmas est élevée et les déformations intracristallines des minéraux prédominent lors de la contrainte (Dell'Angelo *et al.*, 1987).

Après une complète solidification des magmas, les roches magmatiques affectées par une contrainte externe, vont présenter une fabrique de déformation à l'état solide. Cette dernière se traduit par des déformations intracristallines importantes et dépend de la température de la déformation.

Cinq intrusions de granitoïdes ainsi que les volcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou ont été étudiés dans la zone de cisaillement de Kandi. Les intrusions de

granitoïdes étudiées sont d'Est en Ouest, Dassa, Tré, Fita, Gobada et Tchetti sur la frontière entre la République du Bénin et la République du Togo (voir Fig.III.1). La plupart des granitoïdes semblent isotropes à l'affleurement et la caractérisation de leur fabrication a été renforcée par l'étude des propriétés magnétiques par la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

Dans ce chapitre sont présentées la pétrographie, les structures (c'est-à-dire les traits géométriques observés dans les roches à l'échelle de l'affleurement) et microstructures des granitoïdes et volcanites et les résultats de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des granitoïdes.

IV.2. Technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

IV.2.1. Principe de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

Un corps placé dans un champ magnétique H acquiert une aimantation M reliée par la relation $M = K.H$ où K est la susceptibilité magnétique du corps sans dimension lorsque H et M sont exprimés soit en $A.m^{-1}$, soit en unités du système international (SI). Dans les corps, ce sont principalement les atomes de fer et accessoirement les atomes de manganèse, de chrome et de nickel qui sont responsables de cette propriété d'aimantation (Tarling and Hrouda, 1993 ; Bouchez, 2000 et références incluses). La susceptibilité magnétique K est un scalaire lorsque le corps est isotrope pour la propriété d'aimantation. Dans le cas général, la susceptibilité magnétique dépend de l'orientation de l'échantillon par rapport à la direction du champ inducteur ce qui définit l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). La susceptibilité magnétique est alors un tenseur d'ordre 2 représenté géométriquement par un ellipsoïde d'axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Fig.IV.1). Les axes de l'ellipsoïde d'ASM sont caractérisés par leur intensité (K_1 , K_2 et K_3) et leur orientation (direction et plongement) dans le référentiel du spécimen ou dans le référentiel géographique. L'ellipsoïde se caractérise par:

- sa susceptibilité moyenne $K = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$
- son degré d'anisotropie $P = K_1 / K_3$ ou degré d'anisotropie corrigé $P' = \exp [2 (\ln K_1 - \ln K)^2 + 2(\ln K_2 - \ln K)^2 + 2(\ln K_3 - \ln K)^2]^{1/2}$ ou $P'_{\%} = 100 (P'-1)$

- son anisotropie linéaire $L = K_1 / K_2$
- son anisotropie planaire $F = K_2 / K_3$
- sa forme le plus souvent quantifiée par le paramètre T de Jelinek (1981). $T = [\log F - \log L] / [\log F + \log L]$ qui varie de +1 (forme en galette) à -1 (forme en cigare).

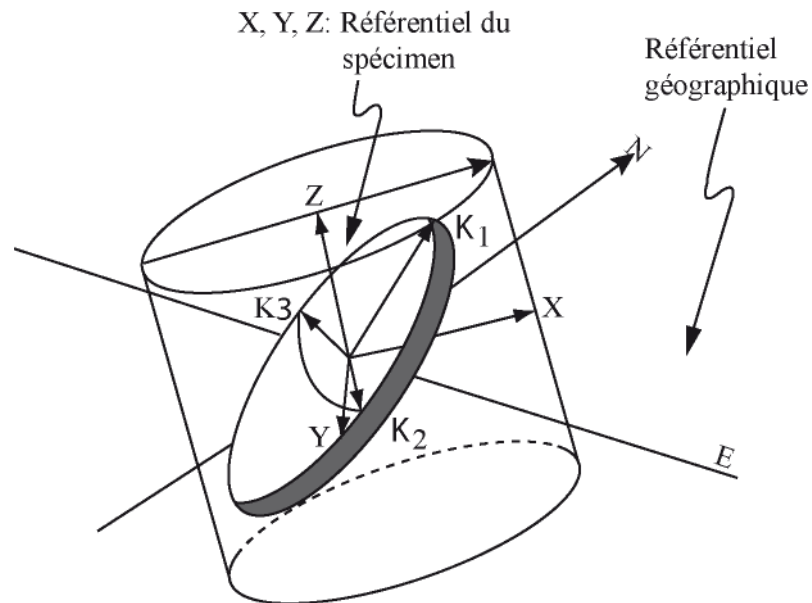


Figure IV.1. Schéma montrant l'ellipsoïde d'ASM dans les référentiels du spécimen et géographique (Bouchez, 2000).

IV.2.2. Comportement magnétique des minéraux

Le comportement magnétique des minéraux dépend de l'intensité du champ magnétique inducteur et de la température. Les minéraux présentent quatre types de comportement magnétique : le diamagnétisme, le paramagnétisme, le ferromagnétisme et l'antiferromagnétisme (Tarling and Hrouda, 1993 ; Clark, 1997 ; Bouchez, 2000) (Fig.IV.2).

Le diamagnétisme est caractérisé par la création d'une aimantation magnétique proportionnelle au champ appliqué, dans la même direction mais de sens inverse (Fig. IV.2.). Les minéraux diamagnétiques les plus représentés sont le quartz, les feldspaths et la calcite. Ils ont une susceptibilité très faible, négative (environ -1.10^{-4} SI).

Le paramagnétisme est généré essentiellement par la présence du fer et accessoirement le magnésium et le manganèse dans la structure cristalline de certains

silicates tels que la biotite, la muscovite ferrifère, l'amphibole, la chlorite et dans une moindre mesure le pyroxène, le grenat, l'épidote et la tourmaline. En présence d'un champ magnétique, les moments magnétiques élémentaires initialement désordonnés dans le minéral ont tendance à s'orienter parallèlement à ce champ. La susceptibilité magnétique K_{para} est faiblement positive, indépendante du champ et inversement proportionnelle à la température.

Le ferromagnétisme *s.l.* qui comprend aussi le ferrimagnétisme et le ferromagnétisme faible est caractérisé par une aimantation rémanente (M_r) en l'absence de champ magnétique extérieur (Fig.IV.2). Un champ faible conduit à une susceptibilité K_{ferro} fortement positive. L'aimantation arrive à saturation (M_s) en présence d'un champ magnétique de forte intensité (Fig.IV.2). Au-delà d'une température dite température de Curie (T_c), l'aimantation rémanente disparaît et le corps acquiert une propriété paramagnétique. La magnétite est le principal minéral ferromagnétique ($T_c = 580^\circ\text{C}$). La goethite ($T_c = 120^\circ\text{C}$) et certains sulfures (pyrrhotite monoclinique) possèdent également cette propriété.

L'antiferromagnétisme caractérise les oxydes tels que l'ilménite et l'hématite. Ces minéraux sont caractérisés par l'existence de deux moments magnétiques opposés qui annulent l'aimantation rémanente en l'absence de champ inducteur. Leur susceptibilité magnétique $K_{antiferro}$ faiblement positive est indépendante du champ magnétique mais est fonction de la température. Au-dessus d'une température dite de Néel (T_n), les minéraux ont un comportement paramagnétique.

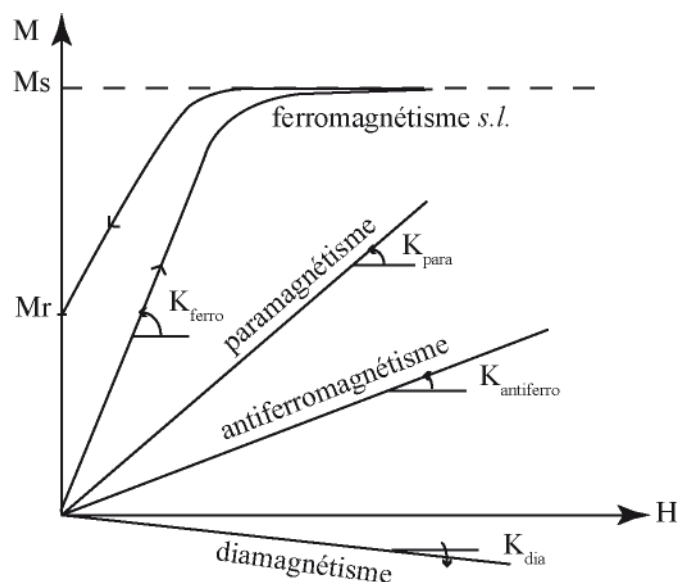


Figure IV.2. Courbe des différents comportements magnétiques des minéraux (Bouchez, 2000).

IV.2.3. Comportement magnétique et fabrique magnétique des granites

La susceptibilité globale d'un granite en champ faible est la somme de toutes les contributions magnétiques : $K = K_{\text{para}} + K_{\text{ferro}} + K_{\text{dia}}$ ou $K \approx K_{\text{para}} + K_{\text{ferro}}$ puisque K_{dia} est négligeable de par les faibles valeurs de susceptibilité magnétique de ces minéraux. En fonction de leur minéralogie magnétique les granites, sont classés en granites paramagnétiques et en granites ferromagnétiques (Bouchez, 2000).

Les granites paramagnétiques se caractérisent par une faible susceptibilité magnétique de l'ordre de 1.10^{-4} à 1.10^{-3} SI. Les minéraux tels que la biotite, la chlorite, l'amphibole, la tourmaline et la cordiérite sont responsables des faibles valeurs de la susceptibilité magnétique totale mesurée. Les axes magnétiques principaux des phyllosilicates (biotite, chlorite) et des amphiboles sont parallèles à leurs axes cristallographiques et on parle d'anisotropie magnétocristalline. Ainsi, dans les granites paramagnétiques l'ellipsoïde d'ASM résulte de l'orientation préférentielle de réseau (OPR) de la biotite et de l'amphibole. L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (K_1) correspond à la linéation magnétique et magmatique et le plan de foliation magmatique est perpendiculaire à l'axe court (K_3) de l'ellipsoïde d'ASM. La tourmaline et la cordiérite présentent une anisotropie magnéto-cristalline dite inverse c'est-à-dire K_3 parallèle à la linéation magmatique. De telles fabriques ont été observées dans les leucogranites de l'Himalaya (Rochette et al., 1994).

Les granites ferromagnétiques se caractérisent par une susceptibilité magnétique élevée généralement supérieure à 1.10^{-3} SI due à la présence de la magnétite et parfois de la pyrrhotite. Dans les granites ferromagnétiques, la présence de la magnétite masque souvent l'effet des autres minéraux magnétiques. L'anisotropie du granite reflète l'anisotropie de forme de la magnétite c'est à dire que l'axe K_1 est parallèle à l'axe long du grain et K_3 est parallèle à l'axe court du grain, la forme du grain (ou la forme d'un agrégat de grains) étant associée à un ellipsoïde. La magnétite peut être polydomaine (taille des grains > 20 microns selon Clarck, 1997), monodomaine (taille des grains < à 0.1 micron selon Clark, 1997 ; voire < à 0.03 micron selon Dunlop, 2002) ou pseudo-monodomaine (taille des grains compris entre 1 et 20 microns selon Clark, 1997). Dans le cas de la magnétite polydomaine la fabrique de forme de la magnétite est très proche de la fabrique magnétique globale de la roche. Par contre les grains de magnétite monodomaine ont une anisotropie inverse, c'est à dire que l'axe K_3 est parallèle à l'axe long du grain et l'axe K_1 est parallèle à l'axe court du grain.

IV.2.4. Echantillonnage, mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et traitement des données

Les prélèvements des échantillons sont effectués à l'aide d'une carotteuse portative à moteur munie d'un foret non magnétique à couronne diamantée de 25 mm de diamètre. La carotte est orientée par rapport au Nord géographique à l'aide d'une boussole magnétique équipée d'un clinomètre. Deux carottes (au minimum) espacées de quelques dizaines mètres ont été prélevées au niveau de chaque site d'échantillonnage. L'échantillonnage s'est effectué dans 42 sites répartis sur quatre plutons de la zone de cisaillement. Les difficultés d'accès aux sites et la densité de la végétation ont constitué des limites pour un échantillonnage régulier des plutons et expliquent les larges zones non carottées surtout pour les plutons de Fita, Gobada et Tchetti.

Chaque carotte a été débitée en deux ou trois spécimens ayant une hauteur standard de 22 mm à l'aide d'une scie à double disques non magnétiques. Les spécimens (en moyenne 5 par site d'échantillonnage) ont ensuite été mesurés à l'aide d'un susceptomètre de type Kappabridge MFK1-FA (modèle AGICO, Brno, République Tchèque) au Laboratoire Transferts Lithosphériques (LTL) de l'Université Jean Monnet Saint-Etienne (France). Le Kappabridge MFK1-FA est équipé d'un mécanisme automatisé permettant la montée et la descente du spécimen ainsi que la rotation du spécimen lors des mesures dans différentes positions de l'espace dans une enceinte magnétique. Les mesures d'ASM sont effectuées en champ faible alternatif (200 A.m^{-1} , 976 Hz) et à température ambiante. On obtient pour chaque spécimen les trois vecteurs propres (orientations et intensités) correspondant aux trois axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM (K_1 , K_2 et K_3 ; voir Fig.V.1) et les données scalaires telles que la susceptibilité moyenne, le degré d'anisotropie (P) ou degré d'anisotropie corrigé par rapport au diamagnétisme (P'), l'anisotropie planaire (F) et linéaire (L), le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM (T) dont les formules ont été exposées précédemment (IV.2.1).

Le traitement des données issues des mesures au Kappabridge s'est fait via le logiciel ANISOFT 42 (Chadima and Jelinek 2009, www.agico.com). Ce logiciel permet de déterminer les moyennes des données scalaires et directionnelles de chaque site d'échantillonnage. Il calcule également pour chaque site l'écart angulaire (α_K) entre la direction du vecteur moyen et les axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM puis les limites de leur intervalle de confiance à 95 % établie d'après l'approche statistique développée par Jelinek (1978). L'écart angulaire permet de vérifier la signification de la direction des vecteurs moyens. Si l'écart angulaire est

trop élevé c'est-à-dire que les axes des ellipsoïdes d'ASM par site sont fortement dispersés ($\alpha_K > 40^\circ$, Bolle et al., 2003 ; $\alpha_K > 30^\circ$, Archanjo et al., 2009), l'orientation des données directionnelles du site n'a pas de signification. Ce logiciel est également utilisé pour la projection stéréographique des données directionnelles sur l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt. Les données scalaires et directionnelles résultant des mesures des spécimens par site d'échantillonnage sont présentées à l'annexe 1.

IV.2.5. Analyses thermomagnétiques

Les mesures de la variation de la susceptibilité magnétique des échantillons en fonction de la température en champ faible ont été réalisées avec les appareils CS4 et CSL couplés au Kappabridge MFK1-FA pour la caractérisation de la minéralogie magnétique. Le CS4 permet de mesurer la variation de la susceptibilité magnétique de la roche à partir de la température ambiante jusqu'à 700°C. Le dispositif est formé d'un four non magnétique comportant un thermocouple en platine, un régulateur de température, un dispositif de refroidissement du four par circulation d'eau et une entrée d'argon pour limiter les effets oxydants de l'air ambiant. La mesure de la susceptibilité en fonction de la température est réalisée sur l'échantillon sous forme de poudre, en température croissante (température ambiante jusqu'à 700°C) et à température décroissante (700°C-température ambiante) afin de vérifier la réversibilité des mesures et ainsi pouvoir prendre en compte dans l'analyse des courbes thermomagnétiques obtenues d'éventuelles transformations de minéralogie magnétique lors de la chauffe.

Le CSL est un cryostat de basse température qui permet de mesurer la variation de la susceptibilité magnétique de la roche de -192°C à la température ambiante. Dans le dispositif, le four est remplacé par un cryostat non magnétique. L'échantillon placé dans le porte-échantillon est refroidi à l'intérieur du cryostat par de l'azote liquide puis il s'échauffe jusqu'à la température ambiante. L'intérêt d'une mesure de la susceptibilité magnétique à des températures négatives est d'éviter les transformations minéralogiques qui sont facilitées à haute température. La transition de Verwey est une des transitions caractéristiques que l'on peut établir lors des mesures à basse température. Elle se produit à environ -153°C et correspond à une modification de la structure cristallographique de la magnétite (passage d'une structure cubique à monoclinique) et des propriétés physiques du minéral.

IV.3. Les intrusions de granitoïdes

IV.3.1. L'intrusion de Dassa

IV.3.1.1. Pétrographie, structure et microstructure

a- Gisement et structures

L'intrusion de Dassa (Fig.IV.3) a une forme très allongée et plissée en « Z ». Elle est formée de deux branches orientale et occidentale orientées N-S raccordées par une branche centrale orientée NW-SE. La longueur totale du pluton fait 50 km environ et son épaisseur varie de 2 à 5 km. Elle affleure généralement sous forme de collines (Fig. IV.4) dans la zone d'étude.

L'intrusion de Dassa est formée de granites porphyroïdes et localement de corps décimétriques de quartz-monzonites également porphyroïdes à cristaux pluri-centimétriques (entre 2 et 5 cm) de feldspaths potassique et de plagioclase. Les granites renferment aussi des enclaves décimétriques à métriques de corps mafiques microgrenus (Fig.IV.5a) et sont recoupés par des filons d'épaisseur métrique à décimétrique de granite porphyroïde à cristaux de feldspaths moins grossiers (Fig.IV.5b). Les foliations mésoscopiques mesurées dans l'intrusion de Dassa sont orientées N-S dans les branches orientales et occidentales et NNW-SSE dans la branche centrale. Les plans de foliation ont un pendage moyen (40°-60°) vers l'Est dans les branches occidentale et centrale et vers l'Ouest dans la branche orientale (voir Fig.IV.3). Lorsqu'elles sont visibles, les linéations d'étirement des feldspaths plongent faiblement (5°- 40°). Au niveau de la courbure sud du pluton s'observent des plis d'entraînement à plan axial orienté NNW-SSE et à axes plongeant faiblement (25°) vers le NNW. Ces plis sont recoupés au niveau de leur flanc par des décrochements syn-magmatiques parallèles aux plans axiaux NNW-SSE et à jeu dextre et où s'injectent des filons de granite. L'intrusion de Dassa est affectée par une forte déformation ductile, des faciès orthogneissiques se développent sur les bordures et dans des couloirs de cisaillement. Les asymétries des queues de recristallisation des feldspaths des granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa indiquent un sens de cisaillement majoritairement

dextre (Fig.IV.5c). La foliation mylonitique des granites de l'intrusion de Dassa est concordante avec celle des migmatites dans les zones de contact visibles (Fig.IV.5d).

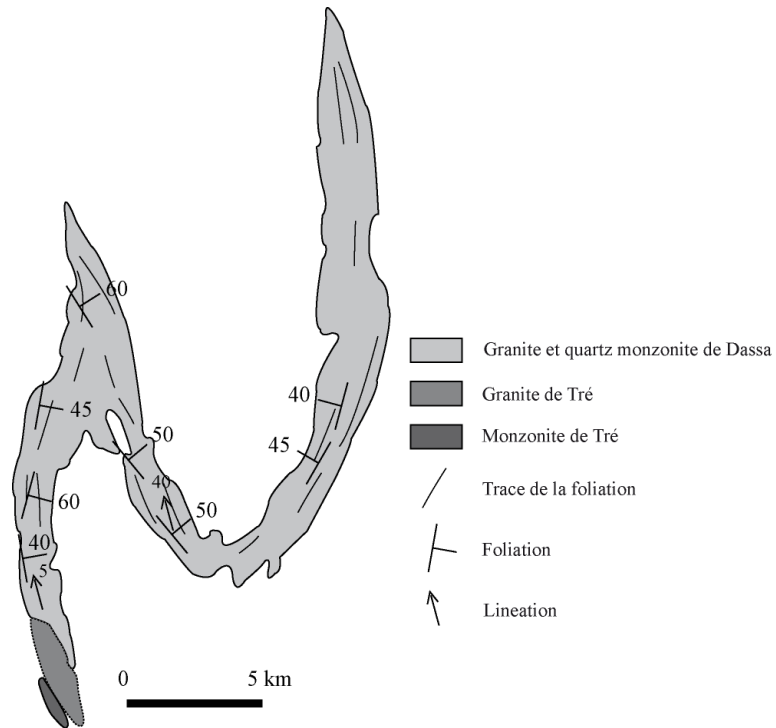


Figure IV.3. Carte des unités pétrographiques et des structures des intrusions de Dassa et Tré montrant l'intrusion de Dassa.

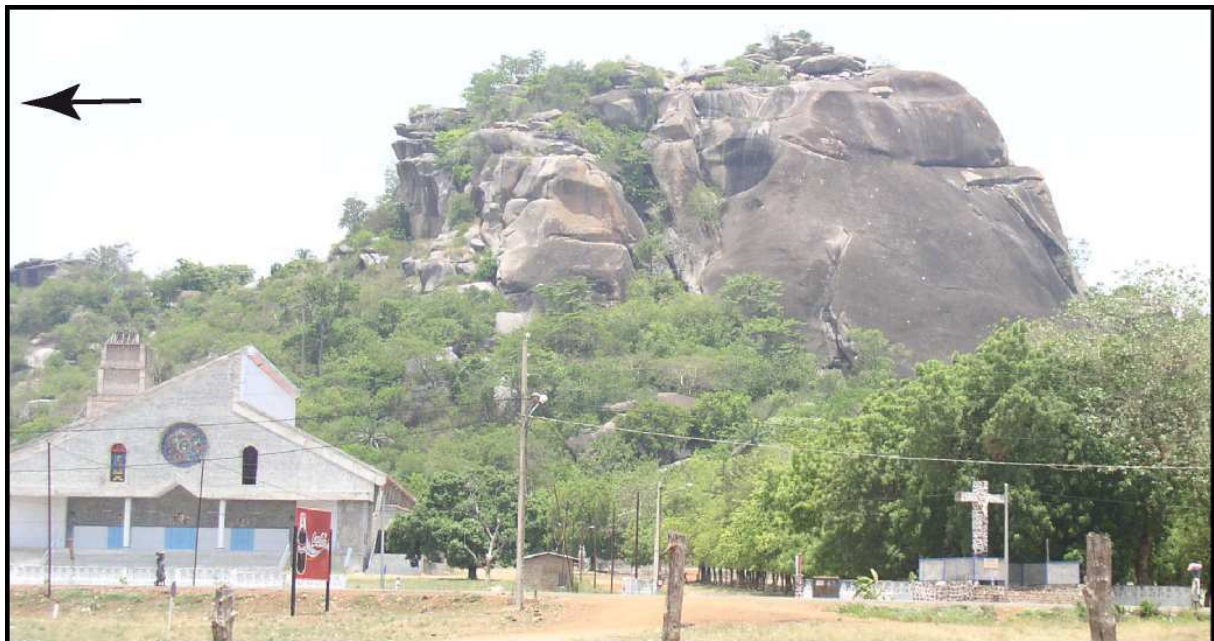


Figure IV.4. Photographie d'affleurement de l'intrusion de Dassa à la grotte mariale de Dassa ; l'affleurement est vu de l'Ouest ; la flèche indique le Nord.

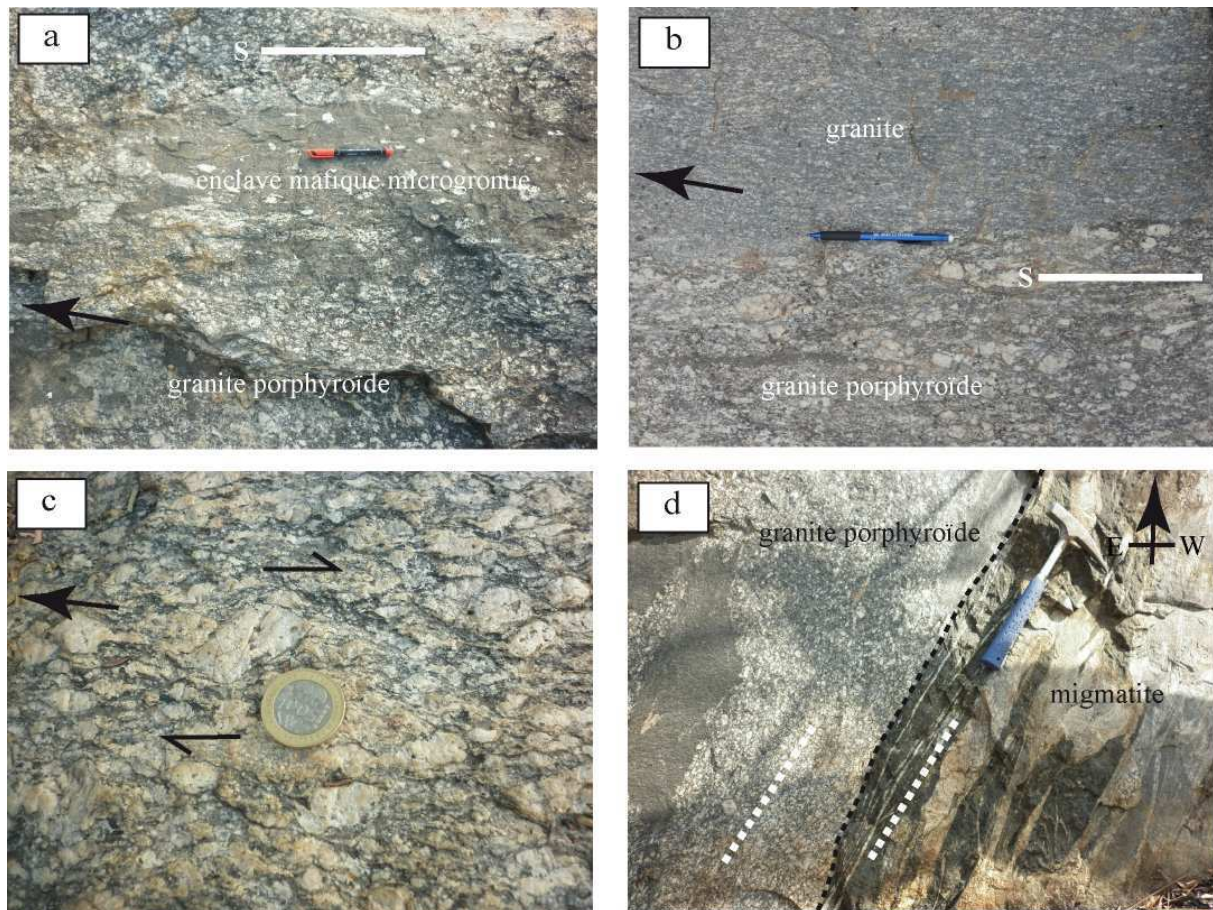


Figure IV.5. Photographies de terrain dans l'intrusion de Dassa. (a) corps mafiques microgrenus en enclave dans le granite et incluant des xénocristaux de feldspath potassique; (b) filon de granite porphyroïde à cristaux de feldspaths moins grossiers encaissé dans le granite porphyroïde à gros cristaux de feldspath potassique; (c) queues de recristallisation asymétriques sur les feldspaths potassiques indiquant un sens de cisaillement dextre ; (d) plans de foliation des granites obliques sur la foliation métamorphique des migmatites au niveau de la zone de contact occidentale. Les flèches pleines indiquent le Nord, les demi-flèches indiquent le sens de cisaillement, les traits indiquent la trace de la foliation, le tiret en noir montre le contact en le granite porphyroïde et la migmatite et les tirets en blanc indiquent l'inclinaison des plans de foliation.

b- Pétrographie et microstructures

Les granites porphyroïdes de l'intrusion de Dassa sont formés de feldspath potassique (40%), de quartz (30%), de biotite (20%) et de plagioclase (10%). Les minéraux accessoires

sont l'apatite, l'épidote, le sphène, le zircon et l'ilménite. Les quartz-monzonites renferment des amphiboles (10%) et sont plus riches en plagioclase (45%) et biotite (25%) et plus pauvres en feldspath potassique (5%) et en quartz (20%) que les granites porphyroïdes. Ils renferment de la magnétite en plus des phases minérales accessoires du granite. La chlorite s'observe également dans les granites et quartz-monzonites.

Les biotites sont vertes et brunes. Les sphènes sont abondants et deux types sont observés (Fig.IV.6a). Le premier est un sphène de grande taille, automorphe, assez homogène et parfois englobé par les amphiboles et probablement magmatique. Le second type souvent xénomorphe et de plus petite taille, se présente en couronne réactionnelle autour de l'ilménite. L'allanite zonée (Fig.IV.6b) est abondante dans les granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa.

Les études microstructurales des granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa révèlent une fabrique de déformation à l'état solide (Fig. IV.7). Les roches montrent des feuillets de biotite et des porphyroclastes de feldspaths et d'amphiboles alignés dans une matrice mylonitique dans laquelle recristallisent le quartz, les feldspaths et les biotites. Les différentes générations de minéraux sont de même composition chimique et indiquent qu'elles se sont formées dans des conditions pression-température assez proches. La déformation ductile s'est donc produite dans la croûte moyenne à des températures voisines de celle du solidus. Les feuillets de biotite sont également affectés par des microfractures (Fig.IV.7a). Les porphyroclastes de feldspaths sont affectés de déformations plastique et fragile. Certains sont fragmentés en larges grains (Fig.IV.7a) et d'autres présentent des bandes de déformation lamellaire (Fig.IV.7b). Les amphiboles sont microfracturées et la chlorite cristallise dans les microfractures. Le quartz est affecté par une déformation plastique. Il se présente en agrégats polycristallins à bordure de grains irréguliers et en rubans polycristallins. La déformation à l'état solide est encore plus intense au niveau de la bordure gneissique du pluton où des feldspaths déformés sont subdivisés en larges sous grains (Fig.IV.7c) et des recristallisations de myrmékites et petits grains de feldspaths s'observent à la bordure des porphyroclastes de feldspaths. On observe également des feldspaths déformés qui recristallisent autour du cœur ("core and mantle" structures).

En conclusion, un assemblage minéralogique magmatique et deux paragenèses minérales syn-cisaillement sont distinguées dans les granites et quartz-monzonites de l'intrusion Dassa. L'assemblage minéralogique magmatique est à feldspath potassique₁ + plagioclase₁ + amphibole + biotite₁ + sphène₁ + ilménite permet de suggérer une cristallisation des granites et quartz-monzonites de Dassa dans les conditions pression-

température du faciès amphibolite. La paragenèse syn-cisaillement à feldspath potassique₂ + plagioclase₂ + biotite₂ + sphène₂ est associée à de la déformation ductile. La chlorite est nettement plus tardive et contemporaine de la déformation fragile. Elle indique donc la poursuite de la déformation à basse température. Les granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa sont transformés en orthogneiss au cours du cisaillement.

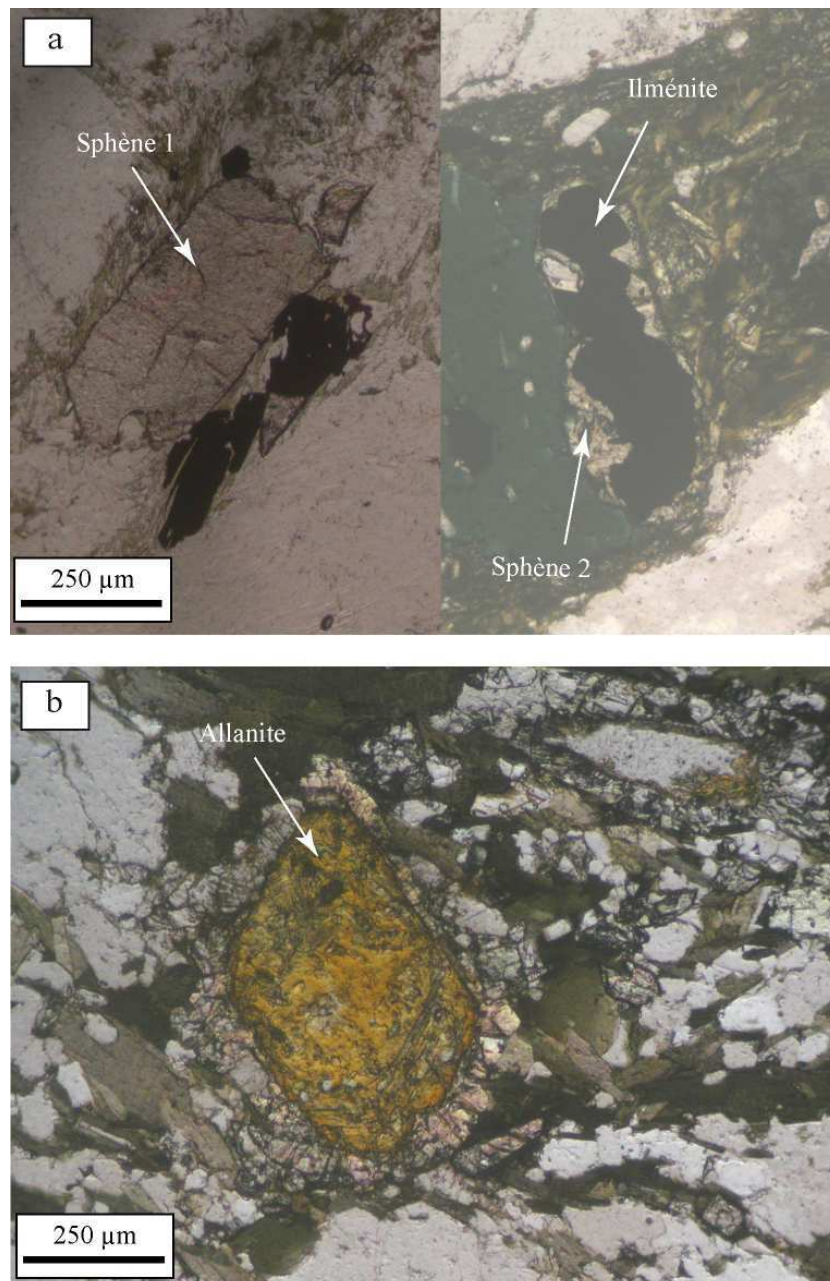


Figure IV.6. Microphotographies de la quartz-monzonite montrant (a) les deux types de sphène et (b) une allanite zonée (en lumière naturelle).

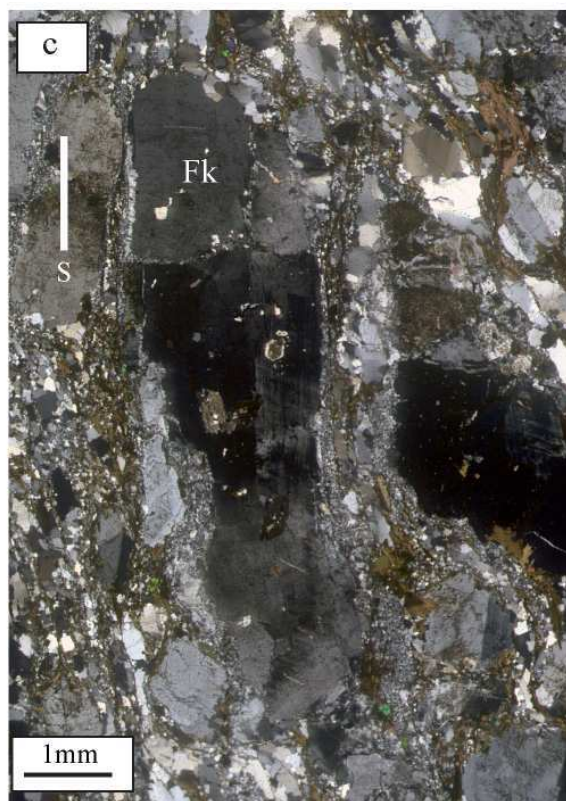
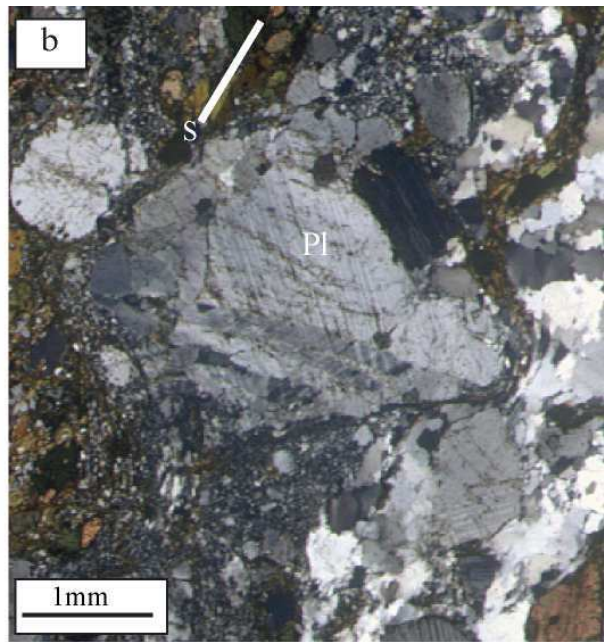
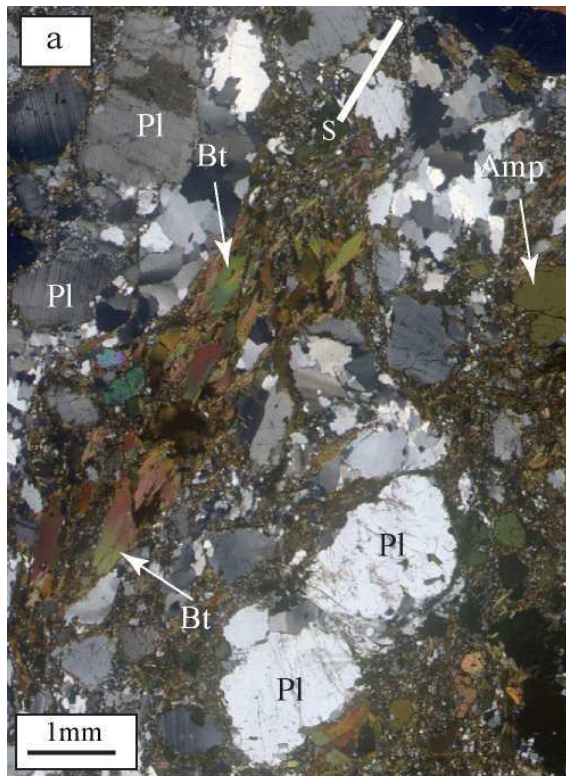


Figure IV.7. Microphotographies montrant les textures de déformation à l'état solide des roches de l'intrusion de Dassa au cœur (a, b) et en bordure (c) de l'intrusion.

c- Interprétation et conclusion partielle

L'intrusion de Dassa est formée de granites à biotite et quartz-monzonites à amphibole et biotite à texture porphyroclastique. Les granites et quartz-monzonites de Dassa renferment des enclaves mafiques microgrenues ; ce qui suggère un mélange de magmas acides et basiques à l'origine de ces roches. La présence de mégacristaux de feldspath potassique dans les granites et d'amphibole dans les quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa suggèrent une cristallisation à partir d'un magma calco-alcalin d'origine mixte crustale et mantellique telle que proposé par [Barbarin \(1999\)](#) pour les granitoïdes présentant cette minéralogie. Cette affiliation aux séries calco-alkalines des granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa nécessite toutefois d'être vérifiée par la chimie sur roches totales.

Les granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa ont été déformés à l'état solide et transformés en orthogneiss par le cisaillement dextre ; ceci suggère donc une mise en place antérieure au cisaillement et relativement profonde dans le socle cristallin.

Mais l'étude des fabriques de Dassa mérite d'être approfondie par la méthode ASM (anisotropie de la susceptibilité magnétique) pour déterminer sa structure magnétique complète ; ceci permettra de confirmer si sa fabrique tectonique est compatible avec une mise en place anté-tectonique dans la zone de cisaillement de Kandi.

IV.3.1.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

a- Localisation des sites d'échantillonnage

Dans l'intrusion de Dassa, onze (11) sites ont été échantillonnés pour l'ASM (Fig.IV.8). Ces sites ont été échantillonnés dans les granites et quartz-monzonites de l'intrusion.

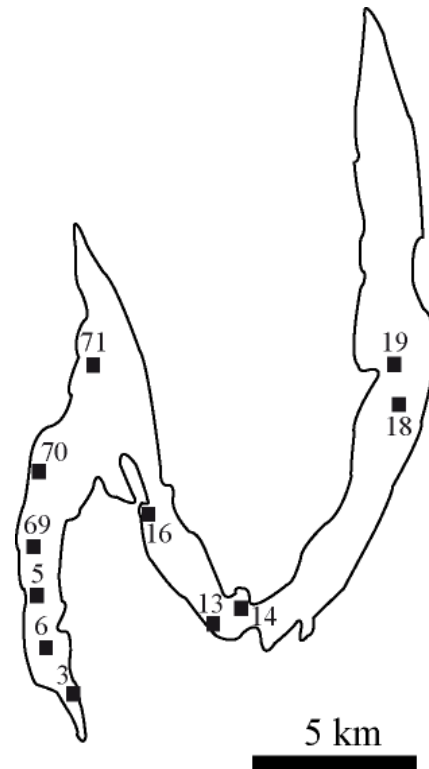


Figure IV.8. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Dassa

b- Minéralogie magnétique et porteurs de la fabrique magnétique

L'identification des minéraux porteurs de la fabrique magnétique est indispensable à l'analyse de cette fabrique. Dans l'intrusion de Dassa, la minéralogie magnétique a été déterminée à partir de l'observation au microscope optique en lumière réfléchie, par analyse chimique de quelques minéraux opaques à la microsonde électronique et par analyse thermomagnétique.

Les observations microscopiques révèlent que la minéralogie magnétique dans l'intrusion de Dassa est représentée par les minéraux paramagnétiques (biotite et amphibole) et les minéraux opaques. Les études microscopiques des opaques en lumière réfléchie révèlent la présence de magnétite et d'ilménite. La magnétite s'observe seulement dans les quartz-monzonites. Elle est sub-automorphe et orientée dans la foliation (Fig.IV.9a). L'ilménite, apparaît sous forme de grains isolés ou englobés par les porphyroclastes de feldspath et d'amphibole et parfois associée aux amas de biotites. Les analyses à la microsonde électronique de l'ilménite donnent 50-53% de TiO_2 et les calculs de formule

structurale basés sur la stœchiométrie des oxydes indiquent des minéraux proches du pôle pur ilménite (FeTiO_3).

L'analyse thermomagnétique révèle la présence de magnétite pauvre en titane dans les quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa et leur absence dans le granite. En effet, les courbes thermomagnétiques du site à magnétite à basse température (Fig.IV.9b) montrent une transition de Verwey vers -155°C . A haute température les courbes sont réversibles et présentent une température de Curie à 580°C qui correspond à la chute de la susceptibilité magnétique des grains de magnétite (Fig.IV.12b). Les échantillons sans magnétite sont caractérisés par une faible valeur de la susceptibilité et présentent des courbes non réversibles avec une chute régulière de susceptibilité magnétique lors du chauffage (Fig.IV.9c). La non-réversibilité des courbes est associée à des transformations minéralogiques au cours de la chauffe (apparitions de magnétite).

La combinaison de ces méthodes indique que la fabrique magnétique est portée par les minéraux paramagnétiques (biotite et amphiboles) et les minéraux ferromagnétiques (magnétite) dans l'intrusion de Dassa.

c- Anisotropie de la susceptibilité magnétique

Les données scalaires

La susceptibilité moyenne (K) des spécimens mesurés varie de 184 à 2162 μSI dans les granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa. Les susceptibilités moyennes inférieures à $10^3 \mu\text{SI}$ sont obtenues dans 91% des sites (Fig.IV.10). Les fortes valeurs de susceptibilité supérieures à $10^3 \mu\text{SI}$ sont obtenues au niveau du site 13 où affleurent les quartz-monzonites (voir Fig.IV.9). Les fréquences élevées des spécimens à faible susceptibilité magnétique de l'intrusion de Dassa indiquent donc que la fraction minérale paramagnétique contribue largement à la susceptibilité magnétique de l'intrusion. La magnétite se retrouve en faible quantité disséminée dans les quartz-monzonites.

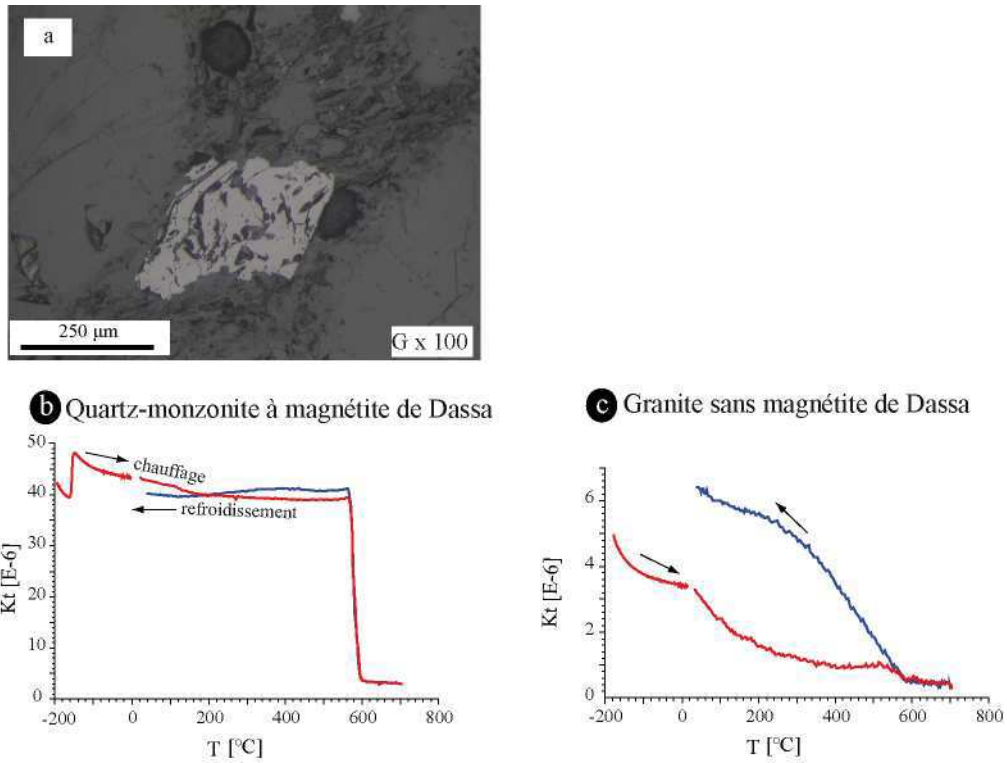


Figure IV.9. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Dassa; a, microphotographie en lumière réfléchie de la magnétite du pluton de Dassa-Tré (site 13 de la Fig.IV.8); b, courbe thermomagnétique montrant la présence de magnétite dans les quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa (site 13 de la Fig.IV.8) ; c, courbe thermomagnétique montrant l'absence de magnétite dans les granites de l'intrusion de Dassa. Pour les courbes thermomagnétiques (b à d) Kt est la susceptibilité magnétique mesurée (SI) à laquelle a été soustraite la susceptibilité magnétique du porte échantillon.

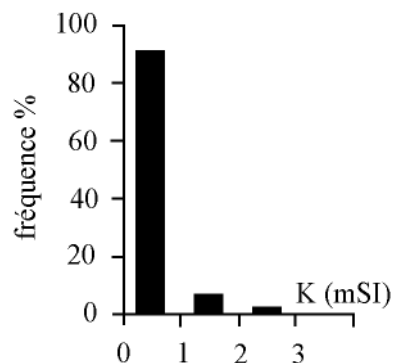


Figure IV.10. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans l'intrusion de Dassa.

Le degré d'anisotropie corrigé (P') des spécimens varie de 1,04 à 1,21 dans les quartz-monzonites et granites de l'intrusion de Dassa (Fig.IV.11). Le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM (T) des spécimens varie de -0,7 à 0,92 (Fig.IV.11). Le paramètre de forme T est à majorité de type planaire (aplatis) $T > 0$ avec 75 de spécimens, voire fortement planaire ($T > 0,5$) pour les spécimens de plus forte anisotropie ($P' > 10\%$). Les spécimens à plus fort degré d'anisotropie ($P' > 10\%$) et fortement planaires ($T > 0,5$) sont associés à une déformation solide plus intense à la bordure occidentale de la branche ouest du pluton (sites 5, 69, 70 Fig.IV.8).

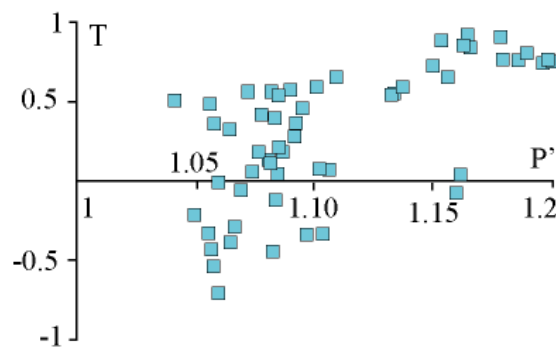


Figure IV.11. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Dassa.

Les données directionnelles

Les projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des linéations magnétiques (axes K_1) et des pôles de la foliation magnétique (axes K_3) des spécimens de même que les cartes des linéations magnétiques moyennes K_1 par site d'échantillonnage et des plans de foliation magnétique moyen (plan normal à K_3) de l'intrusion de Dassa sont présentées à la figure IV.12.

Les foliations magnétiques de l'intrusion de Dassa sont orientés N-S dans les branches occidentales et orientales et NNW-SSE dans la branche centrale. Les foliations ont un pendage moyen à fort (meilleur pôle 263°/18°). Dans la courbure sud de l'intrusion, les foliations magnétiques ont un pendage faible et une direction NNW-SSE à N-S. Les

linéations magnétiques sont homogènes à l'échelle de l'intrusion. Elles sont de direction N-S et plongent faiblement vers le Nord ou le Sud (meilleure ligne 357914°).

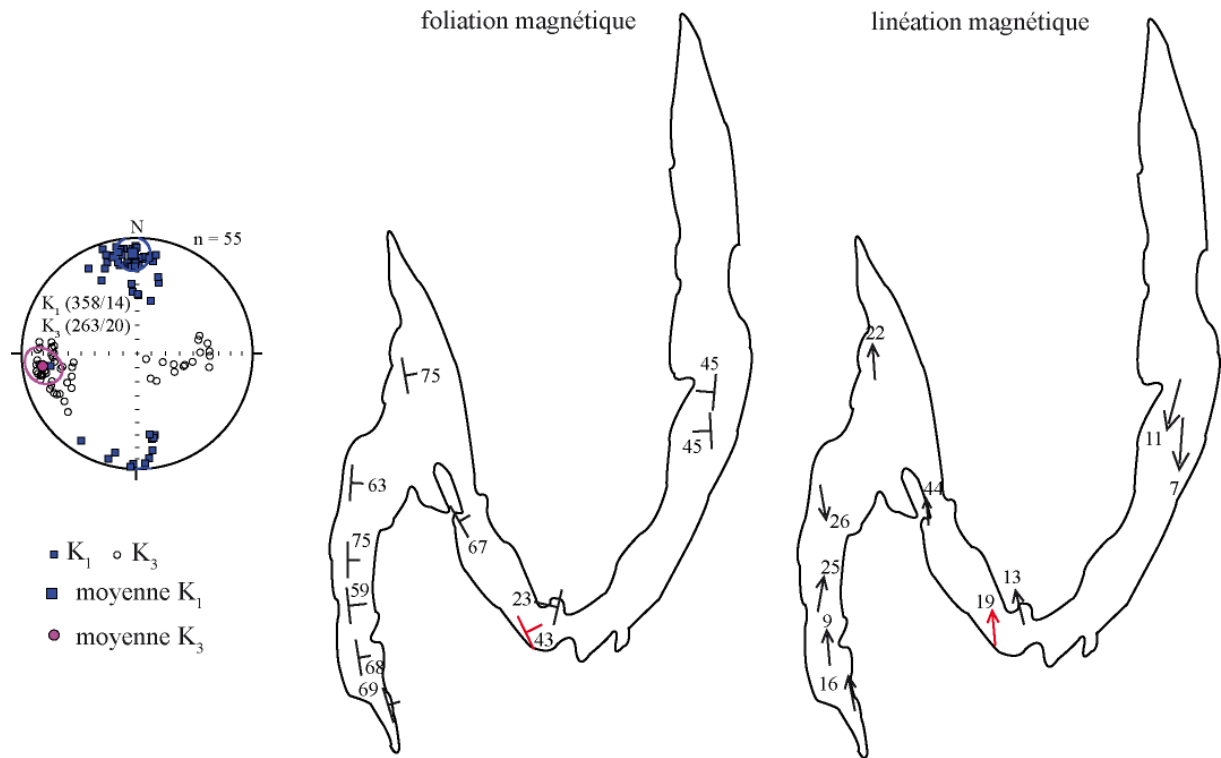


Figure IV.12. Fabrication magnétique de l'intrusion de Dassa. En rouge, fabrication du site à magnétite et en noir, fabrication des sites sans magnétite.

IV.3.2. L'intrusion de Tré

IV.3.2.1. Pétrographie, structure et microstructure

a- Gisement et structures

L'intrusion de Tré affleure au Sud de l'intrusion de Dassa et ses émissaires filoniens s'observent dans l'intrusion de Dassa (voir Fig.IV.13). Elle a une forme allongée N-S

(Fig.IV.14) et s'est mise en place à l'interface entre l'intrusion de Dassa et les gneiss migmatitiques. Elle est composée de granite et de monzonite (Fig.IV.14).

Le granite de Tré montre une texture porphyroïde à grain moyen et de phénocristaux de feldspath potassique. A ses bordures, le massif granitique renferme des septa d'orthogneiss de type Dassa (Fig.IV.15a) et de migmatites. La foliation magmatique du granite de Tré est localement marquée sur le terrain par une orientation discrète N-S des feldspaths. En bordure du massif, les septa d'orthogneiss de Dassa dans le granite de Tré sont déformés et indiquent un sens de cisaillement dextre (Fig.IV.15a).

La monzonite de Tré affleure sous forme d'un dyke d'épaisseur hectométrique à l'extrémité sud-ouest du granite de Tré (Fig.IV.14). Elle renferme des enclaves décimétriques à métriques de corps mafiques microgrenus (Fig.IV.15b) et des septa de migmatites. La monzonite est recoupée par des filons de granite d'épaisseur décimétrique à métrique. La monzonite a une texture porphyroïde à cristaux de plagioclase moins grossiers que ceux des granites et des quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa. Comme dans le granite de Tré, l'orientation N-S de la foliation magmatique de la monzonite sur le terrain est marquée par celle des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens.

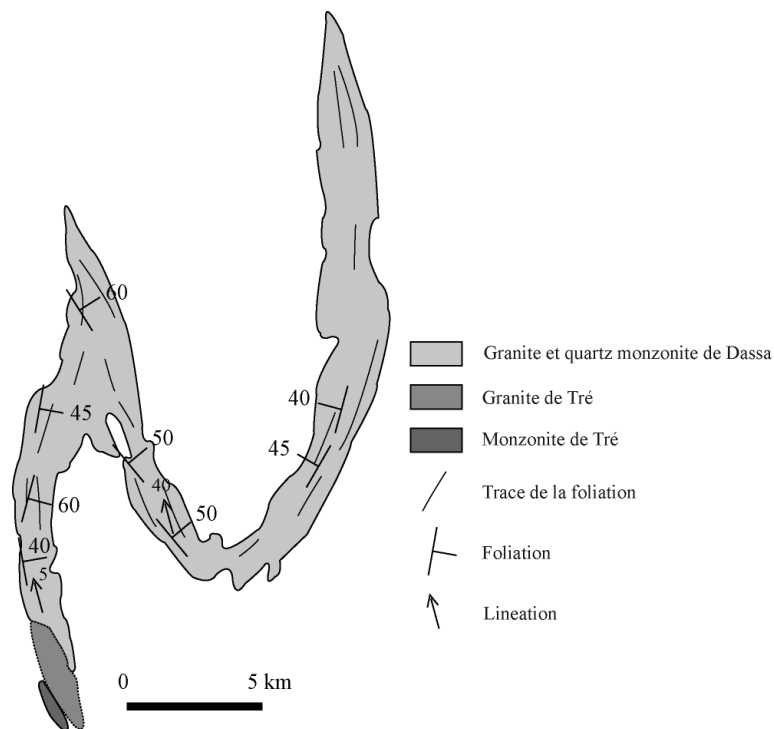


Figure IV.13. Carte des unités pétrographiques et des structures des intrusions de Dassa et Tré montrant l'intrusion de Tré.



Figure IV.14. Photographie d'affleurements du granite et de la monzonite de l'intrusion de Tré; les affleurements sont vus de l'Ouest ; la flèche indique le Nord.

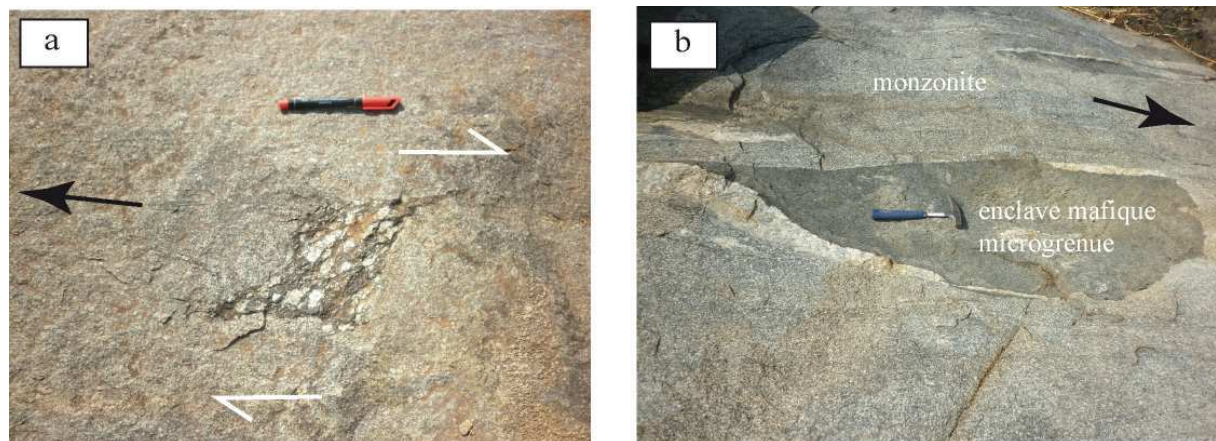


Figure IV.15. Photographies de terrain montrant au niveau des intrusions de Tré (a) un septum d'orthogneiss (granite de type Dassa) dans le granite de Tré à la bordure orientale du massif ; (b) la monzonite et une enclave de monzodiorite de Tré.

b- Pétrographie et microstructures

Le granite de l'intrusion de Tré (Fig.IV.16a, b, c, d) est formé de feldspath potassique (45%), de quartz (25%), de plagioclase (10%), de biotite (15%) et de muscovite (5%). Les minéraux accessoires sont l'allanite zonée, l'apatite, le zircon et l'ilménite. Le sphène de première génération est présent dans le granite. Les biotites se transforment parfois en chlorite dans le granite.

La monzonite de Tré (Fig.IV.17) est composée de plagioclase (45%), de biotite (30%), d'amphiboles (20%) et de quartz (5%). Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, les épidotes, le sphène, le zircon et l'ilménite. Les biotites vertes à brunes. L'allanite zoné et la pistachite sont les épidotes présentes dans la roche. Les sphènes renferment des exsolutions d'ilménite.

Les enclaves microgrenues dans la monzonite de Tré sont de composition monzodioritique. Ces enclaves sont formées de biotite (45%), d'amphiboles (35%), de plagioclase (15%) et de quartz (5%). Les minéraux accessoires sont les épidotes, le sphène et l'ilménite. Des plages de minéraux à épidotes + amphiboles + quartz s'observent dans l'enclave et pourraient avoir cristallisé aux dépens d'anciens clinopyroxènes. Les minéraux de l'enclave monzodioritique ont une composition chimique assez proche des monzonites encaissantes.

Le granite et la monzonite de Tré et le granite en filon dans l'orthogneiss de l'intrusion de Dassa présentent des microstructures comparables qui indiquent des modalités comparables de formation de la fabrique de ces roches (Fig.IV.16 et 17). En lame mince, les roches montrent des phénocristaux de feldspaths qui sont automorphes à sub-automorphes, alignés et présentant parfois des microfractures dans lesquelles cristallisent le quartz ou un assemblage de quartz, feldspaths et biotite suggérant ainsi la présence de contraintes pendant la cristallisation du magma (Bouchez *et al.*, 1992 ; Vernon *et al.*, 2004). Les larges feuillets de biotite sont orientés et forment des paquets adossés aux phénocristaux de feldspaths. Des zones de cisaillement mineures et discrètes formées de grains plus fins de quartz, feldspaths et biotite s'observent dans les roches. Dans les granites, le microcline est présent et le quartz est xénomorphe interstitiel ou allongé avec parfois une légère extinction ondulante.

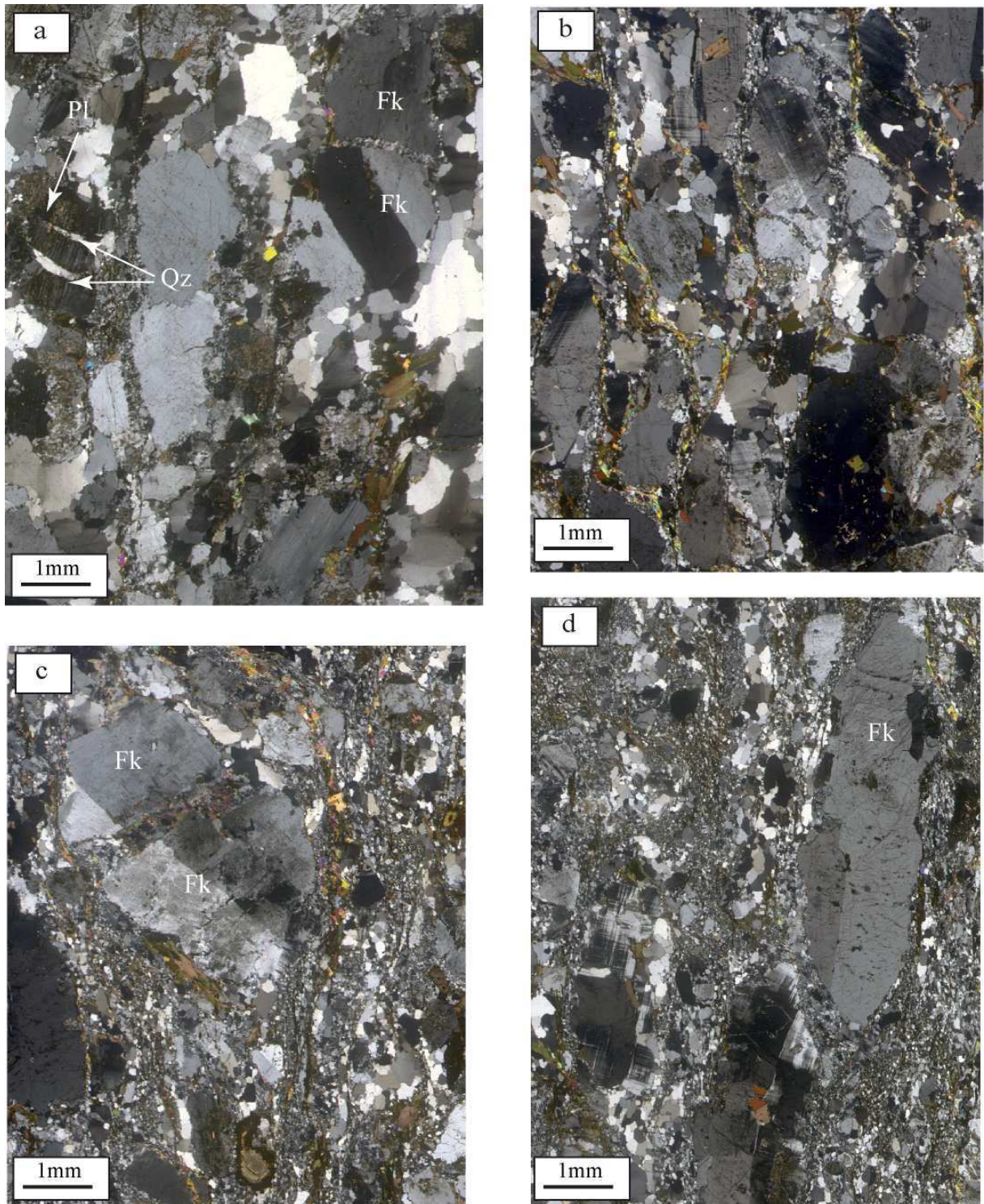


Figure IV.16. Microphotographies montrant les textures des granites. (a et b) : granite de l'intrusion de Tré ; (c et d) granite en filon dans l'orthogneiss de Dassa. Observer l'alignement des phénocristaux de feldspaths, les fractures des phénocristaux de feldspaths remplies de quartz et de quartz et feldspaths puis les petits cristaux de feldspaths, biotite et quartz orientés, ayant cristallisé en présence d'une contrainte externe.

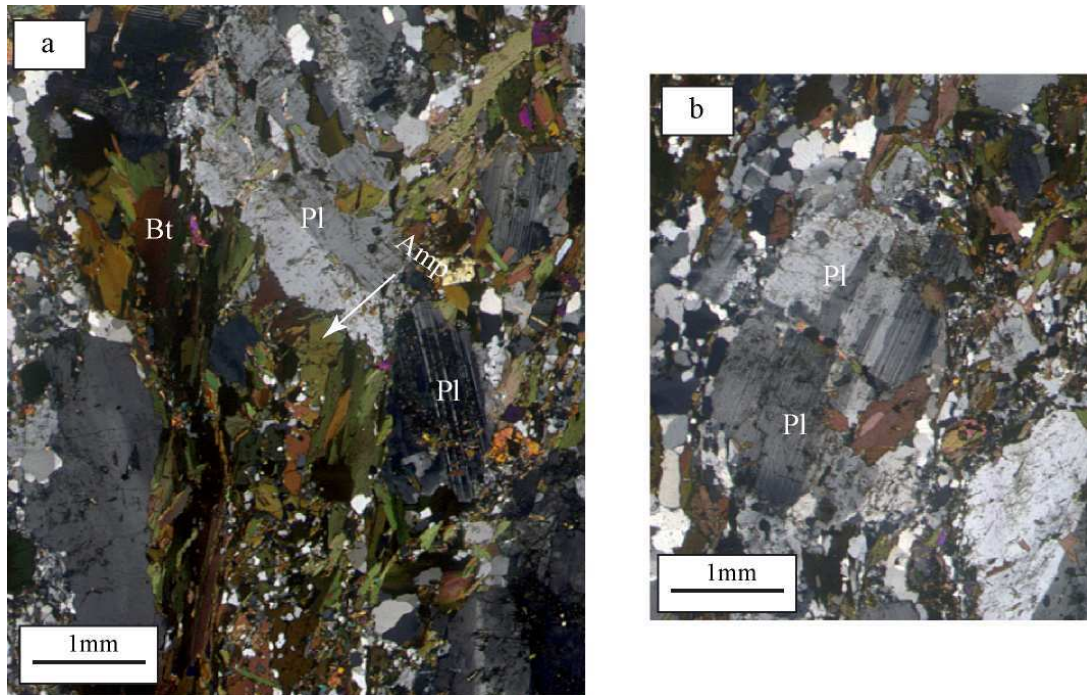


Figure IV.17. *Microphotographies montrant la texture magmatique de la monzonite de Tré. Observer une orientation préférentielle des phénocristaux de plagioclase, de la biotite et des amphiboles.*

En conclusion, les microstructures indiquent une fluidalité magmatique avec une orientation préférentielle des minéraux du granite et de la monzonite de Tré. Une déformation à caractère fragile affecte très discrètement les roches consolidées.

c- Interprétation et conclusion partielle

L'intrusion de Tré est formée de granites à biotite à faible quantité de muscovite et de monzonites qui renferment des enclaves mafiques microgrenues. La présence d'enclaves mafiques microgrenues dans la monzonite de Tré suggère qu'elle est issue d'un mélange de magmas acides et basiques. De par la richesse en phénocristaux de feldspaths potassiques pour le granite de Tré et en amphiboles et phénocristaux de plagioclases pour la monzonite, une cristallisation à partir d'un magma calco-alcalin d'origine mixte crustale et mantellique pourrait être avancée pour les roches de l'intrusion de Tré.

Cette appartenance aux séries calco-alcalines des granites et monzonites de Tré nécessite toutefois d'être confortée par la chimie sur roches totales.

Les granites et monzonites de Tré qui présentent une fabrique de flux magmatique, se seraient mis en place lors du cisaillement. Toutefois l'investigation des fabriques devra être approfondie par la méthode ASM (anisotropie de la susceptibilité magnétique) pour conclure sur le contexte tectonique de mise en place de l'intrusion de Tré.

La présence des enclaves de l'orthogneiss de Dassa dans le granite de Tré plaide également en faveur d'une mise en place postérieure du granite de Tré par rapport à celle de Dassa et pourraient impliquer des magmas parents différents.

IV.3.2.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

a- Localisation des sites d'échantillonnage

Dans l'intrusion de Tré, sept (7) sites ont été échantillonnés pour l'ASM (Fig.IV.18). Ces sites sont répartis comme suit : six (6) dans le granite et un (1) dans la monzonite (Fig.IV.18).

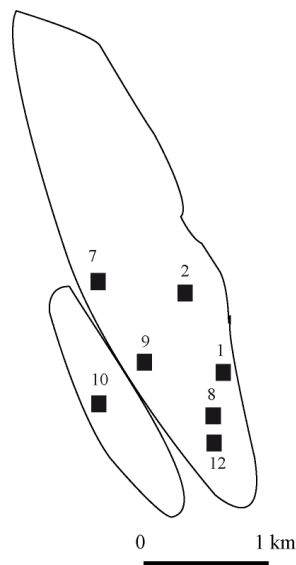


Figure IV.18. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Tré

b- Minéralogie magnétique et porteurs de la fabrique magnétique

Dans l'intrusion de Tré, la minéralogie magnétique a été également déterminée à partir de l'observation au microscope optique en lumière réfléchie, par analyse chimique de quelques minéraux opaques à la microsonde électronique et par analyse thermomagnétique.

La minéralogie magnétique de l'intrusion de Tré est constituée par la biotite et les amphiboles et l'ilménite qui apparaît en grains isolés ou associé aux amas de biotite. Les analyses à la microsonde électronique de l'ilménite indiquent également la présence d'ilménite FeTiO_3 .

Les analyses thermomagnétiques confirment l'absence de phases ferromagnétiques dans la monzonite et le granite de l'intrusion de Tré. Les échantillons sont caractérisés par une faible valeur de la susceptibilité et présentent des courbes à allure non réversibles avec une chute régulière de susceptibilité magnétique lors du chauffage (Fig.IV.19). La non-réversibilité des courbes est associée à des transformations minéralogiques au cours de la chauffe (apparitions de phase ferromagnétique) (Fig.IV.19).

La combinaison de ces méthodes indique que dans l'intrusion de Tré, les porteurs de la fabrique magnétique sont la biotite et les amphiboles.

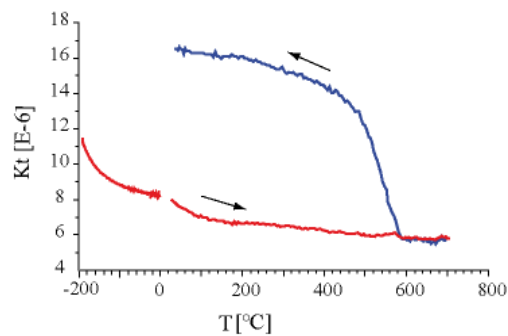


Figure IV.19. Courbe thermomagnétique montrant l'absence de magnétite dans l'intrusion de Tré. Pour la courbe thermomagnétique (b à d) K_t est la susceptibilité magnétique mesurée (SI) à laquelle a été soustraite la susceptibilité magnétique du porte échantillon.

c- Anisotropie de la susceptibilité magnétique

Les données scalaires

Les spécimens du granite et de la monzonite de Tré ont une susceptibilité moyenne comprise entre 72 et 781 μ SI (Fig.IV.20) ; ce qui confirme l'absence de la magnétite dans l'intrusion de Tré telle que révélée par les analyses microscopique et thermomagnétique.

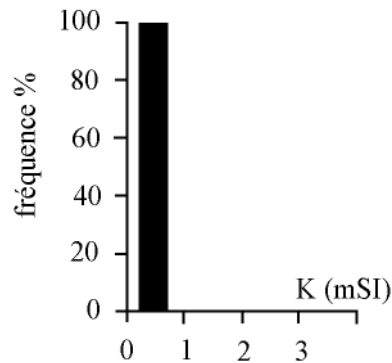


Figure IV.20. Histogrammes de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de l'intrusion de Tré.

Le degré d'anisotropie corrigé (P') des spécimens est compris entre 1,08 et 1,15 (Fig.IV.21). Le paramètre de forme T varie de -0,55 à 0,68 (Fig.IV.21) avec 70% de spécimens qui ont une forme aplatie.

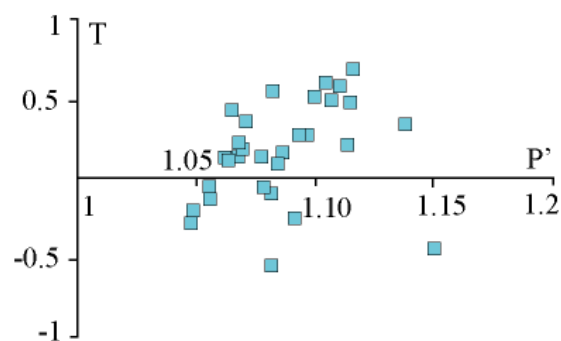


Figure IV.21. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans le granite de Tré.

Les données directionnelles

La figure IV.22 illustre les projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des linéations magnétiques (axes K_1) et des pôles de la foliation magnétique (axes K_3) des spécimens de même que les cartes des linéations magnétiques moyennes K_1 par site d'échantillonnage et des plans de foliation magnétique moyen (plan normal à K_3) de l'intrusion de Tré.

Les foliations magnétiques des granites et monzonites de l'intrusion de Tré sont homogènes et présentent un fort pendage et des linéations magnétiques faiblement plongeantes. Le meilleur axe des linéations magnétiques des granites est $351/21^\circ$ et le meilleur pôle des plans de foliation magnétique est $255/17^\circ$. On note une déviation de 10° environ par rapport au meilleur pôle de l'intrusion de Dassa.

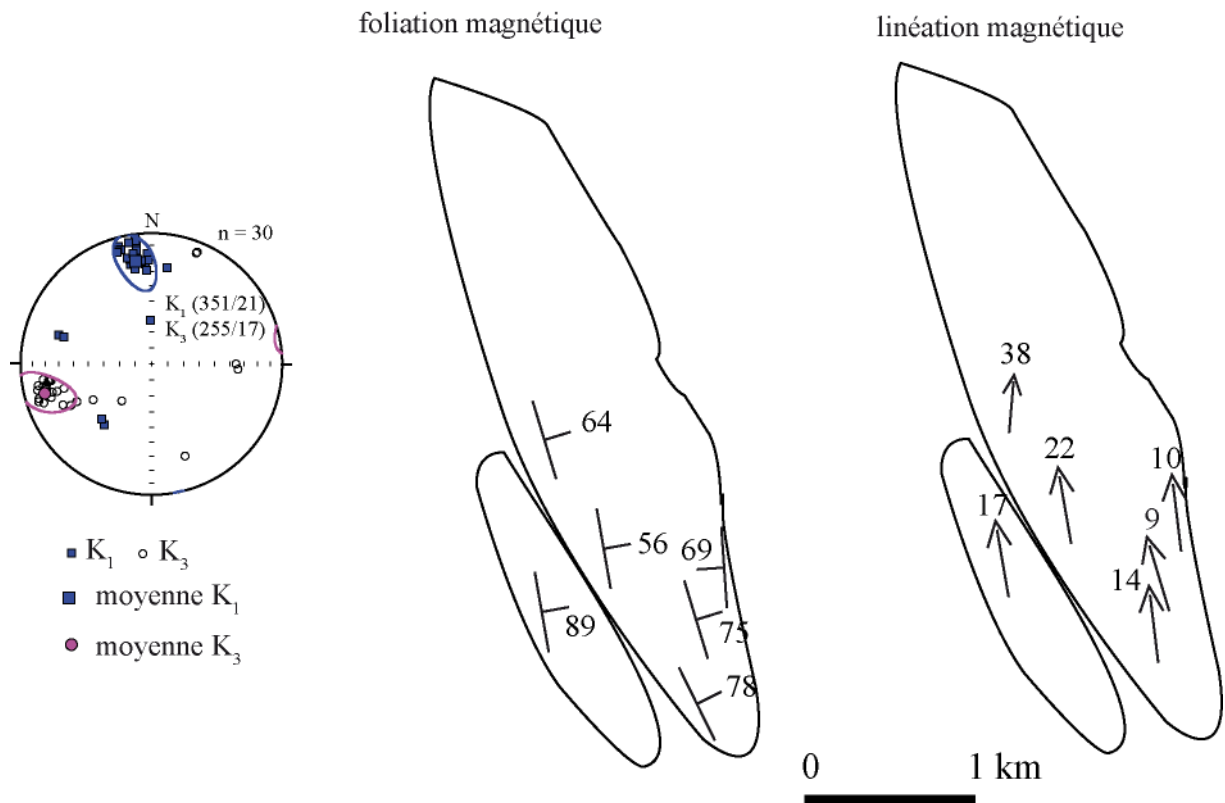


Figure IV.22. Fabrication magnétique de l'intrusion de Tré.

IV.3.3. L'intrusion de Tchetti

IV.3.3.1. Pétrographie, structure et microstructure

L'intrusion de Tchetti qui affleure très bien (Fig.IV.23), a été également pétrographiquement décrite par Breda (1989).

a- Gisement et structures

L'intrusion de Tchetti a une forme sub-arrondie et couvre une superficie d'environ 50 km² (voir Fig.III.1). Elle s'est mise en place dans les gneiss migmatiques à l'Ouest de la zone d'étude. L'intrusion de Tchetti est formée d'un granite grenu à grains fins à moyens qui renferme des enclaves mafiques microgrenues (Fig.IV.24a). Ces enclaves ne sont pas abondantes dans le granite.

Le granite présente une orientation magmatique localement marquée par une orientation préférentielle N-S des fines paillettes de biotite et de muscovite.

b- Pétrographie et microstructures

Le granite de Tchetti est formé de feldspath potassique (35%), de quartz (25%), de plagioclase (20%), de biotite (15%) et de muscovite magmatique (5%). Les minéraux secondaires tels que la chlorite et la calcite s'observent dans le granite. Les minéraux accessoires sont le sphène, les épidotes, le zircon et l'ilménite.

Les enclaves mafiques microgrenues (voir Fig.IV.24b) sont à biotite, plagioclase, quartz, sphène et épidotes. Elles renferment également xénocristaux de quartz et de feldspaths et des inclusions de fragments du granite hôte suggérant un mélange mécanique de deux magmas.

En lame mince, les feldspaths du granite sont automorphes et sont parfois affectés de microfracturations dans lesquelles cristallisent du quartz et de la biotite (Fig.IV.24c). Les macles des plagioclases sont rarement tordues. Les quartz sont xénomorphes ou présentent une forme cristalline allongée (Fig.IV.24d). Ces microstructures indiquent qu'une contrainte externe a affecté le magma du granite de Tchetti.



Figure IV.23. Photographie d'affleurement du granite de Tchetti à Tchetti. L'affleurement est vu de l'Est ; la flèche indique le Nord.

c- Interprétation et conclusion partielle

Le granite de Tchetti est un granite à feldspaths alcalins et biotite qui renferme des enclaves mafiques microgrenues. Ces caractéristiques pétrographiques permettent de suggérer que le granite dérive d'un magma calco-alcalin de source mixte crustale et mantellique. L'absence de plagioclase calcique dans le granite pourrait s'expliquer par une pauvreté du magma en calcium et l'utilisation de la faible quantité de calcium disponible pour la cristallisation des phases accessoires telles que le sphène et les épidotes. La présence de

xénocristaux de feldspaths et des inclusions de fragments du granite dans les enclaves témoigne également d'un mélange de magmas felsique et mafique dans la chambre magmatique.

Les orientations magmatiques N-S des paillettes de micas et des feldspaths alcalins automorphes du granite indiquent une fluidalité magmatique en présence d'une contrainte externe.

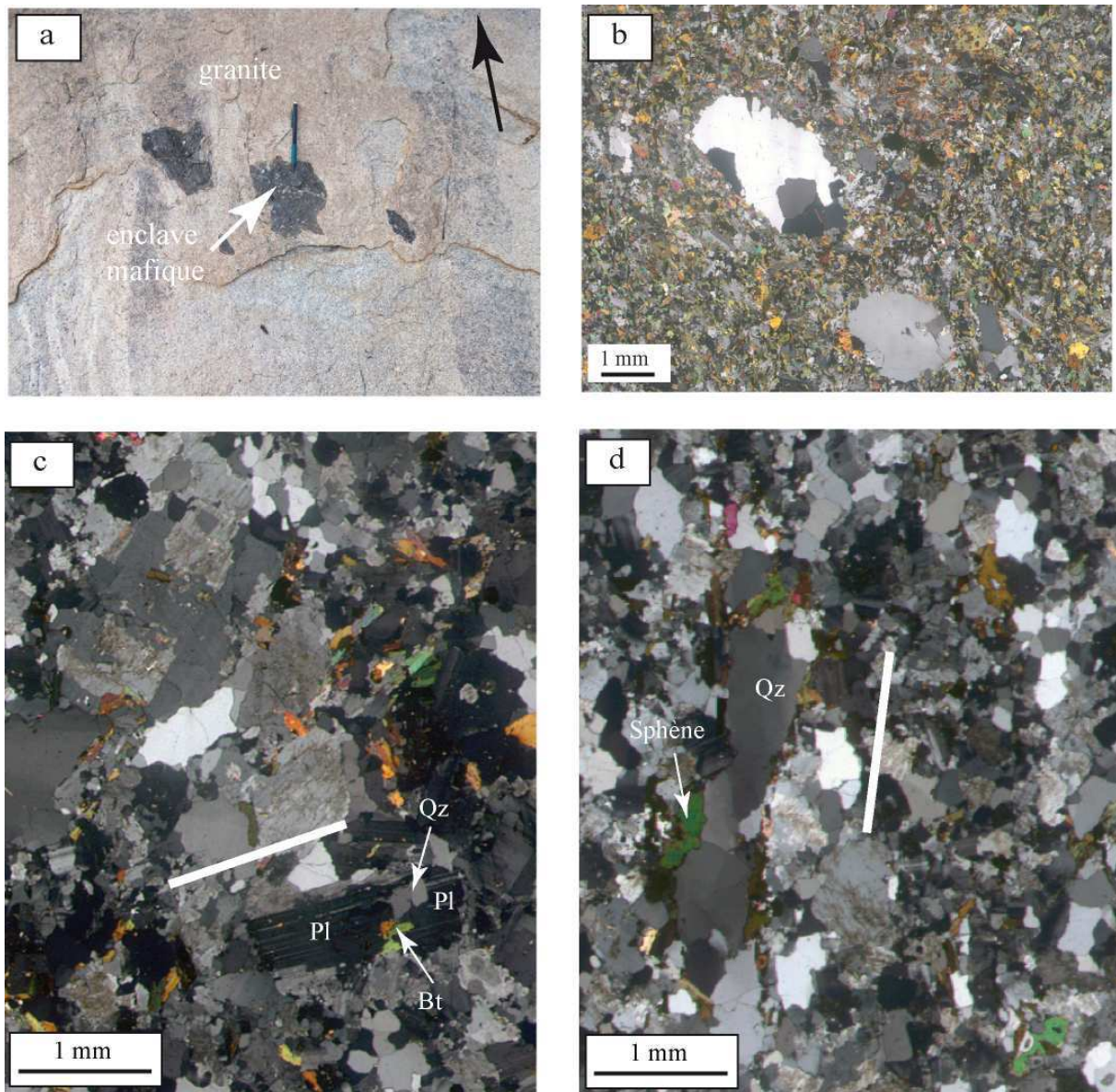


Figure IV.24. (a) Photographie de terrain montrant des enclaves mafiques microgrenues dans le granite de Tchetti ; (b) microphotographie montrant des inclusions de fragments du granite hôte dans l'enclave mafique ; (c) et (d) microphotographies montrant la texture magmatique du granite. La flèche pleine en noir indique le Nord et les traits indiquent la trace de la foliation magmatique.

IV.3.3.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

a- Localisation des sites d'échantillonnage

L'échantillonnage a été effectué dans six (6) sites dans le granite de Tchetti pour l'étude de la fabrique magnétique de l'intrusion (Fig.IV.25).

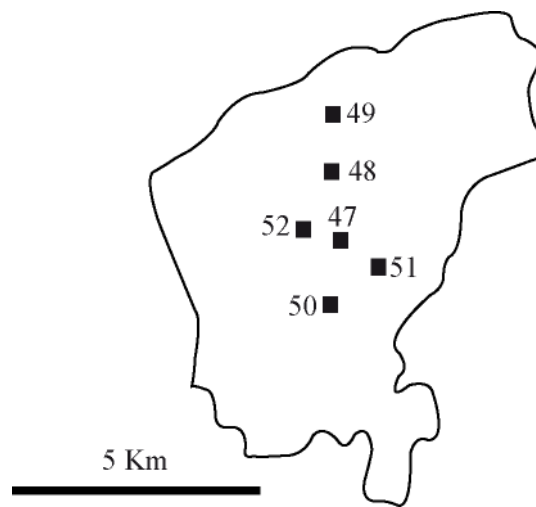


Figure IV.25. Carte de localisation des sites d'échantillonnage de l'intrusion de Tchetti.

b- Minéralogie magnétique et porteurs de la fabrique magnétique

La minéralogie magnétique de l'intrusion de Tchetti est représentée par les minéraux paramagnétiques (biotite et muscovite) et les minéraux opaques. Les minéraux opaques, rares dans le granite de Tchetti, sont de l'ilménite essentiellement. Ils se présentent en grains isolés ou associés aux clivages de la biotite. Les analyses thermomagnétiques confirment l'absence de minéraux ferromagnétiques dans le granite de Tchetti. Les courbes obtenues (Fig.IV.26) ne sont généralement pas réversibles et présentent une faible susceptibilité magnétique qui décroît régulièrement avec l'augmentation de la température.

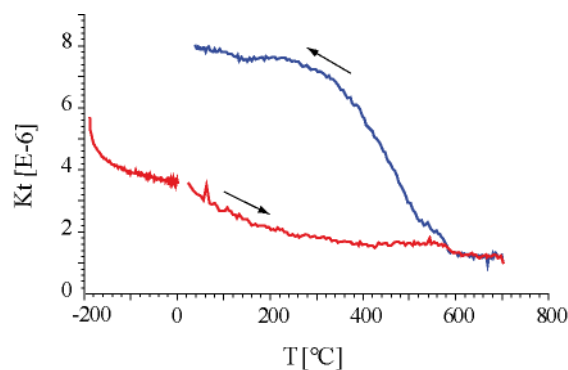


Figure IV.26. Courbe thermomagnétique représentative du granite de Tchetti montrant l'absence de phase ferromagnétique dans l'intrusion. K_t est la susceptibilité magnétique mesurée (SI) en prenant en compte la valeur de la susceptibilité magnétique du porte échantillon.

c- Anisotropie de la susceptibilité magnétique

Les données scalaires

La totalité des spécimens mesurés dans l'intrusion de Tchetti présente une susceptibilité magnétique inférieure à $10^3 \mu\text{SI}$ (Fig.IV.27). La susceptibilité magnétique moyenne des spécimens du granite de Tchetti est très faible et varie de 92 à 138 μSI . Ces faibles valeurs de la susceptibilité magnétique moyenne sont en accord avec la minéralogie dominée par les minéraux paramagnétiques.

Le degré d'anisotropie corrigé (P') des spécimens est compris entre 1,04 et 1,11 (Fig.IV.28). Le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM (T) des spécimens varie de -0,04 à +0,91 avec la majorité des valeurs de T qui indique un paramètre de forme planaire ($0.3 < T < 0.5$) à très fortement planaire ($T > 0.5$) et seulement 3% des ellipsoïdes qui présentent une forme allongée ($T < 0$, Fig.IV.28).

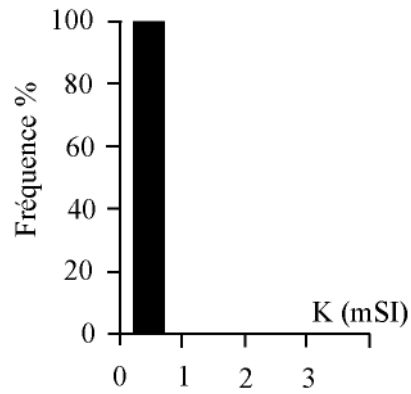


Figure IV.27. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Tchetti.

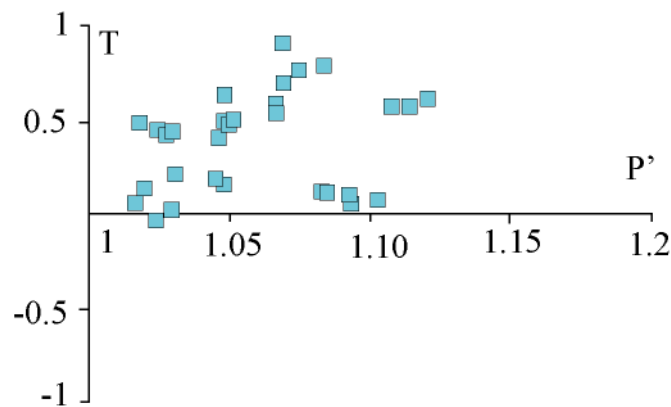


Figure IV.28. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Tchetti.

Les données directionnelles

Les projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des linéations magnétiques (axes K_1) et des pôles de la foliation magnétique (axes K_3) des spécimens et les cartes des linéations magnétiques moyennes K_1 par site d'échantillonnage et des plans de foliation magnétique moyenne (plan normal à K_3) sont présentées sur la figure IV.29. Les axes K_3 de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique des spécimens sont très bien regroupés dans l'intrusion de Tchetti. Les foliations sont de direction NNE-SSW et présentent des pendages forts vers l'Est (meilleur pôle à $289/21$). Les axes K_1 présentent une distribution en

guirlande perpendiculaire à K_3 qui se traduit par une très grande variabilité de l'inclinaison du plongement de la linéation magnétique (direction dominante NNE).

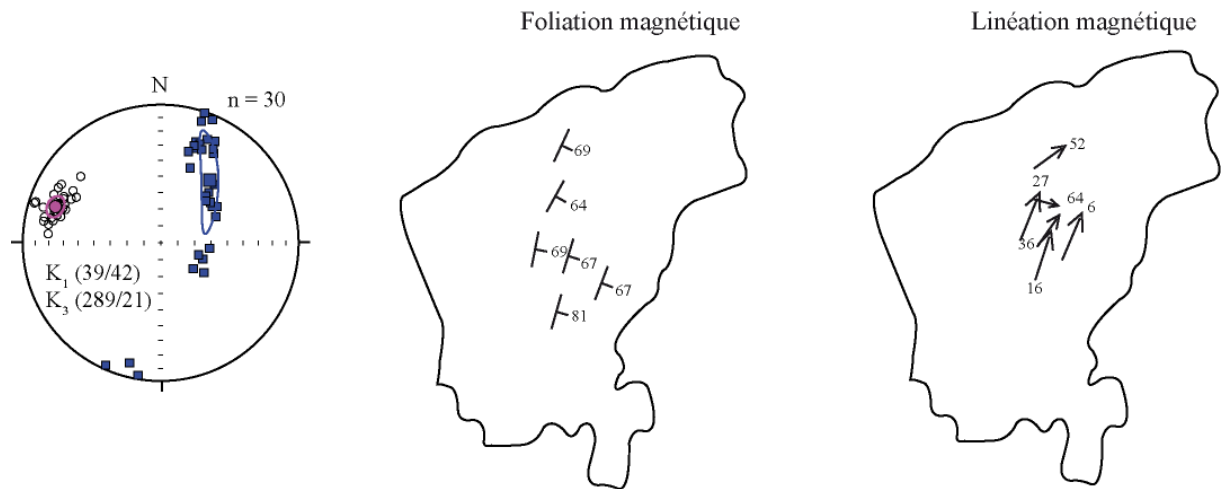


Figure IV.29. Fabrication magnétique de l'intrusion de Tchetti.

IV.3.4. L'intrusion de Gobada

IV.3.4.1. Pétrographie, structure et microstructure

L'intrusion de Gobada a été aussi décrite pétrographiquement par Pougnet (1955), Boussari (1975) et Breda (1989).

a- Gisement et structures

L'intrusion de Gobada a une forme allongée NNE-SSW (voir Fig.III.1). Elle affleure sur une longueur de 10 km et une largeur de 6 km environ. Elle s'est mise en place au sein des gneiss à amphiboles et biotite. L'intrusion de Gobada est formée de deux faciès : granites et quartz-monzonites.

Les granites sont leucocrates (rose à gris clair), hétérogranulaires à tendance porphyroïde et ils renferment des enclaves mafiques microgrenues (Fig.IV.30a). Ces

enclaves ont une taille décimétrique et sont ovoïdes. Les granites montrent localement une orientation magmatique N-S marquée par une orientation préférentielle des feldspaths et des litages magmatiques ("schlieren structures") présentant une alternance de niveaux riches en minéraux ferromagnésiens (biotite) et en quartz et feldspaths.

Les quartz-monzonites affleurent sous forme de corps décamétriques à l'intérieur du pluton. Elles sont mésocrates, de texture porphyroïde et elles contiennent des enclaves pluri-décimétriques de monzodiorite (Fig.IV.30b). Ces enclaves ont des contours lobés. Les enclaves de monzodiorite avec leurs contours lobés sont de très beaux exemples de mélange mécanique de magmas. Les enclaves de monzodiorites sont également allongées et orientées selon une direction N-S (Fig.IV.12b), soulignant ainsi la foliation magmatique.

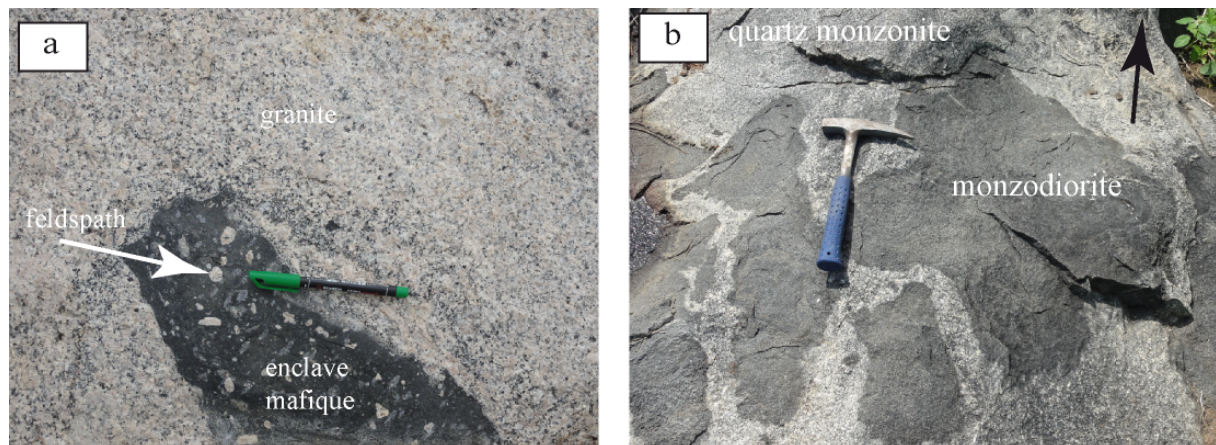


Figure IV.30. Photographies de terrain dans l'intrusion de Gobada. (a) enclaves mafiques du granite incluant des xénocristaux de feldspaths alcalins ; (b) enclaves de monzodiorite à contours lobés et leur alignement N-S. La flèche pleine en noir indique le Nord.

b- Pétrographie et microstructures

Les granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Gobada sont formés de quartz, de feldspath potassique, de plagioclases et de biotite. La muscovite primaire est présente en faible proportion ; la muscovite secondaire qui résulte de la dégradation des feldspaths potassiques et la chlorite issue de la transformation de certaines biotites s'observent

également dans les granites. Les minéraux accessoires sont représentés par les épidotes (allanite zonée et pistachite), l'apatite, le zircon, le sphène et les minéraux opaques (l'ilménite et magnétite).

Les enclaves mafiques microgrenues des granites et les enclaves de monzodiorite des quartz-monzonites sont formées de plagioclase, de biotite et de quartz. L'enclave de monzodiorite renferme en plus de la hornblende et on y observe des plages polycristallines à quartz + plagioclase + amphiboles qui pourraient représenter d'anciens clinopyroxènes déstabilisés. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite et les minéraux opaques. Les plagioclases sont zonés. Enfin, les enclaves du granite renferment spécifiquement des xénocristaux de feldspaths, de quartz et de biotite et des fragments à quartz + biotite + feldspaths du granite hôte (Fig. IV.31a). Les bordures des xénocristaux de plagioclase et de biotite sont corrodées par le magma mafique. Des minéraux de sphène particulièrement très développés sont également emprisonnés dans les inclusions (Fig.IV.31b). On observe une couronne réactionnelle riche en plagioclase autour de ces inclusions (Fig.IV.31b). Ces caractères confirment l'existence de mélange mécanique entre magmas acide et basique dans la chambre magmatique.

Les observations microstructurales montrent des cristaux de feldspaths automorphes (Fig.IV.31c). Les plagioclases montrent très rarement une torsion de leur macle (Fig.IV.31d) ; ce qui pourrait témoigner de l'effet d'une contrainte externe sur le magma à l'état visqueux à haute température. Les biotites forment de larges feuillets sans orientation nette. Le quartz xénomorphe est souvent intersticiel et montre très rarement une faible extinction onduleuse. En conclusion, la fabrique de l'intrusion de Gobada est magmatique.

c- Interprétation et conclusion partielle

L'intrusion de Gobada est constituée de roches allant des quartz-monzonites aux granites qui renferment des enclaves mafiques microgrenues. La présence de feldspaths alcalins et de plagioclases calciques dans les granitoïdes et d'amphiboles calciques dans les enclaves mafiques permet de suggérer un magma calco-alcalin de source mixte crustale et mantellique pour la formation des roches de l'intrusion.

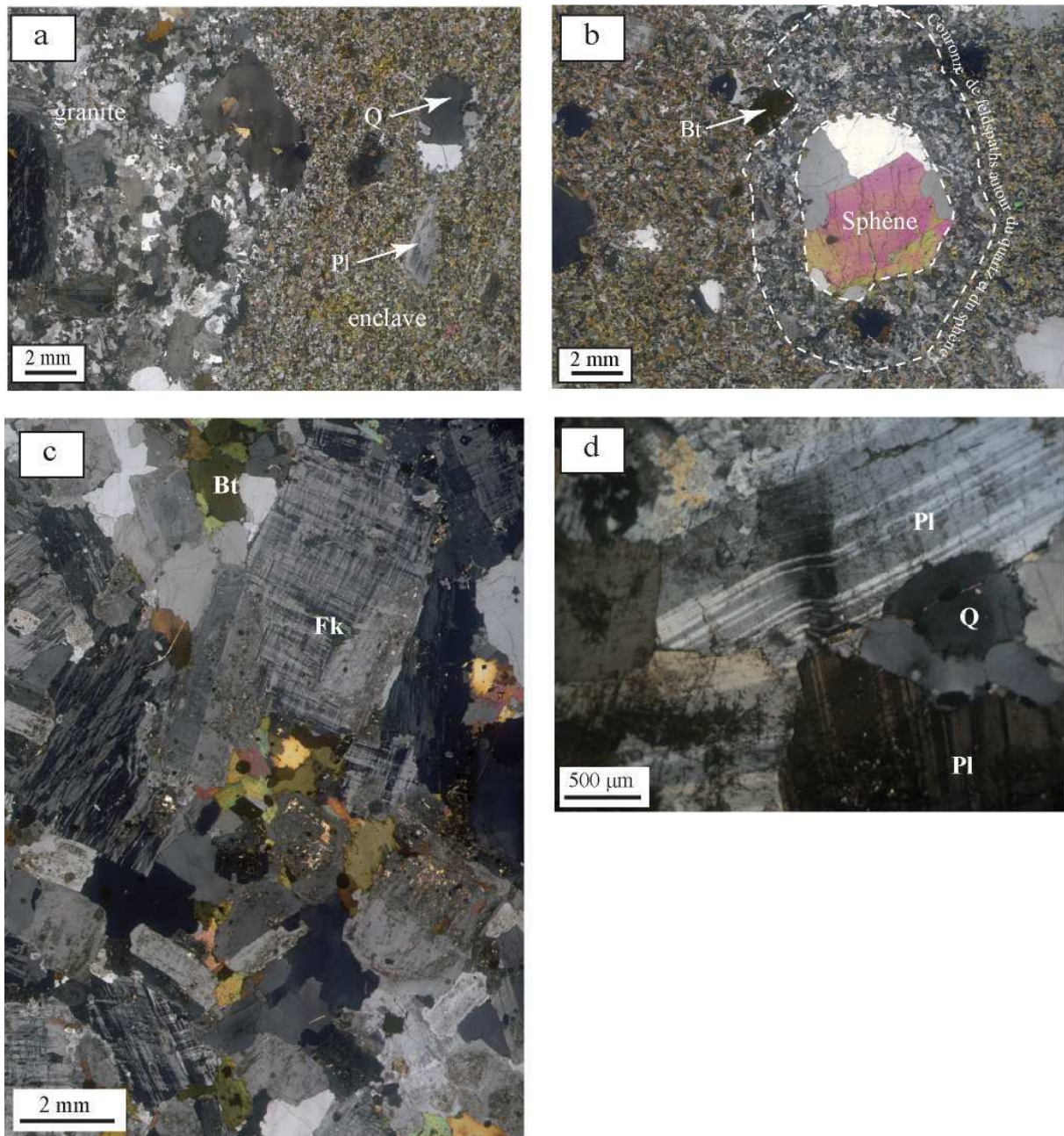


Figure IV.31. Microphotographies montrant le contact entre le granite et une enclave microgrenue, l'aspect des enclaves microgrenues et la texture des granitoïdes ; observer (a) les inclusions des fragments du granite dans les enclaves mafiques microgrenues et (b) un sphère blindé dans du quartz avec une couronne réactionnelle riche en plagioclase et pauvre en biotite ; ces structures sont dues à un mélange de magmas ; (c) texture magmatique grenue du granite ; (d) macles de plagioclase tordues

Les enclaves mafiques des granites renferment des xénocristaux de feldspaths et des inclusions de fragments du granite hôte. On pourrait donc invoquer un processus de mélange mécanique de magmas felsique et mafique dans la chambre magmatique.

La fabrique des granitoïdes de l'intrusion de Gobada est magmatique. Les granites et quartz-monzonites de l'intrusion sont presque isotropes. Toutefois les orientations sub-méridiennes locales des enclaves mafiques microgrenues et des litages magmatiques observées pourraient indiquer une mise en place des magmas sous un champ de contraintes externes.

En conclusion, l'investigation de la fabrique magnétique de l'intrusion de Gobada est donc nécessaire pour vérifier l'isotropie apparente des granitoïdes.

IV.3.4.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

a- Localisation des sites d'échantillonnage

Dans l'intrusion de Gobada, treize sites ont été échantillonnés pour l'étude de la fabrique magnétique (Fig.IV.32).

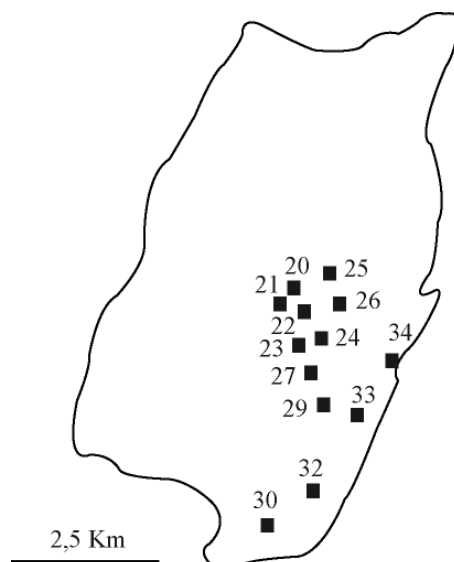


Figure IV.32. Localisation des sites d'ASM dans l'intrusion de Gobada.

b- Minéralogie magnétique et porteurs de la fabrique magnétique

La biotite et les minéraux opaques sont les principales phases magnétiques du granite de Gobada. Les observations au microscope optique en lumière réfléchie et les analyses à la microsonde indiquent que l'ilménite est la principale phase opaque. Elle apparaît sous forme de grains isolés ou associée à des amas de biotite. La magnétite est également présente dans le granite et elle apparaît en grains isolés de forme automorphe (Fig.IV.33a) avec des grains autour de 200 microns. Les analyses thermomagnétiques montrent des courbes caractéristiques de la présence de minéraux ferromagnétiques notamment de la magnétite pauvre en titane ($T_c = 580^\circ\text{C}$) (Fig.IV.33b) et des courbes qui indiquent un signal magnétique porté par les minéraux paramagnétiques (Fig.IV.33c).

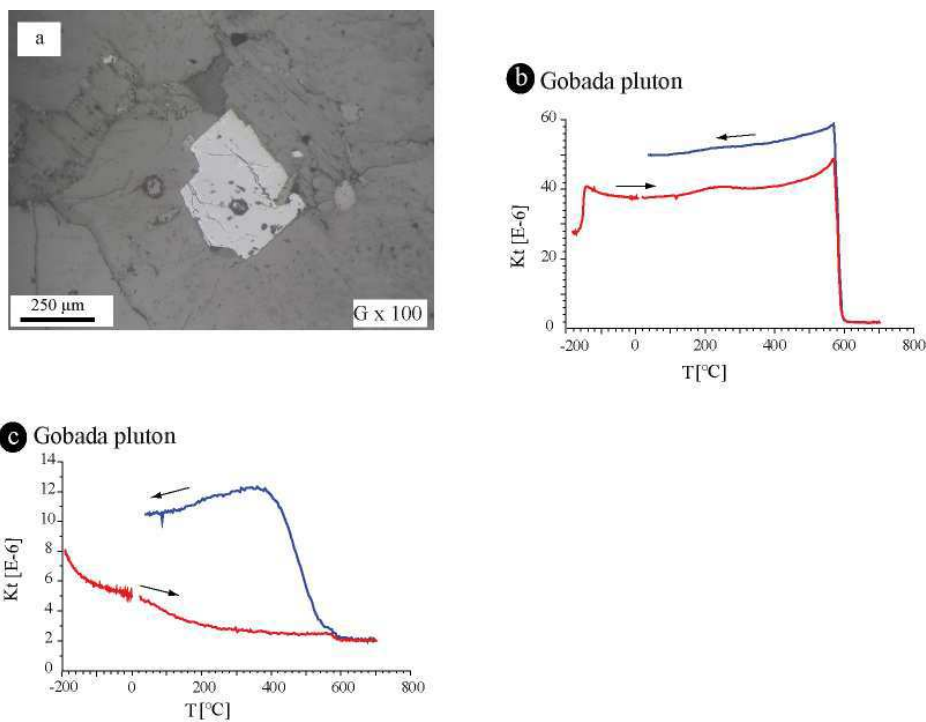


Figure IV.33. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Gobada; a, microphotographie en lumière réfléchie de la magnétite du granite de Gobada; b, courbe thermomagnétique caractérisée par une transition de Verwey à -153°C , une température de Curie à 580°C indiquant la présence de magnétite dans certains spécimens; c, courbe thermomagnétique montrant l'absence de magnétite dans d'autres spécimens. La non-réversibilité de la courbe est due à une création de minéraux magnétiques pendant le chauffage. Pour les courbes thermomagnétiques (b et c) Kt est la susceptibilité magnétique mesurée (SI) à laquelle a été soustraite la susceptibilité magnétique du porte échantillon.

c- Anisotropie de la susceptibilité magnétique

Les données scalaires

Les susceptibilités magnétiques moyennes des spécimens du granite de l'intrusion de Gobada varient de 43 à 2533 μSI . Les faibles valeurs de la susceptibilité magnétique sont obtenues dans 85% des spécimens de l'intrusion (Fig.IV.34) et indiquent que la susceptibilité magnétique globale de l'intrusion est largement contrôlée par les minéraux paramagnétiques. La magnétite se retrouve en faible proportion disséminée dans l'intrusion.

Le degré d'anisotropie corrigé des spécimens (P') varie de 1,01 à 1,18 (Fig.IV.35a). Les valeurs du paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM (T) varient de -0,71 à +0,88 (Fig.IV.35a). Le granite de Gobada renferme en proportion égale des spécimens à ellipsoïdes planaires ($T>0$) et allongés ($T<0$) (Fig.IV.35a) et on n'observe pas une distribution particulière de spécimens au sein de l'intrusion.

Les signatures des spécimens paramagnétiques (Fig.IV.35b) et ferromagnétiques (Fig.IV.35c) ont été séparées. Le degré d'anisotropie P' est plus faible sur les spécimens paramagnétiques que pour les spécimens ferromagnétiques et T présente la même distribution allongée et aplatie.

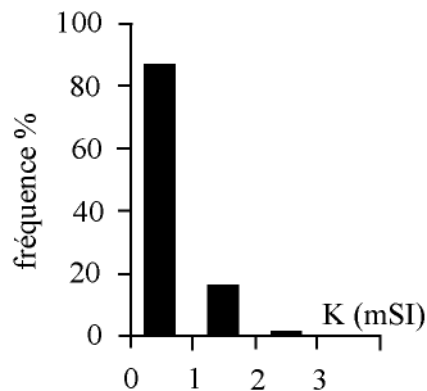


Figure IV.34. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Gobada.

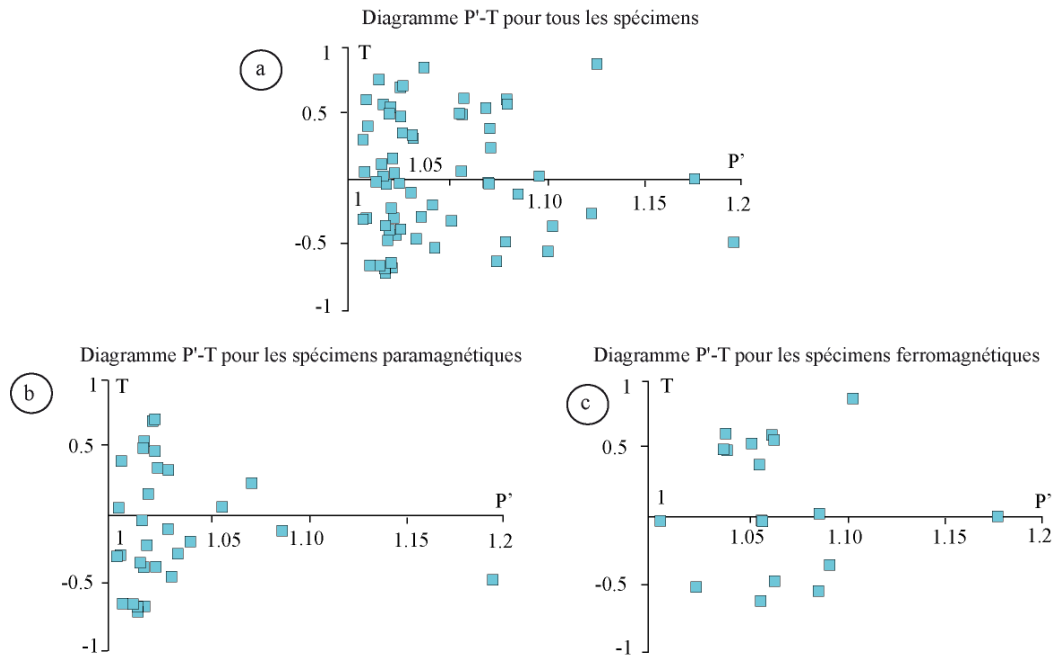


Figure IV.35. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Gobada.

Les données directionnelles

Les projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des linéations magnétiques (axes K_1) et des pôles de la foliation magnétique (axes K_3) des spécimens et les cartes des linéations magnétiques moyennes K_1 par site d'échantillonnage et de plans de foliation magnétique moyenne (plan normal à K_3) sont présentées sur la figure IV.36. Les axes K_1 et K_3 des ellipsoïdes d'ASM au sein des sites d'échantillonnage sont très faiblement groupés. Le stéréogramme de tous les spécimens donne l'impression d'un granite isotrope (Fig.IV.36).

Les fabriques paramagnétiques et ferromagnétiques considérées séparément présentent des directions principales avec des intervalles de confiance plus resserrées. La foliation magnétique moyenne portée par les minéraux paramagnétiques est orientée NNE-SSW avec un pendage fort (meilleur pôle à $114^\circ/9^\circ$) (Fig.IV.36). La direction de la foliation magnétique moyenne portée par les minéraux ferromagnétique est orientée NNW-SSE et son pendage est faible (meilleur pôle à $73^\circ/68^\circ$). Les linéations magnétiques moyennes sont faiblement plongeantes pour la phase paramagnétique (meilleur axe à $23^\circ/8^\circ$) et la phase

ferromagnétique (meilleur axe à $323^{\circ}8'$). La fabrication paramagnétique reste néanmoins moins marquée que la fabrication ferromagnétique mais cependant reste conforme en direction aux observations des directions du litage magmatique sur un site de l'intrusion (site 26, Fig.IV.32). Les directions de la linéation et de la foliation magnétique de la fabrication ferromagnétique sont totalement différentes de l'orientation des structures effectives sur le terrain. De plus nous n'avons pas pu mettre en évidence une corrélation entre l'emplacement des sites sur l'intrusion et ses propriétés magnétiques (paramagnétique et ferromagnétique).

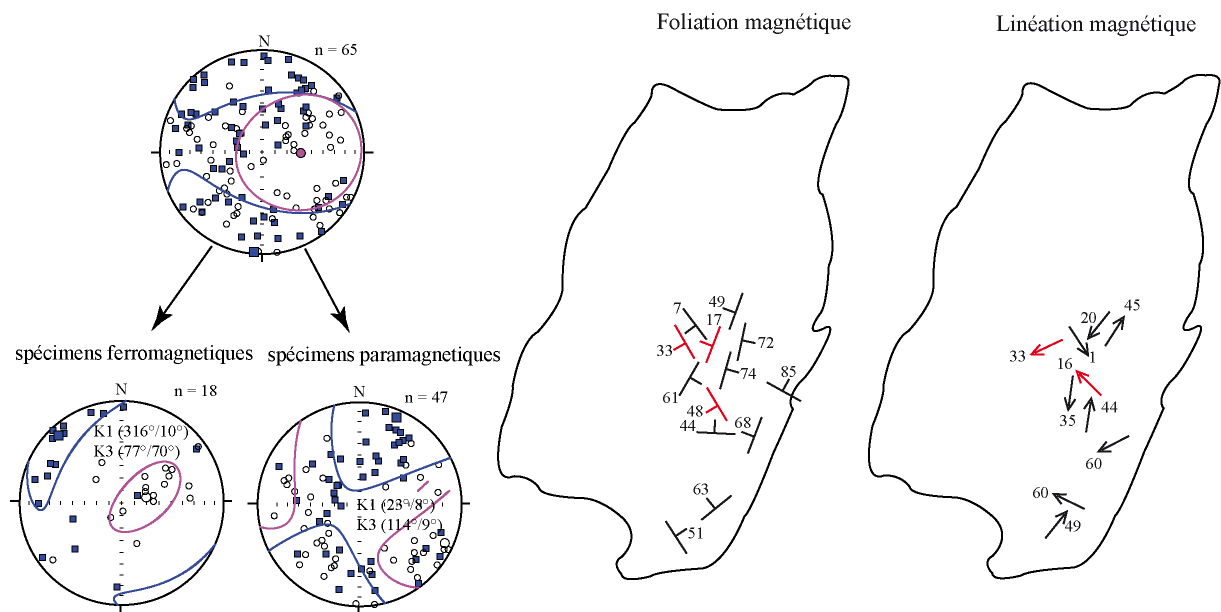


Figure IV.36. *Fabrique magnétique de l'intrusion de Gobada (en rouge, fabrique des sites ferromagnétiques).*

IV.3.5. L'intrusion de Fita

IV.3.5.1. Pétrographie, structure et microstructure

L'intrusion de Fita a été également décrite et analysée par [Pouget \(1955\)](#), [Boussari \(1975\)](#) et [Breda \(1989\)](#).

a- Gisement et structures

L'intrusion de Fita (voir Fig.III.1) n'a pas une forme géométrique bien définie car elle est partiellement recouverte au Nord par la partie méridionale du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Elle s'est mise en place dans un encaissant migmatitique. L'intrusion de Fita est formée d'un granite équigranulaire grenu rose à gris recoupé par des filons de microgranite et de rhyolite d'épaisseur métrique. Elle renferme des enclaves mafiques microgrenues de taille décimétrique à métrique. La fabrique magmatique du granite de Fita est localement représentée par une orientation préférentielle NNE-SSW (N 20°) de la biotite sur le terrain (Fig.IV.37). Les filons de microgranite et de rhyolites qui recoupent le granite l'intrusion de Fita sont orientés NNW-SSE.

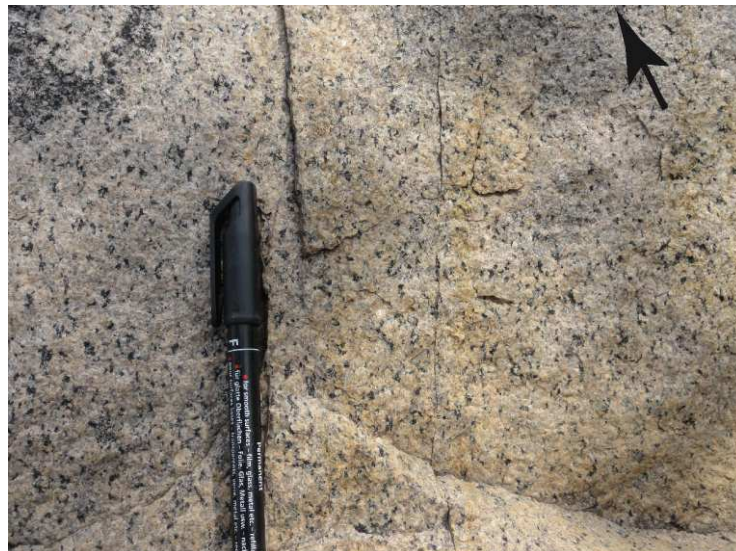


Figure IV.37. Photographie de terrain montrant des biotites orientées dans le granite de Fita ; la flèche indique le Nord.

b- Pétrographie et microstructures

Le granite de Fita est formé de feldspaths (55%), de quartz (30%) et de biotite (15%) (Fig.IV.38). Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, les épidotes, la fluorine, la magnétite, l'ilménite et les sulfures. Les feldspaths sont exclusivement du feldspath alcalin formés de perthites. Les biotites se présentent en agglomérats interstitiels et sont associées à de la magnétite ou à de l'ilménite. Certaines biotites se transforment en chlorite dans le granite.

L'enclave microgrenue observée dans le granite de Fita montre des reliques (fantômes) de plagioclases, de la biotite et du quartz et des inclusions de fragments du granite hôte dans une mésostase microcristalline transformée.

Les observations microstructurales du granite (Fig.IV.38a, b) montrent des feldspaths sont automorphes à subautomorphes qui sont parfois fracturés et du quartz cristallise dans les microfractures. Les grains de magnétite au sein des agglomérats de biotites présentent également une orientation préférentielle. Le quartz est souvent xénomorphe mais apparaît parfois sous forme allongée à extinction ondulante (Fig.IV.38b). Le granite de Fita est localement affecté par une cataclase après sa complète solidification et de la muscovite, de la chlorite et des épidotes cristallisent dans les microfractures.

En conclusion, le granite de Fita est affecté par une contrainte qui est responsable de la foliation magmatique du granite et localement par une déformation postérieure à sa solidification à laquelle est associée la néoformation de chlorite, muscovite et épidote dans les microfractures.

Les microgranites en filons dans le granite de Fita présentent une minéralogie semblable à celle du granite hôte mais différent par leur texture microgrenue. Ils sont composés de phénocristaux de feldspaths alcalins automorphes et parfois zonés et de quartz dans une mésostase microcristalline formée de quartz, de feldspaths alcalins et de biotite. La biotite y est souvent également en amas. Les minéraux accessoires sont les épidotes, l'apatite, l'ilménite et la magnétite.

Les rhyolites filoniennes dans le granite de Fita sont formées de phénocristaux de feldspaths alcalins automorphes et de quartz dans une matrice cryptocristalline constituée de quartz. Les minéraux accessoires sont le zircon, les sulfures et les minéraux opaques.

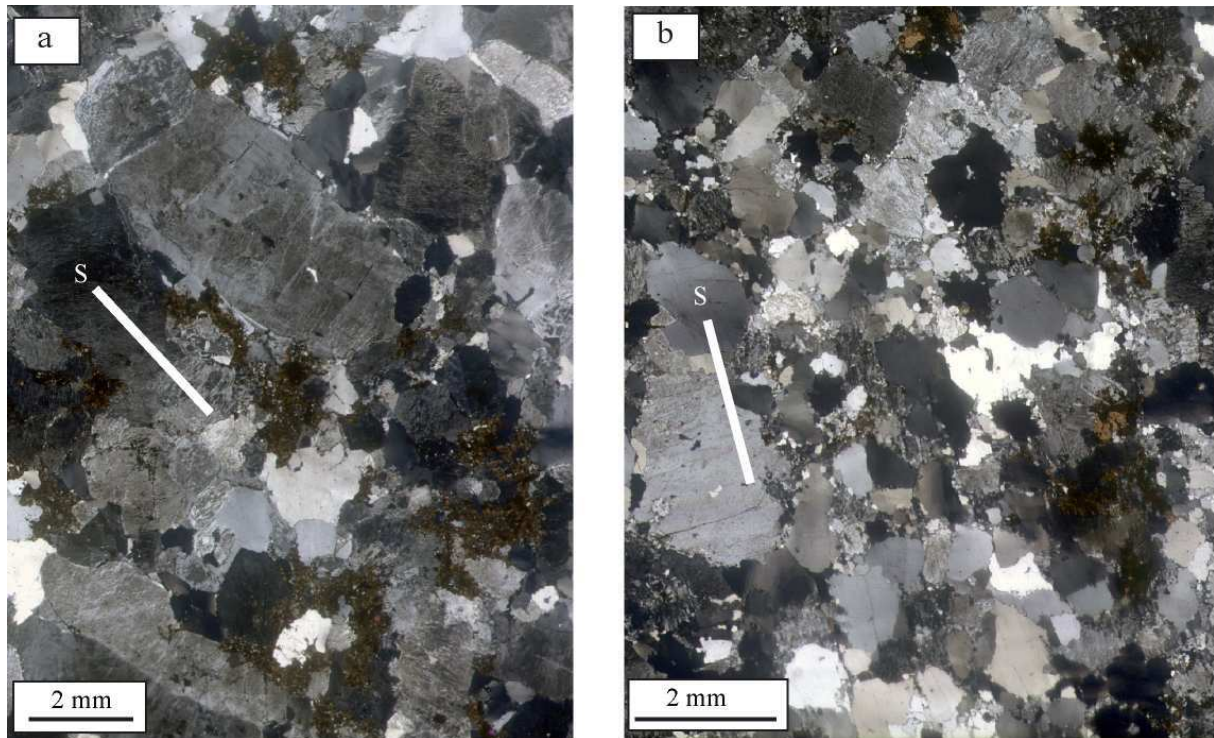


Figure IV.38. Microphotographie montrant la texture du granite de Fita ; (a) texture magmatique et foliation magmatique; (b) microcristaux de feldspaths alcalins et quartz ayant cristallisé en présence de contrainte externe au cours du refroidissement du magma; les traits blancs indiquent la trace de la foliation magmatique.

c- Interprétation et conclusion partielle

Le granite de l'intrusion de Fita est un granite à feldspaths alcalins perthitique et biotite. Cette minéralogie laisse suggérer que le granite dérive d'un magma alcalin.

Le granite de Fita montre une fluidalité magmatique et il est localement déformé à l'état solide après sa complète solidification. La déformation post-solidification a été accompagnée de la cristallisation de la chlorite, muscovite et épidote dans des microfractures en relation avec une circulation de fluides hydrothermaux.

Les filons de microgranite et de rhyolite qui recoupent le granite de Fita présentent une similitude de composition minéralogique avec les microgranites et la rhyolite alcaline du Sud du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou décrits par [Boussari \(1975\)](#) et [Breda \(1989\)](#). Ceci suggère que les filons de microgranites et de rhyolite dans le granite de Fita

pourraient être des émissaires filoniens des microgranites et rhyolites alcalines du bassin. La mise en place des microgranites et des rhyolites alcalines du Sud du bassin serait donc postérieure à la mise en place du granite de Fita.

IV.3.5.2. Résultat de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique

a- Localisation des sites d'échantillonnage

Cinq sites (Fig.IV.39) ont été échantillonnés dans le granite de Fita perpendiculairement à la direction d'allongement de l'intrusion pour l'étude de sa fabrique magnétique.

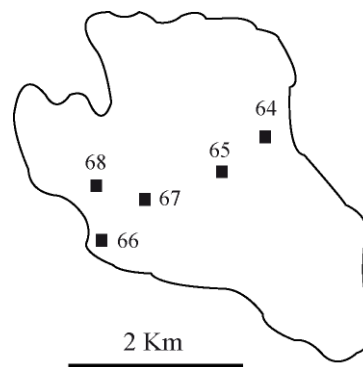


Figure IV.39. Carte de localisation des sites d'échantillonnage dans l'intrusion de Fita.

b- Minéralogie magnétique et porteurs de la fabrique magnétique

La minéralogie magnétique du granite de Fita est représentée par la biotite et les minéraux opaques. La biotite se présente en agglomérats interstitiels dans le granite. Les minéraux opaques sont constitués essentiellement de magnétite (Fig.IV.40a). Les grains de magnétite sont interstitiels et orientés dans les agglomérats de biotite. Des oxydes secondaires (Fig.IV.40b) résultant de l'altération des biotites chloritisées s'observent également dans les cataclasites du granite.

Les analyses thermomagnétiques révèlent des échantillons avec magnétite (Fe_3O_4 , $T_c = 580^\circ\text{C}$, Fig.IV.40c) et d'autres où la magnétite est absente (Fig.IV.40d). Dans le dernier cas, le signal magnétique est porté par les minéraux paramagnétiques.

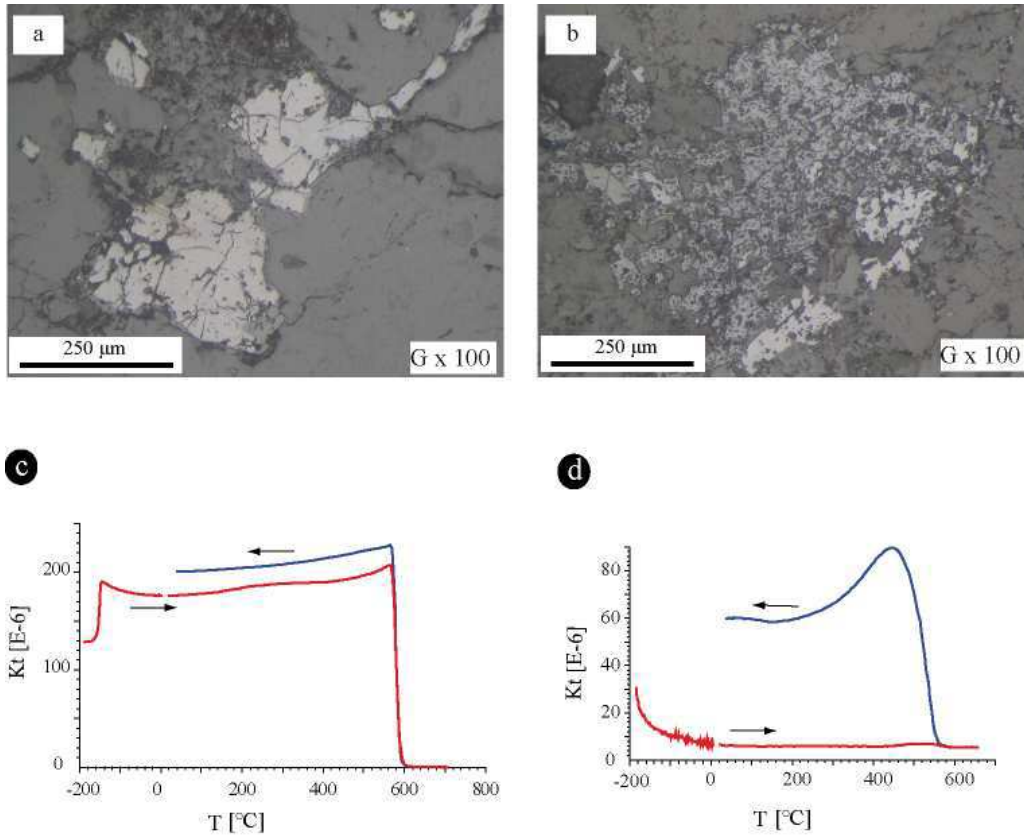


Figure IV.40. Minéralogie magnétique de l'intrusion de Fita ; a, microphotographie en lumière réfléchie de la magnétite ; b, oxydes secondaires associés aux biotites chloritisées dans les cataclasites du granite ; c, courbe thermomagnétique montrant la présence de magnétite ; d, courbe thermomagnétique montrant l'absence de magnétite dans certains spécimens de l'intrusion de Fita. La non-réversibilité de la courbe est due à une création de minéraux magnétiques (magnétite) pendant le chauffage. Pour les courbes thermomagnétiques (c et d) Kt est la susceptibilité magnétique mesurée (SI) à laquelle a été soustraite la susceptibilité magnétique du porte échantillon.

c- Anisotropie de la susceptibilité magnétique

Les données scalaires

La susceptibilité magnétique des spécimens varie de 171 à 14797 μSI . Les fortes valeurs de la susceptibilité magnétique supérieures à $10^3 \mu\text{SI}$ s'observent dans 80% des spécimens (Fig.IV.41); ce qui indique une forte contribution de la magnétite à la susceptibilité magnétique globale du pluton.

Le degré d'anisotropie corrigé des spécimens (P') varie de 1,02 à 1,23 (Fig.IV.42). Les plus fortes de P' sont associées aux ellipsoïdes des spécimens à magnétite (site 65, Fig.IV.39). Les valeurs du paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM (T) sont très dispersées et varient de -0,69 à +0,79 (Fig.IV.42). L'intrusion de Fita renferme une proportion équivalente d'ellipsoïdes d'ASM aplatis qu'allongés avec 56% des ellipsoïdes d'ASM qui sont allongés. Les ellipsoïdes des spécimens ayant l'anisotropie la plus élevée (P' autour de 1,2) présentent une valeur de T proche de 0 (ellipsoïde triaxial).

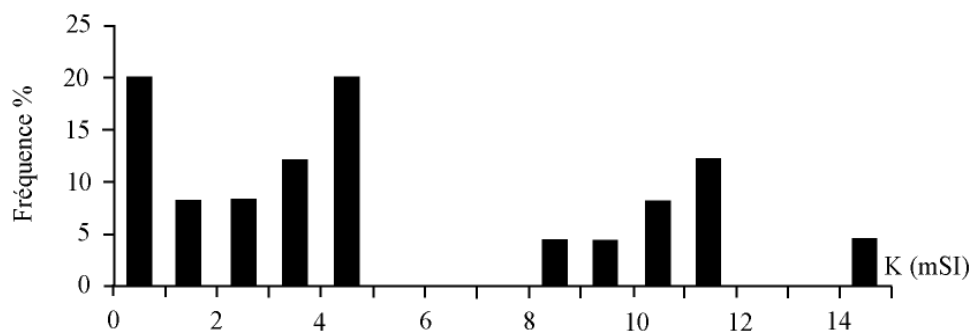


Figure IV.41. Histogramme de fréquence des susceptibilités magnétiques des spécimens mesurés dans le granite de Fita.

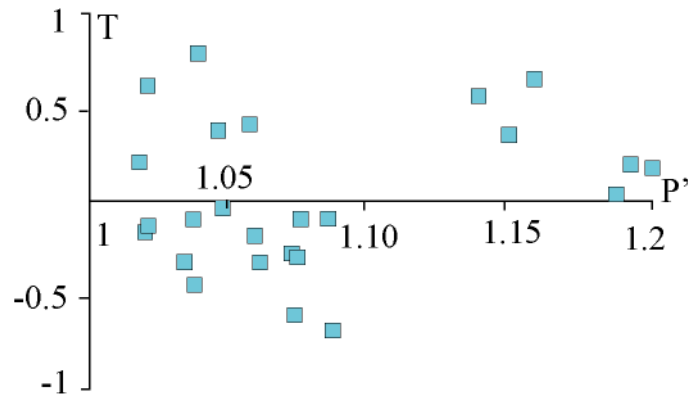


Figure IV.42. Relation entre le degré d'anisotropie et le paramètre de forme de l'ellipsoïde d'ASM des spécimens mesurés dans l'intrusion de Fita.

Les données directionnelles

Les projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des linéations magnétiques (axes K_1) et des pôles de la foliation magnétique (axes K_3) des spécimens et les cartes des linéations magnétiques moyennes K_1 par site d'échantillonnage et les plans de foliation magnétique moyens (plan normal à K_3) sont présentées à la figure IV.43. Les foliations magnétiques sont orientées majoritairement au NNE-SSW avec un pendage généralement fort à vertical (meilleur pôle à $285^\circ/20^\circ$). Les linéations magnétiques sont orientées N-S pour les 2 sites en bordure de l'intrusion et à NE-SW pour les sites situés plus au centre. Elles plongent faiblement à fortement vers le Nord (meilleur axe à $26^\circ/28^\circ$).

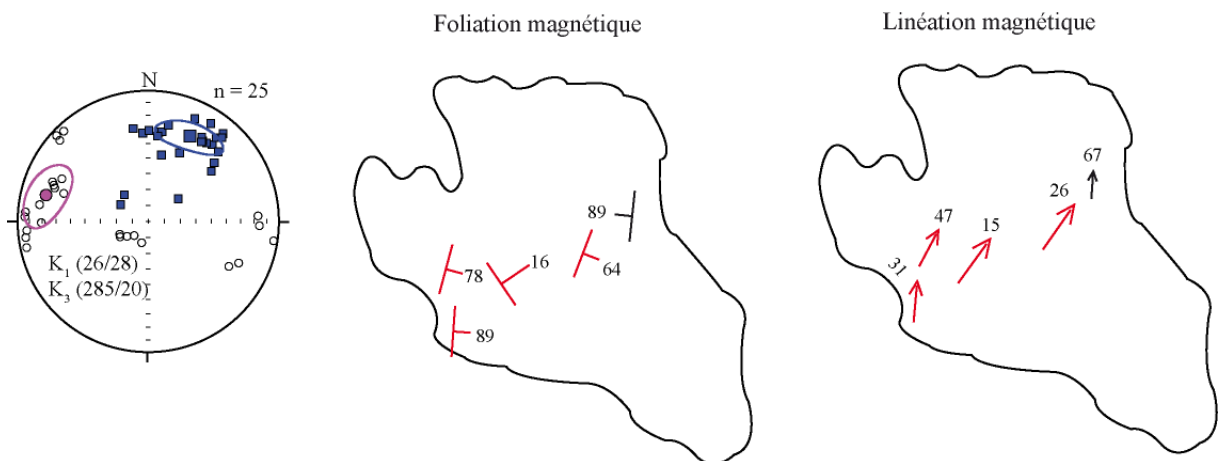


Figure IV.43. Fabrication magnétique de l'intrusion de Fita. En rouge, fabrication des sites à magnétite et en noir, fabrication des sites sans magnétite.

IV.4. Les volcanites et hypovolcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou

Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou a été décrit et analysé par [Boussari et al. \(1974\)](#), [Boussari \(1975\)](#) et [Breda \(1989\)](#).

a- Gisement et structures

Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est allongé suivant une orientation NNE-SSW (voir Fig.III.1). Il s'étend sur 100 km de long sur une largeur variant de 2 km au Nord à 10 km environ au Sud du bassin. Ce bassin s'est ouvert sur les gneiss migmatitiques et il est formé de roches volcaniques et hypovolcanites et de sédiments. Les roches volcaniques du bassin forment une suite de collines d'altitude comprise entre 200 - 250 m et orientées NNE-SSW. La lithostratigraphie du bassin montre, de la base au sommet, des volcanites basiques (basaltes), des microgranites en massif, des volcanites acides (rhyolites) et des sédiments. Des filons de microgranite et de diabase (dolérites) sont également présents dans le bassin. Un massif formé de métabasites affleure également à l'extrémité sud du bassin ([Breda, 1989](#)).

Les basaltes affleurent dans la partie méridionale du bassin. Les basaltes se présentent en coulées et en coussins et sous forme de brèches basaltiques. Les coussins des basaltes sont de dimension métrique et leur présence témoigne du caractère aquatique du volcanisme basique. Les brèches basaltiques sont formées de galets et de blocs de basalte agglomérés par un liant de nature basaltique.

Les microgranites en massif s'observent au-dessus des basaltes. Les rhyolites affleurent au-dessus des microgranites. Des brèches rhyolitiques s'observent également dans la partie septentrionale. Dans ces brèches, un liant de nature rhyolitique consolide des galets de basalte. Les rhyolites du bassin sont souvent massives mais elles présentent au sommet des collines une foliation magmatique N-S, soulignée par un rubanement du liquide magmatique visqueux et une orientation préférentielle des phénocristaux tabulaires de feldspaths. Les rhyolites sont affectées en bordures par le cisaillement de basse température ; ce qui indique que leur mise en place est antérieure au fonctionnement des zones de cisaillement de basse température.

Les microgranites en filons sont d'orientation N-S. Les filons de microgranite recoupent les volcanites basiques et acides.

La séquence sédimentaire affleure surtout à l'Est des volcanites mais également à l'Ouest au niveau du village Djesso. Son épaisseur apparente fait environ 100 m dans la zone de Biffur à l'Est du bassin. Les argilites, les siltites, les grès, les grès conglomératiques et les conglomérats polygéniques constituent les termes sédimentaires de cette séquence. Les conglomérats et les grès conglomératiques sont formés des éléments de socle granitique et gneissique (galets de quartz, de feldspath, de gneiss, de granite, de microgranite), des éléments de roches volcaniques (galets de rhyolite et de basalte) de même que des éléments remaniés d'anciennes roches sédimentaires (galets de grès) dans un liant de nature gréseuse (quartz + feldspaths + muscovite + biotite). La présence d'anciennes roches sédimentaires et de roches volcaniques en galets dans les sédiments implique un remaniement syn-sédimentaire du bassin et donc probablement une activité tectonique importante. Les sédiments du bassin sont affectés par une schistosité N-S et présentent des plans de schistosité d'orientation N-S à pendages moyens vers l'Est. Des fentes de tension en échelon orientées NE-SW (N 40°) remplies de quartz s'observent dans les conglomérats à l'Est du bassin. Ces fentes de tension indiquent donc qu'une contrainte dont la composante maximale est orientée NE-SW a affecté les sédiments du bassin. La géométrie des plans de schistosité et les fentes de tension indiquent un cisaillement fragile dextre. Les sédiments des bordures orientale et occidentale du bassin sont affectés par les cisaillements de basse température. Ceci suggère que la sédimentation est antérieure au jeu final des zones de cisaillement de basse température.

Les diabases (dolérites) affleurent sous forme de filons orientés WNW-ESE à WSW-ESE. Ces filons de dolérite sont également présents dans le socle cristallin en bordure occidentale du bassin et ils recoupent les volcanites basiques et acides, les sédiments et les zones de cisaillement de basse température.

En résumé, la chronologie de mise en place suivante peut être proposée pour les différents termes du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou: basalte - microgranite en massif - rhyolite - microgranite en filon - sédiments - dolérite.

Le massif de métabasite situé à l'extrémité sud du bassin est constitué de brèches à éléments métriques de metabasalte et de métadiabases, injectés de méta-gabbros à grains fins (Breda, 1989).

b- Pétrographie et minéralogie des volcanites et hypovolcanites

Les basaltes du bassin du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou sont de couleur verte et présentent des phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxènes dans une matrice microlitique (Fig.IV.44a, b). Les basaltes renferment de la magnétite, de la fluorine, de la calcite, du sphène, de la chlorite et des épidotes. Des vacuoles remplies de quartz, épidote, chlorite et calcite sont également présentes dans les roches. Il est à noter que ces roches sont affectées par une forte altération hydrothermale.

Les rhyolites sont formées de phénocristaux de feldspaths perthitiques démixés et de quartz dans une matrice cryptocristalline constituée de quartz et feldspaths. La biotite verte est présente dans certaines roches. Les minéraux accessoires sont représentés par les épidotes, le zircon, les sulfures et les minéraux opaques. Les feldspaths alcalins qui résultent de la démixion des perthites et les quartz sont automorphes et présentent des golfes de corrosion. Les verres volcaniques sont parfois dévitrifiés avec des recristallisations de quartz (voir Fig.IV.44c). Les observations microstructurales des rhyolites présentant un rubanement du liquide magmatique montrent des phénocristaux de feldspaths automorphes à sub-automorphes dans une matrice rubanée (Fig.IV.45). La matrice des phénocristaux est formée d'une alternance de rubans à petits cristaux de quartz et feldspath et du fond microcristallin. Cette fluidalité magmatique est verticale témoignant ainsi d'une contrainte filonienne.

Les microgranites sont formés de phénocristaux de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz dans un fond microgrenu à quartz, feldspath et biotite. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont automorphes. Les plagioclases présentent parfois une zonation cœur-bordure et les biotites de couleur verdâtre se présentent également en agglomérats interstitiels entre les feldspaths dans les microgranites en filons.

Les dolérites sont formées de phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles et de microlites de plagioclases dans une matrice (Fig.IV.44d). Les plagioclases sont automorphes.

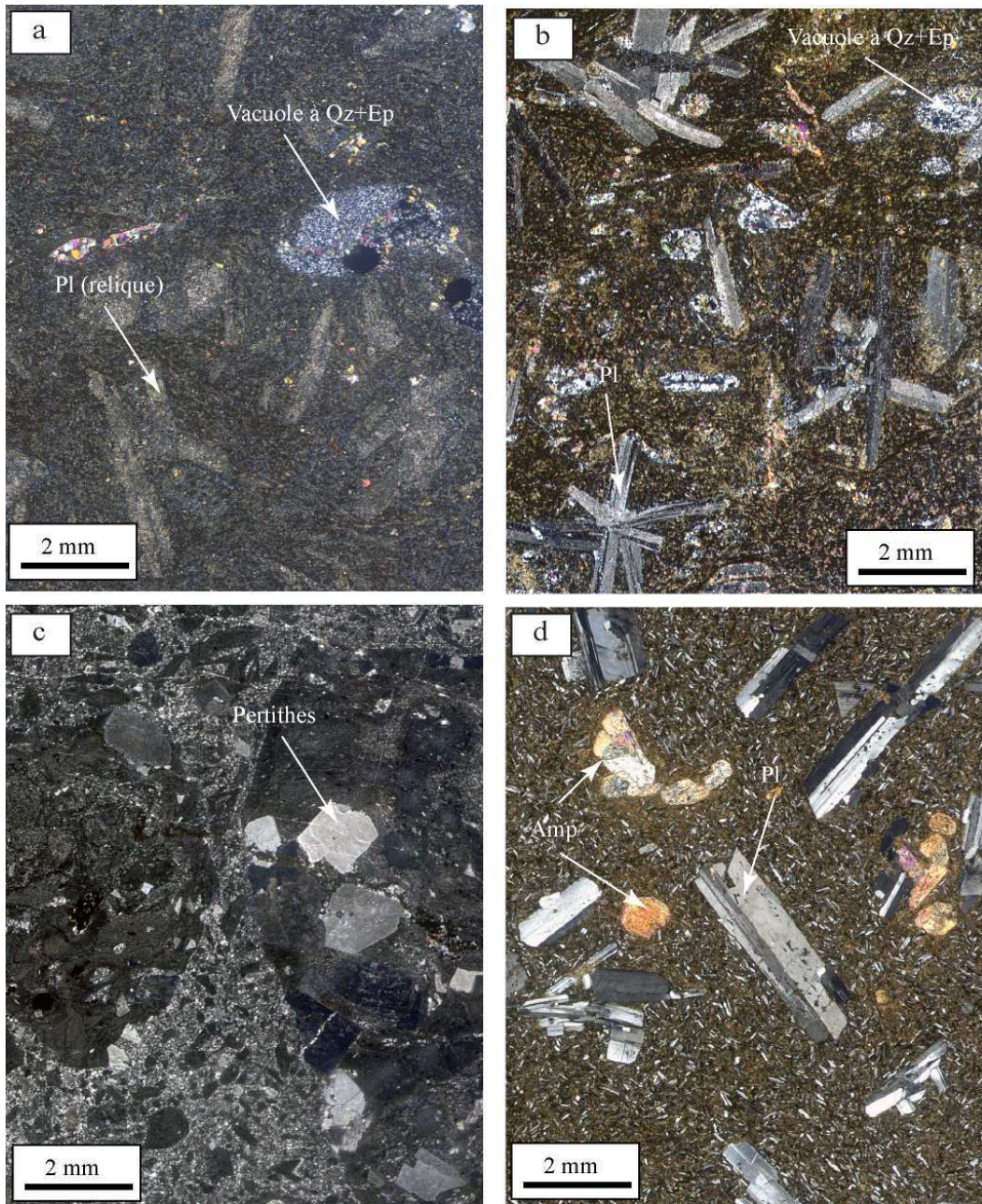


Figure IV.44. Microphotographie montrant la texture des volcanites et hypovolcanites du bassin de Idaho-Mahou ; a et b, basalte ; c, rhyolite à verre dévitrifié ; d, dolérite.



Figure IV.45. Microphotographie montrant la fluidalité magmatique dans les rhyolites du bassin de Idaho-Mahou. Observer l'orientation des phénocristaux de feldspaths et le rubanement de la matrice des phénocristaux. Les niveaux clairs sont formés de petits cristaux de quartz et de feldspaths et les niveaux sombres, du fond microcristallin.

c- *Interprétation et conclusion partielle*

Les études mettent en évidence dans le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou un volcanisme bimodal basique et acide. Les volcanites du bassin sont affectés par une importante altération hydrothermale très précoce, tardi-magmatique. La présence de galets de volcanites et de microgranite dans les sédiments prouve que le volcanisme et la mise en place des microgranites sont antérieurs à la mise en place de ces sédiments. De même, les observations de terrain et microstructurales suggèrent que le volcanisme et la sédimentation sont antérieurs au fonctionnement final des zones de cisaillement de basse de température dans le socle. La mise en place des filons de dolérite est postérieure à la sédimentation dans le bassin et au fonctionnement des zones de cisaillement de basse température.

La détermination de la série magmatique à laquelle appartiennent les roches volcaniques et hypovolcanites du bassin et de leur source nécessite une étude géochimique sur roches totales.

IV.5. Synthèse et discussion sur la pétrographie et les structures des granitoïdes et des volcanites

IV.5.1. Aspects pétrographiques

Le tableau IV.1 résume les assemblages minéralogiques des différents types pétrographiques des intrusions de granitoïdes et des volcanites. Il permet ainsi une première comparaison entre les granitoïdes et avec les volcanites.

Tous les granitoïdes étudiés renferment des enclaves mafiques microgrenus suggérant qu'ils sont des hybrides et dérivent d'un mélange de magmas felsiques et mafiques. Les caractéristiques pétrographiques ont permis de distinguer des granitoïdes à deux feldspaths et ceux à un feldspath. Les granitoïdes de Dassa, Tré, Tchetti et Gobada sont à deux feldspaths, feldspaths potassiques et plagioclases. Dans cette catégorie, s'observent des granitoïdes à biotite et amphibole (quartz-monzonite de Dassa et monzonite de Tré), ceux à biotite seule (granites de Dassa et de Tré) et enfin ceux à biotite avec une faible quantité de muscovite (granite de Tré, Tchetti et Gobada). Ces intrusions sont souvent sans magnétite (Tré et Tchetti) ou très pauvres en magnétite (Dassa et Gobada). Cette minéralogie serait compatible avec des granitoïdes dérivant de la cristallisation de magmas calco-alcalins.

Le granite de Fita est à feldspaths de nature perthitique et à biotite seule. Contrairement aux autres intrusions, Fita se caractérise par sa richesse en magnétite. Une nature alcaline pourrait être avancée pour le granite de Fita.

Toutefois cette affiliation des granitoïdes aux différentes séries magmatiques sur la base des études pétrographiques nécessite d'être confirmée par la chimie sur roches totales.

Les basaltes du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou sont à clinopyroxènes et les dolérites sont à amphiboles. Les volcanites acides du bassin sont essentiellement des rhyolites à feldspaths alcalins perthitiques affectés par des processus de démixion à l'instar du granite de Fita. Les microgranites sont à feldspaths alcalins seuls et à biotite. Les biotites des microgranites en filons sont en agglomérats interstitiels entre les feldspaths.

Même si nos données pétrographiques ne permettent pas de préciser la nature des magmas à laquelle s'affilient les basaltes, andésites basaltiques, les microgranites et

rhyolites du bassin de Idaho-Mahou, les microgranites en filons et les rhyolites présenteraient de fortes affinités avec le granite alcalin de Fita.

Tableau IV.1. Comparaison des traits pétrographiques et structuraux des différentes intrusions, volcanites et hypovolcanites

Gisements	Type pétrographiques	Feldspaths	Ferromagnésiens et oxydes	Nature du magma
Dassa	Granite	Feldspaths alcalins + plagioclase	Biotite + sphène + ilménite	calco-alcaline
	Quartz monzonite	Plagioclase	Biotite + amphibole + magnétite + sphène + ilménite	
	Enclave mafique microgrenue	Plagioclase	Biotite + amphibole + sphène + ilménite	
Tré	Monzonite	Plagioclase	Biotite + amphibole + sphène + ilménite	
	Enclave mafique microgrenue	Plagioclase	Biotite + amphibole + sphène + ilménite	
	Granite	Feldspaths alcalins	Biotite + muscovite + ilménite	
Gobada	Granite	Feldspaths alcalins	Biotite + muscovite + ilménite + magnétite	
	Enclave mafique microgrenue	Plagioclase	Biotite + sphène	
	Quartz monzonite	Feldspaths alcalins + plagioclase	Biotite + ilménite + sphène	
	Enclave mafique microgrenue	Plagioclase	Biotite + amphibole + sphène	
Tchetti	Granite	Feldspaths alcalins	Biotite + muscovite + sphène + ilménite	
	Enclave mafique microgrenue	Plagioclase	Biotite + sphène	
Fita	Granite	Feldspaths alcalins	Biotite + magnétite + ilménite + sulfures	alcaline
Idaho-Mahou	Basalte	Plagioclase	augite + magnétite	?
	Microgranite	Feldspaths alcalins	Biotite	
	Rhyolite	Feldspaths alcalins	Biotite	
	Dolérite	Plagioclase	actinote + biotite	

IV.5.2. Comparaison des fabriques

Les observations microstructurales des roches des différentes intrusions montrent l'opposition entre des roches présentant une fabrique de déformation à l'état solide et d'autres à fabrique de flux magmatique. Les granites et quartz-monzonites de Dassa sont affectés par une déformation ductile à l'état solide et ont été transformés en orthogneiss. Les foliations mylonitiques mésoscopiques qui en résultent sont moyennement à fortement pentées et les linéations quelques fois observées sont subhorizontales. Les granites et quartz-monzonites de Dassa ont subi un mouvement horizontal dextre le long de ces plans obliques à fortement pentés ; ce qui est attesté par les indicateurs de cisaillement apparaissant en surface dans le plan perpendiculaire à la foliation. La foliation mylonitique des orthogneiss de Dassa est concordante avec celle de l'encaissant gneissique.

La fabrique magnétique de Dassa est concordante avec la fabrique tectonique mésoscopique mesurée dans l'intrusion d'une part et avec celle de l'encaissant gneissique d'autre part. Cette fabrique magnétique est caractérisée par des plans de foliation orientés N-S dans les branches occidentales et centrales et NNW-SSE dans la branche centrale avec des pendages moyens à forts et des linéations magnétiques N-S sub-horizontales. La fabrique magnétique et les plus fortes valeurs d'anisotropie mesurées dans cette intrusion ($P' > 10\%$) confirment la déformation à l'état solide des granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa. Les foliations et linéations magnétiques enregistrées dans les courbures de l'intrusion de Dassa sont N-S et indiquent que cette géométrie c'est-à-dire le plissement régional pourrait être antérieur ou synchrone du cisaillement dextre subi par l'intrusion à l'état solide.

De plus, le paramètre de forme (T) en majorité planaire pour les anisotropies les plus fortes des ellipsoïdes d'ASM des spécimens de l'intrusion de Dassa suggère une composante non négligeable en compression axiale; ce qui pourrait indiquer un régime de déformation en transpression.

Les monzonites et granites de Tré et les granites de Tchetti, Gobada et Fita se mettent en place et refroidissent en présence d'un régime de contraintes externes. Cela se traduit par le développement d'une foliation magmatique enveloppant les phénocristaux de feldspath potassique et par une rotation et un alignement des enclaves. Ce flux magmatique est beaucoup plus discret dans l'intrusion de Gobada où sont très localement observés des schlierens micacés.

Dans les intrusions de Tré et de Tchetti, la présence de phénocristaux de feldspaths potassiques fracturés et cicatrisés par des jus résiduels de magma soulignent la persistance d'un régime de déformation dans le magma déjà très largement cristallisé.

Les granitoïdes des intrusions de Tré et de Tchetti présentent des foliations magnétiques verticales et des linéations subhorizontales dans Tré, et qui tendent à former une guirlande avec des axes K_1 subhorizontales et fortement inclinées dans Tchetti. Les foliations verticales et linéations subhorizontales de ces intrusions sont en accord avec les foliations observées au niveau de leur encaissant. Ces fabriques magnétiques combinées à la fluidalité magmatique de ces granitoïdes laissent suggérer une mise en place et un refroidissement des magmas contemporains du cisaillement régional.

Les ellipsoïdes d'ASM en majorité planaires dans les granites de Tré et surtout de Tchetti pourraient résulter de l'effet de la minéralogie magnétique et/ou d'un régime de déformation avec une composante en compression axiale plus poussée. Les relations entre l'anisotropie des micas et la forme de l'ellipsoïde d'ASM a été établie par de nombreux auteurs (Tarling and Hrouda, 1993 ; Borradaile and Jackson, 2010 et références incluses). Dans les granites sans magnétite où les micas sont les porteurs de fabrique magnétique, la forme aplatie des micas peut être responsable de l'aplatissement de l'ellipsoïde d'ASM.

La combinaison de l'effet de forme de la biotite et du régime de déformation à composante en compression axiale marquée paraît mieux expliquer la forme planaire des ellipsoïdes d'ASM surtout dans l'intrusion de Tchetti car des linéations magnétiques en zone (ou formant une guirlande) associées aux foliations verticales sont observées dans l'intrusion et témoigneraient d'un régime en transpression.

La composante en compression axiale paraît être plus marquée à l'Ouest de la zone qu'à l'Est car des linéations verticales n'ont pas été enregistrées dans le granite de Tré.

L'intrusion de Gobada qui montre une texture magmatique généralement non orientée est également caractérisée par une fabrique magnétique très dispersée, donnant l'impression d'une isotropie. Toutefois les foliations magnétiques moyennes des spécimens paramagnétiques qui constituent la phase magnétique dominante, sont en accord avec la fabrique tectonique des gneiss hôtes et suggère une mise en place en contexte du cisaillement.

Le granite de Fita présente des foliations magnétiques généralement orientées N-S à NNE-SSW avec des pendages forts et les linéations magnétiques relativement bien

regroupées avec un plongement marqué. Ces linéations magnétiques sont décalées vers le NNE par rapport à celles des autres intrusions.

Les volcanites basiques et acides et les roches hypovolcaniques acides et basiques ont une texture magmatique et ne montrent pas de façon générale une orientation préférentielle des minéraux. Toutefois les rubanements magmatiques d'orientation N-S observés au sommet des rhyolites pourraient être dues à de l'écoulement du magma en présence de contraintes externes. Les microgranites sont mis en place le long des fractures orientées N-S alors que les dolérites sont mis en place le long des fractures orientées WNW-ESE à WSW-ENE.

En conclusion, l'analyse des fabriques de l'intrusion de Dassa est en accord avec une déformation à l'état solide par le cisaillement et les paramètres magnétiques (P', T) suggèrent un régime de déformation avec une composante en compression axiale. De ce fait, l'intrusion de Dassa est un bon marqueur de la déformation dans la zone de cisaillement.

Les fabriques des intrusions de Tchetti et Tré sont en accord avec une mise en place en contexte de transpression avec une composante en compression axiale plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est de la zone.

Le granite de Fita est caractérisé par des foliations magnétiques orientées vers le NNE avec des linéations magnétiques relativement inclinées et déviées vers le NNE par rapport aux autres intrusions.

Par contre, la fabrique magnétique de l'intrusion de Gobada apporte une information très limitée sur le contexte tectonique lors de son refroidissement. De ce fait des précisions pourraient être apportées avec des âges radiométriques U-Pb sur zircons.

En absence d'étude ASM sur les volcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou, les âges U-Pb sur zircons sur les volcanites sont indispensables pour appréhender la chronologie de la déformation et du volcanisme dans la zone de cisaillement.

IV.6. Conclusion partielle

Les études pétrographiques et structurales mettent en évidence dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin, un magmatisme plutonique calco-alcalin anté-

cisaillement représenté par les granitoïdes de Dassa impliqués dans la déformation. Le magmatisme plutonique calco-alcalin s'est poursuivi probablement au cours du cisaillement par les granitoïdes de Tré, Tchetti et Gobada dont les fabriques sont en accord avec une fluidalité magmatique en contexte du cisaillement. Le magmatisme syn-tectonique serait également représenté par le granite alcalin de Fita. Il pourrait donc exister plusieurs origines de magmas dans la zone de cisaillement de Kandi.

L'activité volcanique et la mise en place des microgranites en massifs et en filons et des sédiments sont antérieurs au fonctionnement final des zones de cisaillement de basse-température.

La mise en place des filons de dolérite, d'orientation WSW-ENE à WNW-ESE, est postérieure à la mise en place des sédiments et au jeu final des zones de cisaillement. Les dolérites pourraient être reliées au magmatisme de rift associé à l'ouverture de l'Océan Atlantique central au Mésozoïque (Trias-Jurassique) tel que observé au Sud-Est du Nigeria (Ekwueme, 1994 ; Ekwueme et al., 1997) et au niveau du craton de Guyanes en Amérique du Sud (Nomade, 2001). La nature des magmas et l'âge de ces dolérites dans le socle du Bénin restent donc à préciser.

En conclusion, les études structurales et pétrographiques des granitoïdes et volcanites, bien qu'elles aient permis de comprendre la nature pétrographique, la typologie et le contexte tectonique de mise en place, nécessitent d'être complétées par des études chimiques sur roche totale et de géochronologie. Les études chimiques sur roche totale seront utiles pour appréhender la nature et l'origine des magmas et les études géochronologiques permettront de comprendre l'âge et la chronologie de mise en place des plutons et des volcanites dans la zone de cisaillement.

CHAPITRE V : CHIMIE DES MINÉRAUX ET ROCHES TOTALES DES GRANITOÏDES ET DES VOLCANITES

V.1. Echantillonnage, analyse et objectifs

A la suite de l'étude pétrographique, les analyses chimiques des minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique de marque Cameca SX-100 à l'Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, France). Le calcul des formules structurales des feldspaths, biotites et amphiboles a été effectué sur la base de 32 (O), 24 (O) et 23 (O) respectivement.

Quinze échantillons représentatifs des différents granitoïdes provenant des intrusions ont été ensuite sélectionnés pour analyses géochimiques. Trois échantillons sont analysés dans l'intrusion de Dassa, quatre dans chacune des intrusions de Tré et de Gobada et deux échantillons dans chacune des intrusions de Fita et de Tchetti. Les volcanites dont la chimie est présentée dans ce chapitre avaient été analysées en 2008 mais les résultats n'ont pas encore fait l'objet de publication.

Toutes les analyses géochimiques, y compris celles des volcanites, ont été effectuées à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne (France). Les éléments majeurs et éléments en traces ont été analysés au spectromètre à fluorescence X (XRF) de marque Siemens SRS 3400 (spectromètre à dispersion en longueur d'ondes WDS, tube rhodium à cible de rayon X, 60 kV). Les éléments en traces ont des limites de détection de l'ordre du ppm. Le tantale (Ta) n'a pas été dosé et sa concentration a été calculée à partir de la teneur en niobium (Nb), le rapport Nb/Ta des magmas étant constant et égal à 16 (Rudnick et Fountain, 1995). Les travaux de Kalfoun (2001) sur la distribution et le fractionnement du Nb et Ta dans les différents réservoirs terrestres indiquent également un rapport Nb/Ta moyen $< 17,5$ confirmant ainsi la valeur 16 utilisée pour nos calculs.

Les terres rares, après concentration et séparation chromatographique réalisées au Laboratoire Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet, Saint-Etienne (France), ont été analysées par spectrométrie d'émission atomique à source plasma (laser ICP-AES) de marque JY 70. Le générateur de courant alternatif est à haute fréquence (56 MHz, avec une puissance maximale de 2200 W).

Les objectifs visés par les études minéralogiques et géochimiques sont la caractérisation (i) des granitoïdes et des volcanites, (ii) de leurs origines et (iii) du contexte

géotectonique de mise en place de ces magmas. Ceci permettra de voir s'il y a une évolution de la nature des magmas dans le temps. Enfin, il sera recherché des liens génétiques éventuels entre les différents magmas à l'origine des roches plutoniques et volcaniques associées à la zone de cisaillement.

Les diagrammes géochimiques ont été réalisés avec le logiciel GCDkit 3.0 (Janoušek et al., 2006).

V.2. Chimie des minéraux

V.2.1. Chimie des feldspaths

La figure V. 1 illustre la composition chimique des feldspaths des intrusions de granitoïdes et des volcanites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Les analyses chimiques révèlent que les intrusions de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti sont à deux feldspaths, alors que l'intrusion de Fita est à feldspath alcalin ; ce qui confirme les observations pétrographiques.

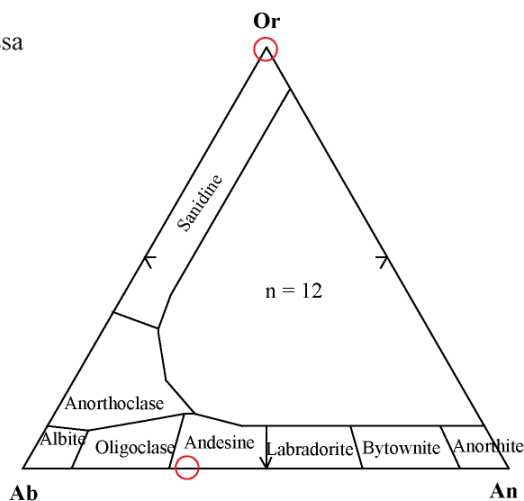
Le feldspath potassique de l'intrusion de Dassa est de l'orthoclase Or_{100} et le plagioclase, de l'andésine An_{33-34} (Fig.V.1a).

Dans l'intrusion de Tré, le feldspath potassique est de l'orthoclase Or_{100} et le plagioclase est de l'albite Ab_{100} dans les granites (voir Fig.V.1b). Les plagioclases de la monzonite sont de l'albite Ab_{100} et de l'andésine An_{33-34} (Fig.V.1b). Dans l'enclave de monzodiorite, le plagioclase est de l'andésine An_{33-34} (Fig.V.1b).

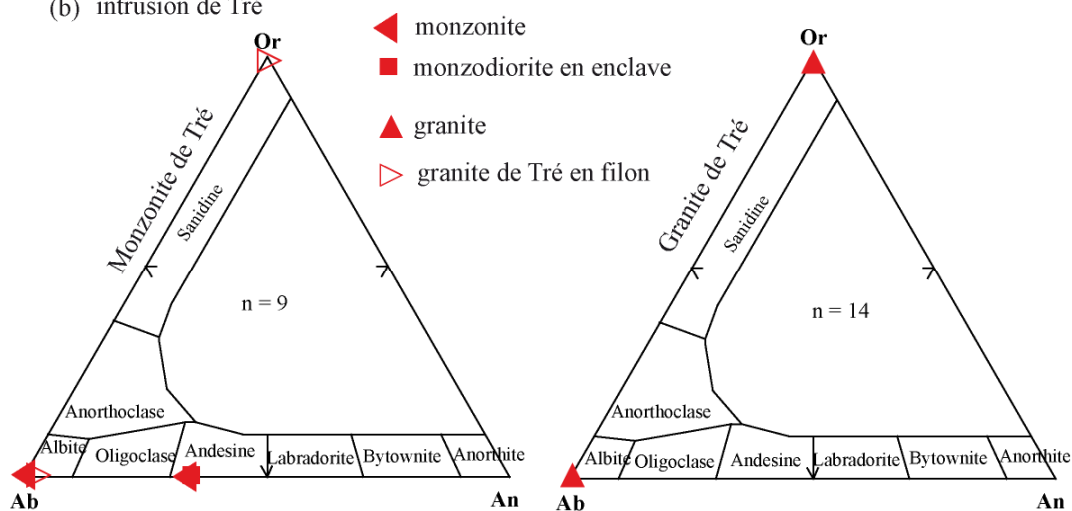
Le feldspath potassique est de l'orthoclase (Or_{100}) et les plagioclases sont de l'albite (Ab_{100}) dans les granites et de l'andésine (An_{33-34}) dans les quartz-monzonites de l'intrusion de Gobada (Fig.V.1c). Les plagioclases sont de l'albite (Ab_{100}) dans l'enclave du granite et sont zonés avec un cœur à labradorite (An_{66-67}) et des bordures à andésine (An_{33-34}) dans la monzodiorite (Fig.V.1c).

Dans l'intrusion de Tchetti, le feldspath potassique est de l'orthoclase (Or_{100}) et le plagioclase est de l'albite (Ab_{100}) (Fig.V.1d).

(a) intrusion de Dassa



(b) intrusion de Tré



(c) intrusion de Gobada

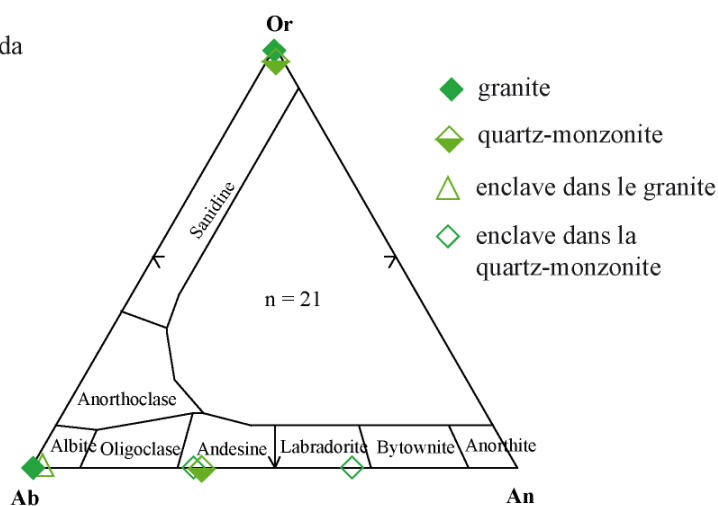
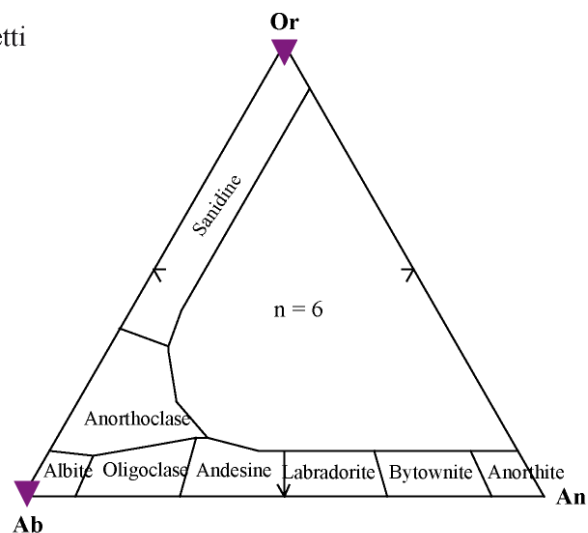
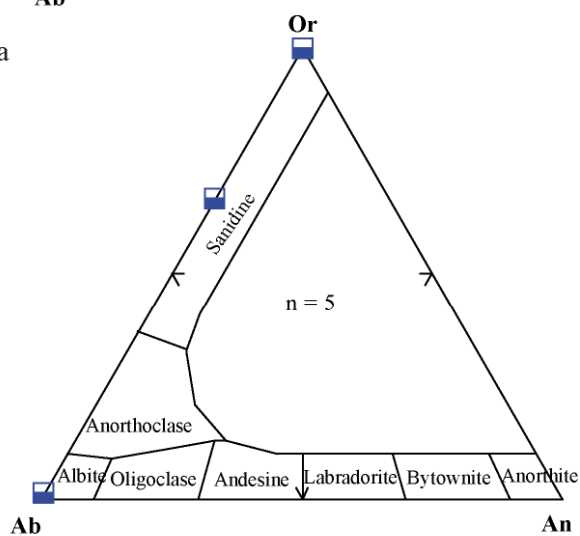


Figure V.1. Données microsonde des feldspaths des intrusions et volcanites. n : nombre d'analyses ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 2.

(d) intrusion de Tchetti



(e) intrusion de Fita



(f) volcanites et dolérite de Idaho-Mahou

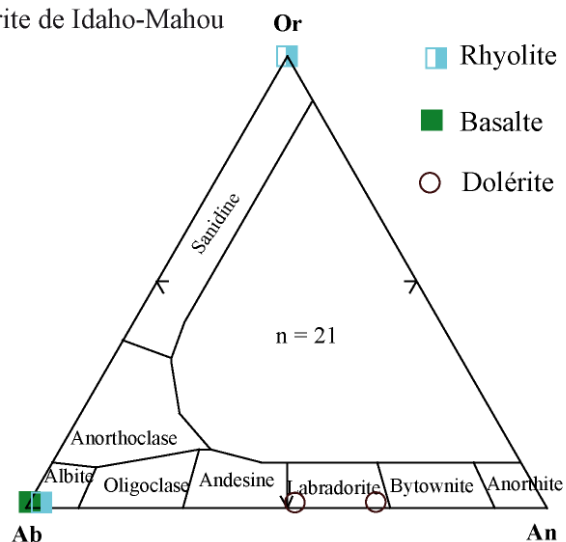


Figure V.1. (suite). Données microsonde des feldspaths des intrusions et volcanites. n : nombre d'analyse ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 2.

Dans l'intrusion de Fita, les feldspaths sont exclusivement du feldspath alcalin formé de perthites (sanidine $Or_{66-67}Ab_{33-34}$) qui montrent des démixions de feldspath potassique (Or_{100}) et d'albite (Ab_{100}) (Fig.V.1e).

La présence de feldspaths alcalins (feldspath potassique et albite) et de plagioclases calco-sodiques (andésine, labradorite) dans les granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré et Gobada suggère une cristallisation à partir d'un magma calco-alcalin. Dans l'intrusion de Tchetti, la présence de feldspath potassique et d'albite pourrait être le reflet d'une forte teneur en éléments alcalins du magma ou d'un magma plus différencié. Dans l'intrusion de Fita, la présence exclusivement de feldspaths alcalins, sanidine cristallisant à haute température et qui montre des phénomènes de démixions de feldspath potassique et d'albite à plus basse température, pourrait indiquer un magma de la série alcaline.

Les analyses des feldspaths du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou révèlent que les basaltes moins altérés renferment un plagioclase de composition albitique (Ab_{100}) (Fig.V.1f). Dans les rhyolites, les feldspaths alcalins qui résultent de la démixion des perthites sont de l'orthoclase (Or_{100}) et de l'albite (Ab_{100}) (Fig.V.1f). Les plagioclases des dolérites sont du labradorite (An_{50-67}) (voir Fig.V.1f). Du fait de l'altération hydrothermale, la série magmatique des volcanites mériterait d'être précisée par la chimie sur roche totale.

V.2.2. Chimie des biotites

La composition chimique des biotites des granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita est présentée à la figure V.2. Les biotites de toutes les intrusions sont du type Fe-biotite mais on observe des spécificités au niveau de chaque intrusion selon la teneur en Fe ou Mg des biotites.

Les biotites des granites et quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa (Fig.V.2a) sont plus magnésiennes avec un Mg number ($X_{Mg} = Mg / Fe + Mg$) compris entre 0,31 et 0,41.

Dans l'intrusion de Tré, les biotites des monzonites (Fig.V.2b) présentent un X_{Mg} compris entre 0,26 et 0,28. Les biotites des enclaves de monzodiorite ont une composition chimique similaire à celles de leur hôte avec un X_{Mg} compris entre 0,26-0,27. Les granites renferment des biotites légèrement moins magnésiennes que celles des monzonites avec un Mg number (X_{Mg}) compris entre 0,21 - 0,24 et 0,16 - 0,24 respectivement pour le granite de Tré et le granite en filon dans les orthogneiss de Dassa.

Les biotites de l'intrusion de Gobada (Fig.V.2c) ont des X_{Mg} plus faibles dans les granites que dans les quartz-monzonites et compris respectivement entre 0,22 - 0,28 et 0,36 - 0,39. Les biotites des enclaves sont plus riches en Mg que celles de leur hôte avec des X_{Mg} compris entre 0,37 - 0,43 pour l'enclave mafique du granite et 0,42 - 0,45 pour l'enclave de monzodiorite dans les quartz-monzonites.

Les biotites de l'intrusion de Tchetti (Fig.V.2d) ont des X_{Mg} faibles par rapport à celles des intrusions de Dassa, Tré et Gobada et compris entre 0,17 et 0,18.

L'intrusion de Fita (Fig.V.2e) se caractérise par des biotites qui présentent une teneur en magnésium plus faible que celles des autres intrusions avec un X_{Mg} compris entre 0,5 et 0,6.

La composition chimique des minéraux des granitoïdes peut être utilisée pour préciser la nature des magmas parents et les conditions de leur cristallisation. Ainsi le diagramme de typologie magmatique des granitoïdes de [Nachit et al. \(1985\)](#), basé sur la composition chimique des biotites, permet une bonne discrimination des séries magmatiques auxquelles appartiennent les granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita (Fig.V.2f). Les biotites des intrusions étudiées se situent dans les champs calco-alcalin à alcalin et démontrent clairement que les granites ne dérivent pas uniquement de la fusion de matériaux d'origine crustale. La composition des biotites des intrusions de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti suggèrent leur cristallisation à partir d'un magma calco-alcalin. Par contre celle des biotites du granite de Fita indiquent une nature alcaline du magma.

La composition des biotites montre également la spécificité de chacune des intrusions de Dassa, Gobada, Tré et Tchetti. Chaque intrusion se caractérise par un chimisme particulier de la teneur en aluminium total (Al_{tot}) de ses biotites.

Les compositions chimiques des biotites des granitoïdes mettent donc en évidence un magmatisme plutonique calco-alcalin et alcalin qui pourrait traduire un changement de sources des magmas au cours du temps. Mais seule l'étude chimique sur roche totale permettra de préciser la nature des magmas et de déterminer leur source.

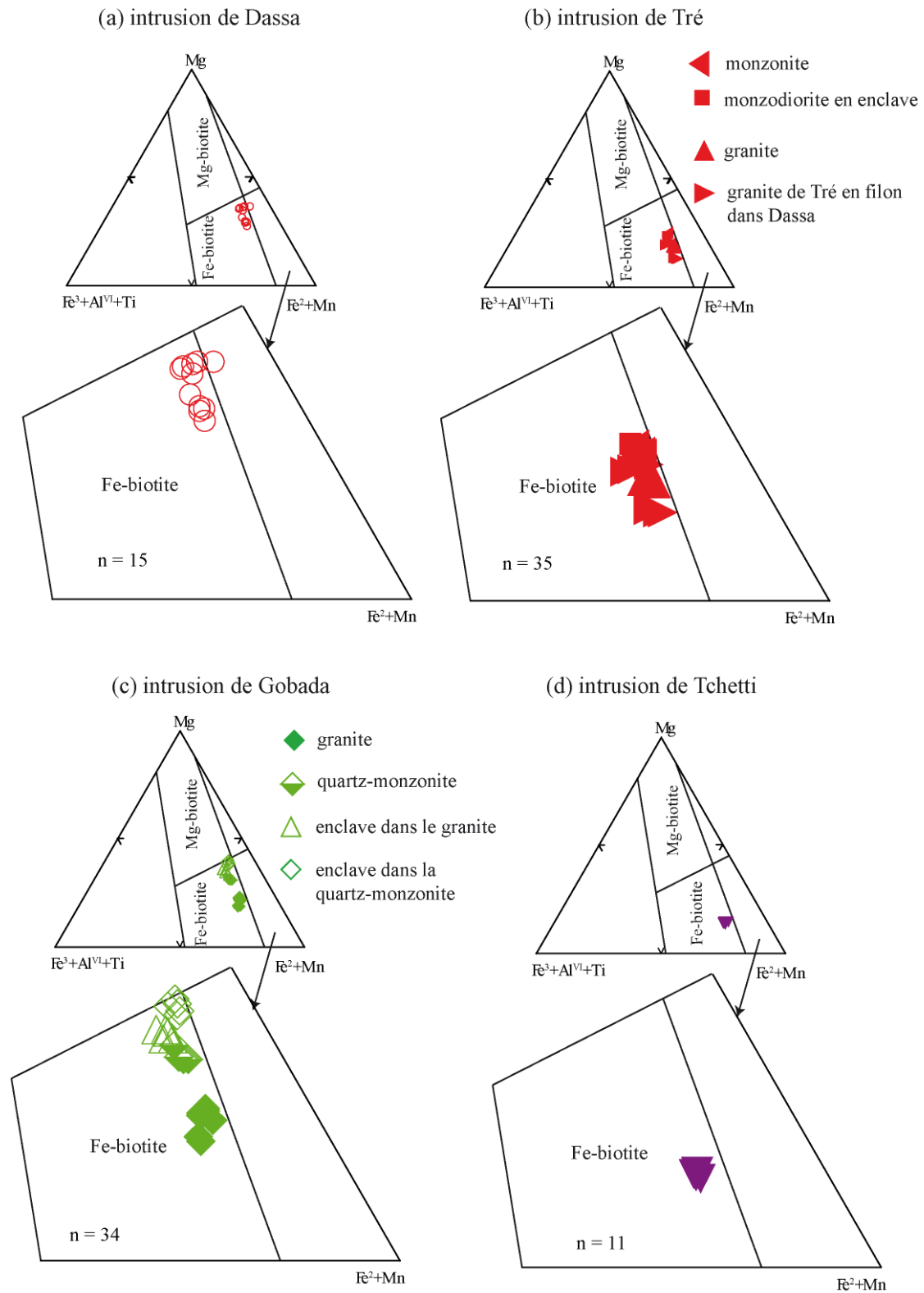
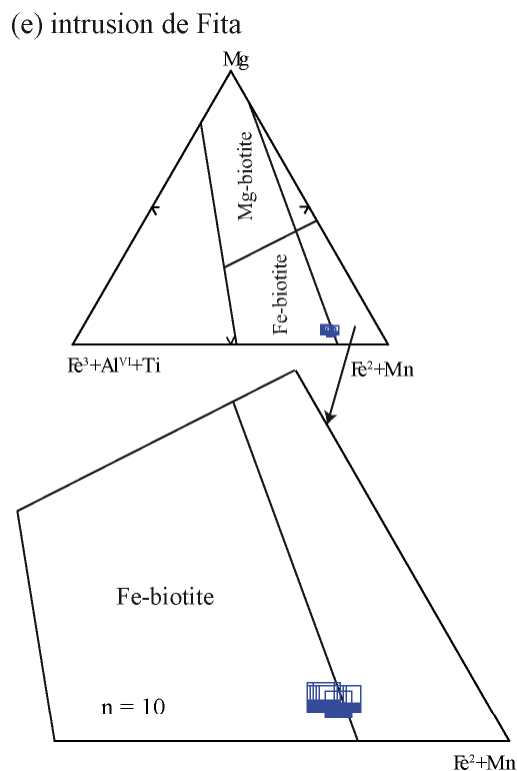


Figure V.2. Données microsonde des biotites des intrusions. a, b, c, d : diagramme de classification des biotites d'après Foster (1960) ; n : nombre d'analyses ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 2.



(f) Al_{tot} vs. Mg des granitoïdes

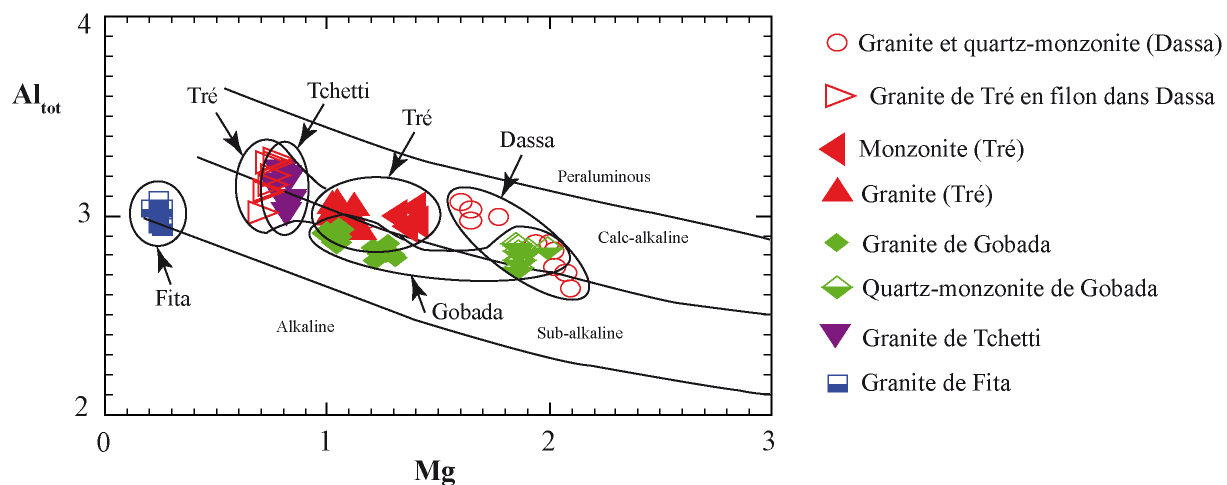


Figure V.2. (suite). Données microsonde des biotites des intrusions. e: diagramme de classification des biotites d'après Foster (1960); f: typologie des granitoïdes dans le diagramme Al_{tot} vs. Mg d'après Nachit et al. (1985); n: nombre d'analyses; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 2.

V.2.3. Chimie des amphiboles

Les amphiboles analysées proviennent des intrusions de Dassa, Tré et Gobada. La figure V.3 illustre la composition chimique des amphiboles des quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa, des monzonites et enclaves de monzodiorite de l'intrusion de Tré et des enclaves de monzodiorite des quartz-monzonites de l'intrusion de Gobada. Les amphiboles sont toutes de type calcique et elles présentent des spécificités du point de vue de leur teneur en Mg et Fe et K et Na.

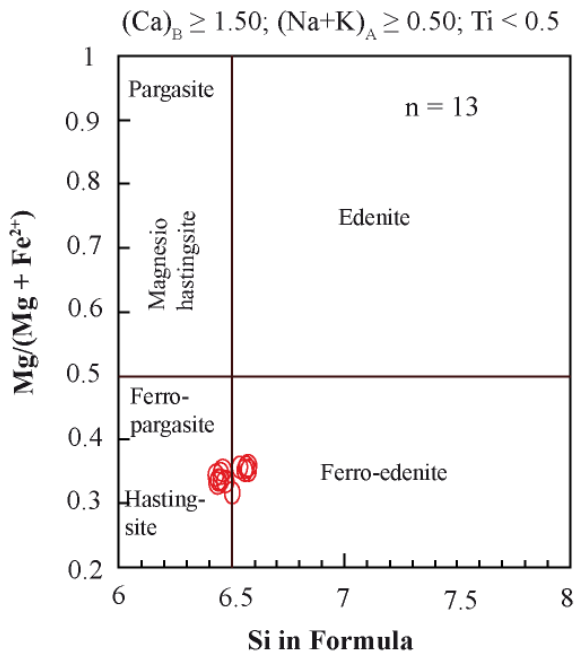
Les amphiboles des quartz-monzonites de l'intrusion de Dassa sont du type hastingsite et ferro-edenite (Fig.V.3a) avec $(Na+K)_A$ compris entre 0,5-0,6 et X_{Mg} ($Mg / Mg + Fe^{2+}$) compris entre 0,32 et 0,39.

Dans l'intrusion de Tré, les amphiboles des monzonites sont également du type hastingsite et ferro-edenite (Fig.V.3b). La teneur en $(Na+K)_A$ est comprise entre 0,5-0,6 avec des X_{Mg} plus faibles et compris entre 0,23-0,25. Les amphiboles des enclaves de monzodiorite sont chimiquement identiques à celles de leur hôte (Fig.V.3b) avec des X_{Mg} entre 0,24 et 0,28.

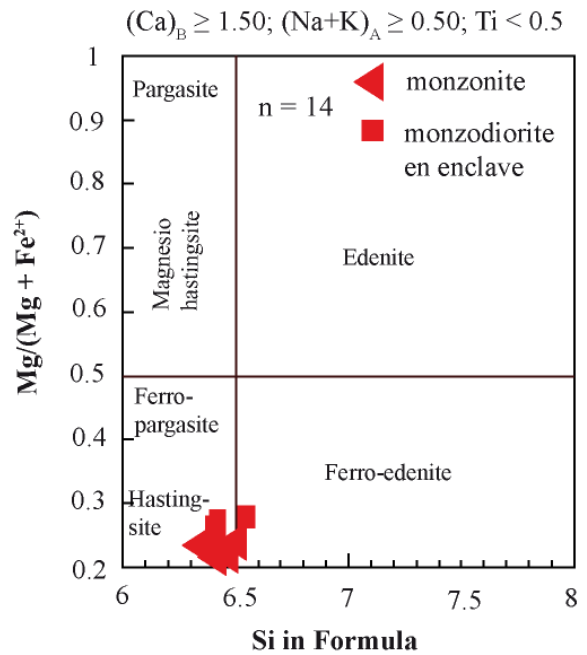
Dans l'intrusion de Gobada, les amphiboles de la monzodiorite ont une composition chimique de type ferro-hornblende (Fig.V.3c). Elles diffèrent de celles des intrusions de Dassa et Tré par leur plus faible teneur en $(Na+K)_A$ et les valeurs plus élevées de leur X_{Mg} . La teneur en $(Na+K)_A$ est comprise entre 0,2 et 0,4 et le X_{Mg} varie de 0,48 à 0,54 (Fig.V.3c).

L'estimation de la pression de cristallisation des amphiboles a été effectuée à partir du modèle de Schmidt (1992) basé sur la variation de la teneur en Al dans les amphiboles en fonction de la pression. Dans l'intrusion de Dassa, les amphiboles des quartz-monzonites indiquent des pressions de 5,4-6,4 Kb. Celles des monzonites de Tré et de leur enclave monzodioritique donnent les mêmes valeurs de pression que Dassa, respectivement 6-7 Kb et 5,9-6,9 Kb. D'autre part, les amphiboles de l'enclave monzodioritique des quartz-monzonites de Gobada indiquent des pressions de cristallisation de 2,3-3,7 Kb. Ces pressions correspondent globalement des profondeurs de 16-19 Km et 18-21 Km pour Dassa et Tré et de 7-11 Km pour l'intrusion de Gobada. Ces données suggèrent la solidification de la chambre magmatique de Gobada dans la croûte superficielle alors que celles de Dassa et Tré se sont construites à un niveau plus profond ; soit respectivement dans des domaines crustaux à déformation fragile et ductile.

(a) intrusion de Dassa



(b) intrusion de Tré



(c) intrusion de Gobada

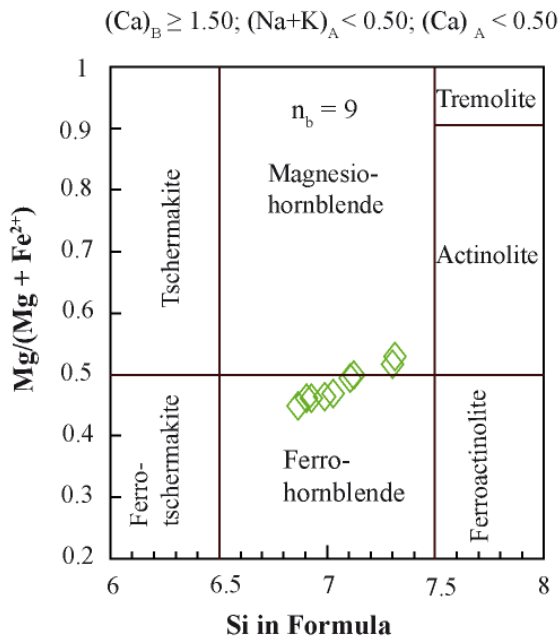


Figure V.3. Données microsonde des amphiboles des intrusions. a : Dassa, b : Tré, c : Gobada ; diagramme de classification d'après Leake et al. (1997) ; les tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde électronique sont présentés à l'annexe 2.

V.2.4. Conclusion partielle

L'analyse chimique des minéraux permet de distinguer des granitoïdes qui dérivent de magmas calco-alcalins et d'autres qui proviennent de magmas alcalins. Les compositions chimiques des biotites des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti suggèrent une cristallisation de ces granitoïdes à partir de magmas calco-alcalins. Ceci est également conforté par les feldspaths alcalins (feldspath potassique et albite) et les plagioclases calco-sodiques (andésine, labradorite) présents dans les intrusions de Dassa, Tré et Gobada. Pour Tchetti, l'absence de plagioclase calcique et la présence de feldspath potassique et de l'albite pourraient être dues soit à un magma plus différencié ou à une tendance vers le pôle alcalin plus marqué du magma.

La composition chimique des biotites et les feldspaths exclusivement alcalins (sanidine avec une démixion en feldspath potassique et en albite) de l'intrusion de Fita sont en accord avec une affiliation aux séries alcalines pour Fita.

Ces conclusions sur la série magmatique des granitoïdes sont conformes à la nature des magmas déterminée auparavant (chapitre IV) sur la base des observations pétrographiques. Elles devraient être confortées par les analyses chimiques sur roches totale.

En ce qui concerne les volcanites, la chimie sur roche totale est nécessaire pour préciser la série magmatique de ces roches du fait de l'altération hydrothermale des roches et du faible nombre d'analyses chimiques des minéraux.

V.3. Caractéristiques géochimiques des granitoïdes

Les résultats des analyses géochimiques des granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita sont présentés dans le tableau V.1.

V.3.1. Distribution des éléments majeurs et en traces

Les diagrammes de variation des éléments majeurs et en traces dans les granitoïdes sont présentés aux figures V.4 et V.5.

V.3.1.1. Comportement et mobilité post-magmatique des éléments

Le Zr est considéré comme un élément peu mobile lors des processus post-magmatiques (Pearce and Cann, 1973 ; Winchester and Floyd, 1977 ; Pearce and Norry, 1979 ; Pearce, 1996). Lorsque le comportement des éléments est comparé à celui de Zr, une corrélation soulignera la distribution originelle dans le magma, et donc la non remobilisation de ces éléments. L'absence de corrélation pourra indiquer la mobilité post-magmatique de certains autres éléments.

Les diagrammes bi-éléments, Zr vs. éléments (Fig.V.4) montrent une corrélation positive entre le Zr et le TiO_2 , CaO, P_2O_5 , FeO_t, Sr, Nb, Y, Nb, et les REE et négative avec le SiO_2 , Rb et Th des granites aux monzonites. Les corrélations sont moins nettes avec MgO et on note une grande dispersion pour Al_2O_3 et les alcalins K_2O , Na_2O . Ces diagrammes soulignent l'importance et la préservation des corrélations inter-éléments issues du comportement plus ou moins compatible des éléments lors des processus magmatiques. Les alcalins et Al_2O_3 semblent montrer une mobilité significative probablement postérieure à la cristallisation des magmas.

L'autre enseignement de ces diagrammes est l'existence fréquente de deux lignées (TiO_2 , MgO, FeO_t, CaO, P_2O_5 , Sr, Th, Ta et REE) différenciant les granitoïdes de Fita de ceux des intrusions de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti.

Tableau V.1. Composition chimique des granitoïdes étudiés ; éléments majeurs normalisés à 100% en base anhydre. qM : quartz-monzonite ; G : granite ; Mz : monzonite ; mD : monzodiorite ; (*) filon de granite dans l'intrusion de Dassa ; (**) enclave.

Intrusions Sample Type	Dassa		Tré				Gobada				Tchetti		Fita		
	BE14 qM	BE61 G	BE06 G*	BE10 mD**	BE11 Mz	BE12 G	BE09 G	BE26 mD**	BE25 qM	BE24 G	BE22 G	BE40 G	BE41 G	BE54 G	BE55 G
SiO2 (%)	62,82	71,04	70,82	55,82	61,16	71,12	71,97	55,32	65,27	72,00	74,96	70,50	71,46	73,48	74,97
TiO2	1,20	0,51	0,51	2,99	1,43	0,53	0,43	1,49	0,77	0,35	0,20	0,24	0,19	0,22	0,22
Al2O3	15,66	13,73	13,63	14,07	15,13	13,76	14,06	16,71	16,27	14,37	13,77	14,17	13,63	13,31	12,86
Fe2O3	6,25	3,60	3,45	12,91	8,11	3,42	2,27	8,54	4,15	2,40	1,13	2,36	1,69	2,61	2,02
MnO	0,07	0,04	0,05	0,17	0,11	0,04	0,03	0,11	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	1,77	0,47	0,43	2,12	1,38	0,51	0,44	3,24	1,19	0,43	0,19	0,37	0,37	0,07	0,03
CaO	4,14	1,81	1,63	5,08	4,19	1,64	1,38	5,84	2,68	1,36	0,79	1,23	1,11	0,59	0,68
Na2O	3,42	3,08	3,49	2,74	3,39	2,80	3,14	4,23	3,95	3,62	3,79	5,70	6,35	3,88	3,73
K2O	4,27	5,61	5,82	3,27	4,53	6,02	6,12	3,71	5,41	5,31	5,09	5,24	5,07	5,77	5,41
P2O5	0,35	0,13	0,18	0,83	0,55	0,18	0,14	0,77	0,28	0,10	0,04	0,11	0,10	0,02	0,01
SUM	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni (ppm)	11	6	7	10	8	5	6	23	9	8	7	5	4	11	11
Cu	2	0	0	18	9	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0
Zn	82	56	62	143	114	63	52	95	54	40	20	43	33	95	85
Ga	15	15	16	16	18	15	14	16	15	14	13	14	14	23	20
Rb	96	186	206	82	156	231	248	122	162	239	308	188	186	191	228
Sr	403	184	158	405	386	183	153	701	309	149	98	152	130	22	22
Y	44	35	41	51	51	23	23	32	21	34	26	25	23	96	98
Zr	511	359	331	422	679	354	263	424	405	237	105	324	209	576	355
Nb	29	26	27	47	58	20	19	39	22	28	37	34	29	63	49
Ta	2	2	2	3	4	1	1	2	1	2	2	2	2	4	3
Pb	15	23	23	12	20	21	31	14	19	22	27	31	33	25	46
Sn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3
Th	9	32	36	6	20	40	45	9	31	23	34	19	24	18	23
U	0	1	2	0	2	1	1	0	2	4	8	3	3	2	4
La(ppm)	104,7	115,4	117	66,91	143,6	132,6	97,26	95,22	112,8	74,78	31,46	76,79	69,55	144	130,4
Ce	223,2	234,1	247,2	151,2	306,5	271,4	200,3	192,4	227,9	149,9	64,48	147,4	126,9	310	279,1
Nd	100,8	90,25	100,8	75,77	131,7	104	80,89	76,05	84,11	56,74	25,85	48,6	41,54	134,8	117,7
Sm	17,96	16,64	19,38	17,25	24,05	17,55	14,54	13,06	13,5	10,04	5,44	8,16	6,99	28,99	24,48
Eu	2,66	1,64	1,8	3,48	3,83	1,67	1,12	2,61	1,91	1,13	0,65	0,99	0,78	0,61	0,59
Gd	12,92	12,36	13,96	13,87	16,94	10,3	8,92	9,42	8,28	7,48	4,28	5,8	5,34	23,12	19,82
Tb	2,16	2,04	2,31	2,34	2,53	1,41	1,29	1,38	1,22	1,29	0,62	1,07	0,96	4,13	3,55
Dy	9,01	7,85	9,82	10,86	11,14	4,94	4,91	6,34	4,43	5,94	4,18	4,34	4,09	20,14	18,29
Er	4,85	3,66	4,73	5,61	5,76	2,67	2,38	3,51	2,42	3,44	2,83	2,56	2,44	11,51	10,89
Tm	0,68	0,61	0,65	0,8	0,8	0,42	0,33	0,5	0,37	0,53	0,49	0,44	0,4	1,64	1,59
Yb	3,33	3,09	3,01	4,17	3,99	1,56	1,29	2,49	1,67	2,88	3,13	2,29	2,18	9,51	9,39
(La/Sm)N	3,66	4,36	3,8	2,44	3,76	4,75	4,21	4,59	5,26	4,69	3,64	5,92	6,26	3,12	3,35
(La/Yb)N	21,19	25,18	26,2	10,82	24,27	57,31	50,83	25,78	45,54	17,51	6,78	22,61	21,51	10,21	9,36
ΣREE	482,2	487,7	520,6	352,3	650,9	548,5	413,2	403	458,6	314,2	143,4	298,5	261,1	688,4	615,8

En résumé, les diagrammes de classification basés exclusivement sur les éléments alcalins (K_2O et Na_2O) et Al_2O_3 ne sont pas pertinents pour caractériser les granitoïdes étudiés du fait de la mobilité post-magmatique de ces éléments.

V.3.1.2. Diagrammes de Harker

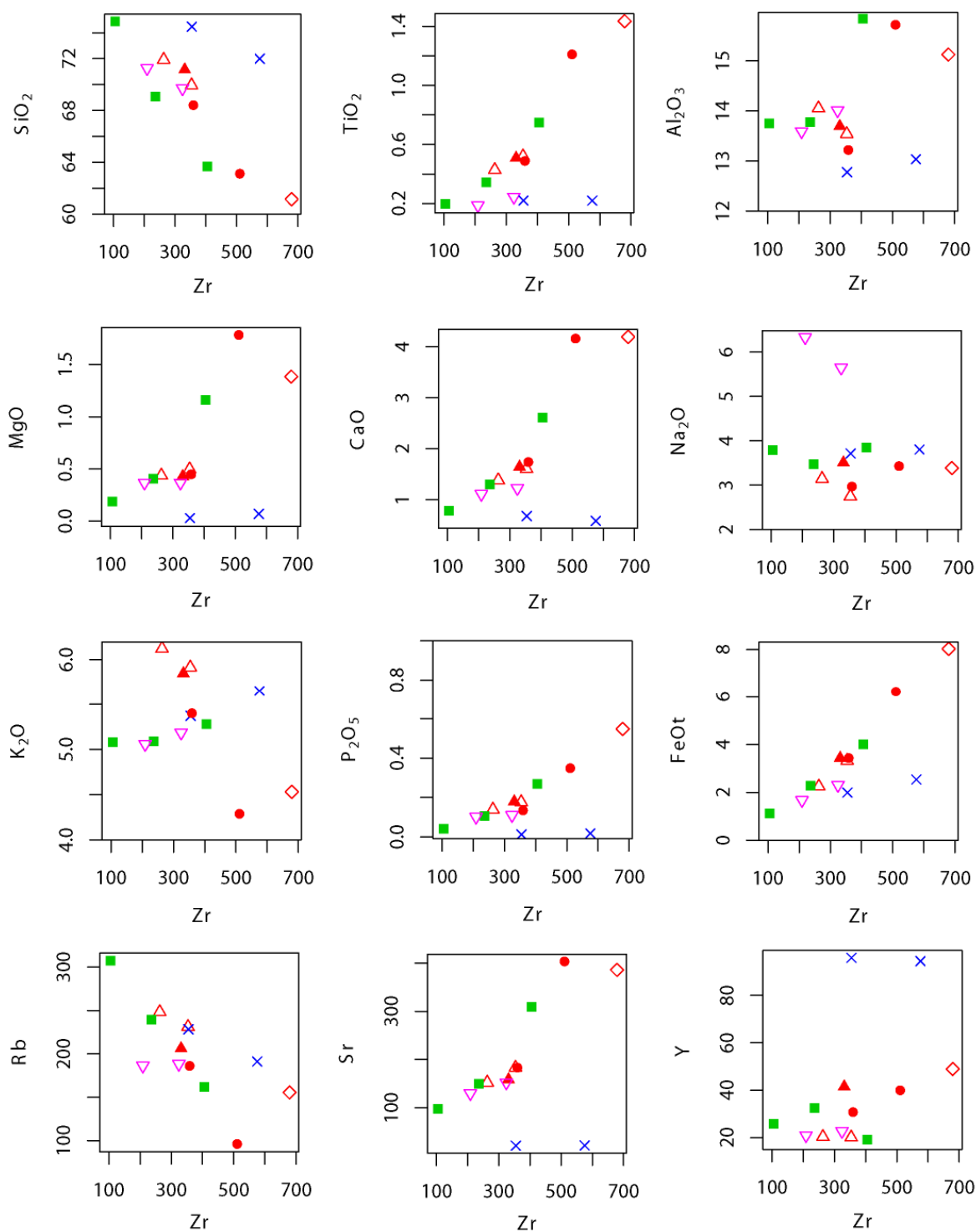
Les diagrammes bi-éléments SiO_2 vs. éléments (Fig.V.5) montrent une corrélation négative entre le SiO_2 et le CaO , TiO_2 , FeO_t , MgO , P_2O_5 , Sr et Zr des monzonites aux granites. Une corrélation positive existe avec le Rb . Pour les éléments chimiques MgO , CaO , P_2O_5 , Sr , Nb et REE, les échantillons du granite de Fita occupent une position distincte de celle des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti.

V.3.1.3. Caractéristiques chimiques des différentes intrusions

a- L'intrusion de Dassa

L'intrusion de Dassa comme évoqué au chapitre IV consiste en des granites avec localement des corps de quartz-monzonites. Des filons métriques de granite s'observent dans l'intrusion de Dassa (tableau V.1).

Dans l'intrusion de Dassa, les teneurs en SiO_2 et K_2O croissent des quartz-monzonites aux granites respectivement de 62,82% à 71,04% et de 4,27% à 5,61%. Inversement les teneurs en TiO_2 décroissent de 1,20 à 0,51, en Al_2O_3 de 15,66 à 13,73, en Fe_2O_3 de 6,25 à 3,60, en MgO de 1,77 à 0,47, en CaO de 4,14 à 1,81. Les variations des teneurs en Na_2O , MnO et P_2O_5 sont faibles respectivement entre 3,42 et 3,02% ; 0,07 et 0,04% et 0,35 et 0,13% dans les quartz-monzonites et les granites. Les teneurs en Rb et Th sont notablement plus faibles dans les quartz-monzonites que dans les granites, respectivement 96 et 186 ppm pour le Rb et 9 et 32 ppm pour le Th . Par contre, les teneurs en Sr , Y et Zr sont plus élevées dans les quartz-monzonites que dans les granites. Elles sont de 403 et 184 ppm pour le Sr , de 44 et 35 ppm pour le Y et de 511 et 359 ppm pour le Zr . La teneur globale en REE est similaire dans les quartz-monzonites (482 ppm) et les granites (488 ppm).



- granite et quartz-monzonite de Dassa ▲ granite en filon dans Dassa △ granite de Tré
- ◇ monzonite de Tré ○ enclave de monzodiorite de Tré × granite de Fita
- granite et quartz-monzonite de Gobada * enclave de monzodiorite de Gobada ▽ granite de Tchetti

Figure V.4. Diagrammes Zr vs. éléments des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita.

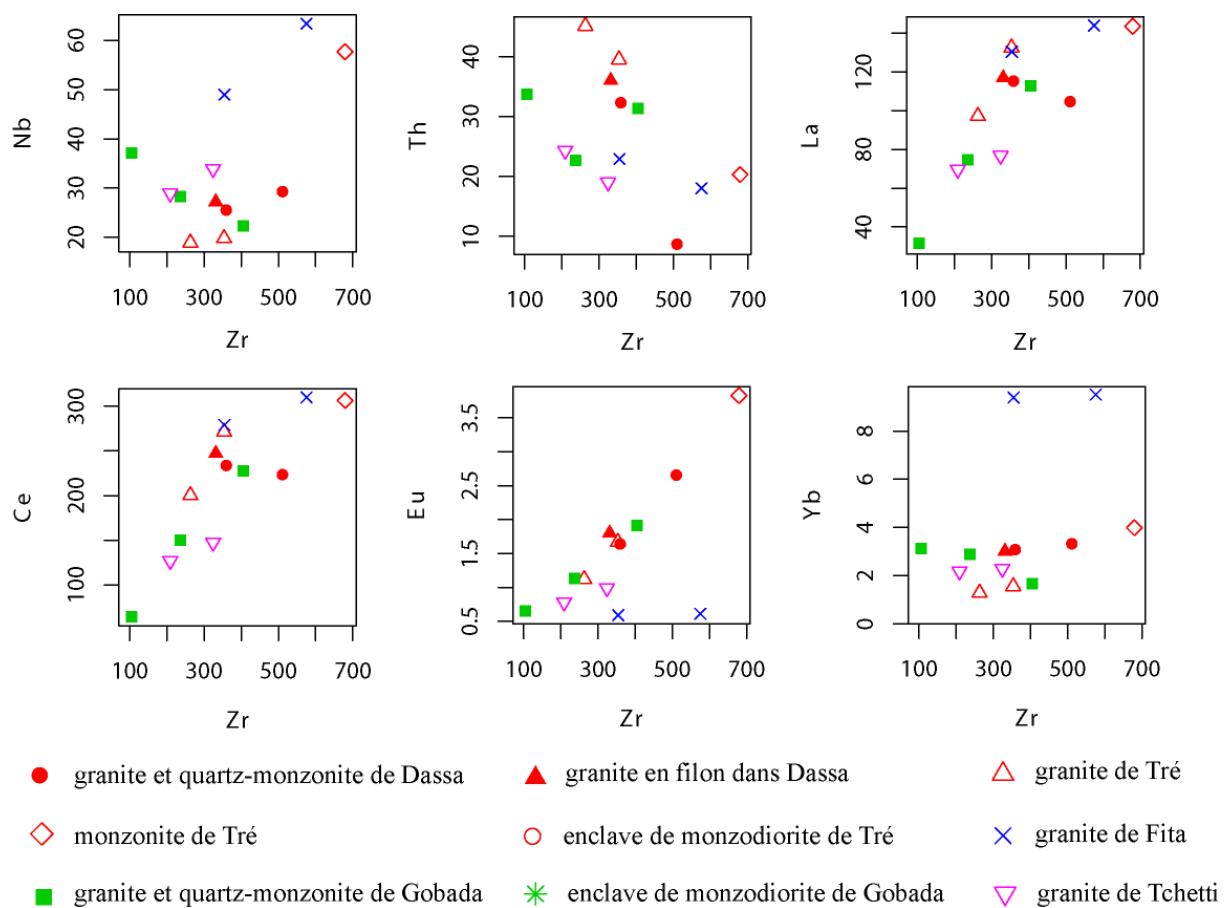


Figure V.4 (suite)

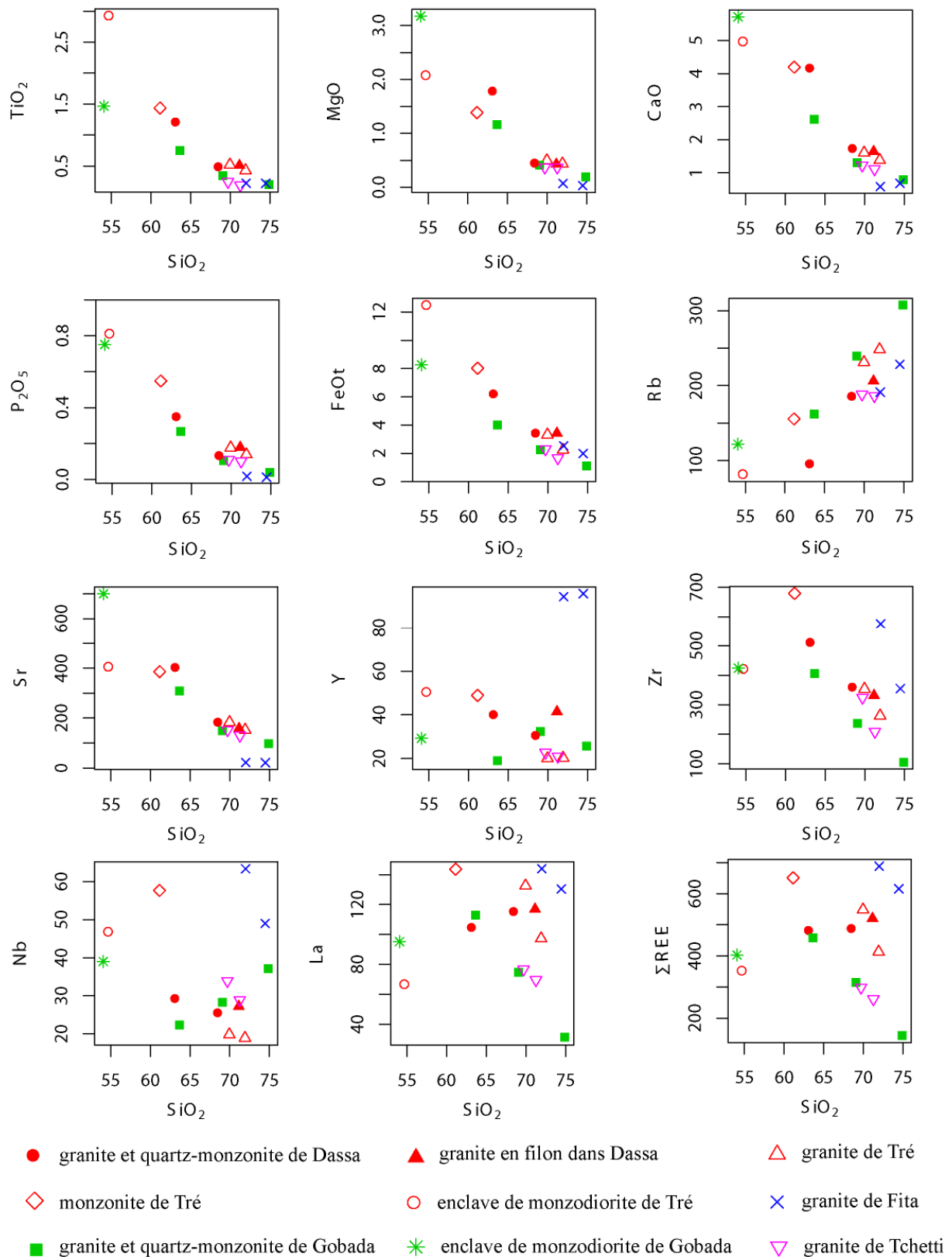


Figure V.5. Diagrammes de Harker des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita.

Le filon granitique dans l'intrusion de Dassa est plus riche en Rb et terres rares légères et moyennes et plus pauvre en Sr et Zr par rapport au granite de Dassa.

b- L'intrusion de Tré

L'intrusion de Tré est formée de monzonite qui renferme des enclaves mafiques microgrenues de monzodiorite et de granites. Dans l'intrusion de Tré, la monzonite présente une faible teneur en SiO₂ (61,16%) et en Rb (156 ppm) et une teneur élevée en Fe₂O₃ (8,11%) et CaO (4,19%), Zr (679 ppm), Sr (386 ppm) et Nb (58 ppm). La teneur globale en REE est également très élevée (650,9 ppm). L'enclave de monzodiorite dans la monzonite de Tré est caractérisée par des teneurs plus faibles en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Rb et Nb et des teneurs identiques en Y comparées à la roche hôte. Par contre, elle est plus enrichie en TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, P₂O₅, Zn et Sr que la monzonite. Sa teneur globale en REE de 352,27 ppm est plus faible que celle de la monzonite hôte.

Le granite de Tré est caractérisé par une teneur élevée en SiO₂ (71-72%), K₂O (6%) et Rb (231-243 ppm). Le granite est pauvre en TiO₂ (0,4-0,5%), Fe₂O₃ (2,3-3,4%), MgO (0,4-0,5%), CaO (1,4-1,6%), Sr (152-183 ppm), Y (23 ppm), Zr (263-354 ppm) et Nb (19 ppm). La teneur globale en REE varie de 413 à 549 ppm.

c- L'intrusion de Gobada

L'intrusion de Gobada est formée de granites à l'intérieur desquels affleurent des corps décimétriques de quartz-monzonites qui renferment eux-mêmes des enclaves de monzodiorite. Des variations de composition chimique s'observent dans les différents faciès de roche. Des quartz-monzonites aux granites, la teneur en SiO₂ croit de 65,27 à 74,96% alors que décroissent les teneurs en TiO₂, de 0,77 à 0,2%, en Al₂O₃, de 16,27 à 13,77%, en Fe₂O₃, de 4,15 à 1,13%, en MgO, de 1,19 à 0,19%, en CaO, de 2,68 à 0,79% et en P₂O₅, de 0,28 à 0,04%. Les teneurs en K₂O sont voisines, 5,28% dans les quartz-monzonites et 5,08% dans les granites et en Na₂O, respectivement 3,85% et 3,79%. Les teneurs des éléments en traces tels que le Zn (54 à 20 ppm), Sr (309 à 98 ppm), Zr (405 à 105 ppm) décroissent des quartz-monzonites aux granites à l'inverse des éléments Rb (162 à 308

pmm), Y (21 à 34 ppm), Nb (22 à 37 ppm), Pb (19 à 27 ppm) et U (2 à 8 ppm). Les teneurs en REE chutent de 458,6 ppm dans les quartz-monzonites à 143,4 ppm dans les granites.

Les enclaves de monzodiorite dans les quartz-monzonites ont des teneurs en SiO₂ et K₂O plus faibles que celles de l'hôte et plus élevées en TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O et P₂O₅. Parmi les éléments en trace, les enclaves sont plus enrichies en Ni, Cu, Zn, Y, Zr et Nb. La teneur en Sr de 700 ppm est le double de celle de l'hôte. Par contre, les teneurs en Rb, Pb, Th, U et aussi en REE (403 ppm) sont plus faibles.

d- L'intrusion de Tchetti

L'intrusion de Tchetti est formée de granites qui renferment des enclaves microgrenues mafiques. La teneur en SiO₂ des granites varie de 69,71 à 71,27%. Les granites renferment 5% environ de K₂O et leurs teneurs en Na₂O (5,64-6,33%) sont plus élevées par rapport aux autres plutons. Les teneurs en TiO₂, Fe₂O₃, et CaO sont respectivement comprises entre 0,19 et 0,24%, 1,69 et 2,33% et 1,11 et 1,22% et ils contiennent 0,37% de MgO. Les granites renferment 186 à 188 ppm de Rb et 130 à 152 ppm de Sr, 23 à 25 ppm de Y, 209 à 324 ppm de Zr et 29 à 34 ppm de Nb. Les teneurs en REE sont comprises entre 260 et 299 ppm.

e- L'intrusion de Fita

L'intrusion de Fita est formée de granites caractérisés par des teneurs élevées en SiO₂ (72-74,48%), Na₂O (3,71-3,80%), K₂O (5,37-5,65%), Ni (11 ppm), Zn (85-95 ppm), Rb (191-228 ppm), Y (96-98 ppm), Zr (355-576 ppm), Nb (49-63 ppm) et Pb (21-25 ppm). Par contre, ils sont appauvris en TiO₂ (0,22%), Al₂O₃ (12,78-13,04%), Fe₂O₃ (2,01-2,56%), MnO (0,04%), MgO (0,03-0,07%), CaO (0,58-0,68%), P₂O₅ (0,01-0,02%) et Sr (22 ppm). Ses teneurs en REE et, en particulier en HREE, telles que le Gd, Tb, Dy, Er, Yb et Y, sont plus élevées que celles des autres intrusions.

V.3.1.4. Comparaison des différentes intrusions et caractérisation

Les compositions chimiques des échantillons des différentes intrusions sont projetées dans les différents digrammes de classification des roches (Fig.V.6) en vue de leur caractérisation. Le diagramme de [de la Roche et al. \(1980\)](#) qui utilise les paramètres R1 ($4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$) et R2 ($6Ca + 2Mg + Al$) (Fig.V.6a), donc basé sur les éléments majeurs, permet de distinguer deux groupes de granitoïdes. Le premier groupe qui se compose des intrusions de Dassa, de Tré et de Gobada, se situent dans le champ des roches calco-alcalines du diagramme. L'enclave mafique microgrenue de Gobada est dans le champ des roches de la série alcaline. Le deuxième groupe montre une tendance plus alcaline et est formé des granites de Tchetti et de Fita qui appartiennent respectivement aux domaines des quartz-syénites et granites dans le diagramme de [de la Roche et al. \(1980\)](#). La distribution des roches sur ce diagramme sera interprétée avec prudence, compte tenu de la prise en compte, pour cette projection, des alcalins dont la mobilité a été évoquée précédemment.

Le diagramme Nb/Y vs Zr/Ti de classification des roches basé sur les éléments en traces ([Pearce, 1996](#)) (Fig.V.6b) montre que si le faciès le moins différencié (tonalite) et le granite en filon de l'intrusion de Dassa sont à la limite des champs des séries alcaline et calco-alcaline, les granitoïdes Tré, Gobada, Tchetti et de Fita et les enclaves mafiques microgrenues de Tré et Gobada appartiennent au domaine des roches alcalines.

L'autre information apportée par ce diagramme est l'existence de trois catégories de granitoïdes selon la valeur de leur ratio Zr/Ti. Les granitoïdes de Dassa, Tré et Gobada possèdent les ratios Zr/Ti faibles suivis de ceux de Tchetti et enfin de Fita qui possèdent les ratios les plus élevés ; ce qui suggère la présence de magmas parents distincts. Les enclaves mafiques microgrenues dans l'intrusion de Tré possèdent les valeurs des ratios Zr/Ti les plus faibles.

Le Mg number des granitoïdes est faible ; les granitoïdes sont de type ferreux dans le diagramme de classification des granites de [Frost et al. \(2001\)](#) (Fig.V.6c). Cependant le granite alcalin de Fita se distingue, là encore, des autres granitoïdes par la valeur plus élevée de son ratio ($FeO / FeO+MgO$) qui est de 0,96-0,98. Ce ratio varie entre 0,73 et 0,83 pour la majorité des granitoïdes : 0,73-0,85 pour Dassa, 0,80-0,84 pour le granite et la monzonite de Tré, 0,82, 0,73-0,82 pour Gobada et 0,78-0,83 pour Tchetti. Le ratio ($FeO / FeO+MgO$) de l'enclave de Tré (0,82) est identique à celui de son hôte alors qu'il est plus faible dans l'enclave mafique microgrenue de Gobada (0,67) par rapport à celui de son hôte.

Le diagramme de B-A (modifié d'après Villaseca *et al.*, 1998 ; Fig.V.6d) permet de déterminer la nature alumineuse des granitoïdes. Dans ce diagramme, les granitoïdes de Dassa, Tré, Tchetti et Fita tombent dans le champ des granites métalumineux et les granitoïdes de Gobada dans le domaine limitant les granites métalumineux à faiblement peralumineux. Ces caractères chimiques suggèrent que les magmas des granitoïdes de Dassa, Tré, Tchetti et Fita mais également de Gobada sont hybrides et dérivent de sources crustales et mantelliques. Ceci conforte l'existence de mélanges magmatiques incomplets mis en évidence par les observations de terrain (enclaves basiques à contours lobés) et l'étude pétrographique (auréoles réactionnelles autour des minéraux, présence de xénocristaux, etc...). La nature faiblement peralumineuse des granites de Gobada pourrait être soit le résultat d'une composante crustale plus importante ou d'une contamination plus importante au cours de l'ascension et de la mise en place du magma dans la croûte.

En synthèse, les granitoïdes de Dassa, Tré et Gobada ont une nature calco-alkaline à forte teneur en K_2O , avec une tendance vers le pôle alcalin pour Tré et Gobada. Les granites de Tchetti et de Fita ont une affinité alcaline encore plus marquée. Tous les magmas sont ferreux et Fita se distingue des autres intrusions par sa richesse en fer. Enfin, les magmas sont métalumineux avec une tendance faiblement peralumineuse pour les granites de Gobada. La composition en éléments majeurs et en traces de l'enclave mafique microgrenue de Gobada et en éléments en traces de l'enclave mafique de Tré est différente de celle de leur hôte ; ce qui traduit des échanges chimiques très partiels lors du mélange mécanique des magmas.

La typologie des magmas déterminée auparavant sur la base de la pétrographie (chapitre IV) et de la chimie des minéraux (chapitre V) indiquait une affinité des roches aux séries calco-alkalines pour les magmas de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti et la nature alcaline du magma de Fita. Les analyses chimiques sur roche totale soulignent une tendance vers le pôle alcalin plus marquée (High-K calc-alkaline series) pour les intrusions de Tré, Tchetti et Gobada par rapport à Dassa et confirment par ailleurs le caractère alcalin du granite de Fita.

V.3.2. Spectres de terres rares et diagrammes multi-éléments

Les figures V.7 et V. 8 présentent les spectres des terres rares normalisées aux chondrites et les diagrammes multi-éléments (spectres des terres rares étendus ou spider

diagrams) normalisés aux ORG (oceanic ridge granites) pour les granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita.

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita, (Fig.V.7) montrent tous une pente négative avec des fractionnements LREE/HREE plus ou moins importants, ainsi qu'une importante anomalie négative en Eu. Ils présentent toutefois des différences significatives.

Les intrusions de Dassa et Tré montrent des spectres à pente négative régulière avec un plus fort fractionnement pour le granite de Tré. Cependant, le granite de Tré montre un degré de fractionnement $(La/Yb)_N$ beaucoup plus important (50,8-57,3), lié à ses faibles teneurs en HREE, que les faciès de Dassa (21,2-26,2). La monzonite de Tré présente un profil comparable à celui du granite associé mais nettement moins fractionné ($(La/Yb)_N = 24,3$). L'anomalie négative en Eu (Eu/Eu^*) est de 0,35-0,5 pour les quartz-monzonites et granites de Dassa, 0,3-0,4 pour les granites de Tré et 0,6 pour la monzonite de Tré.

Les intrusions de Gobada et Tchetti montrent des spectres concaves qui se traduisent par un fort fractionnement des terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares moyennes (MREE) et un spectre plat pour les terres rares lourdes (HREE). Ainsi les rapports LREE/MREE $(La/Sm)_N$ et MREE/HREE $(Gd/Yb)_N$ sont de 3,6-5,2 et 1-4 pour Gobada et 5,9-6,2 et 2 pour Tchetti. Les teneurs en HREE sont de 8-15 x chondrites et 10 x chondrites respectivement pour Gobada et Tchetti. Les anomalies négatives en Eu sont 0,40-0,55 pour Gobada et 0,39-0,44 pour Tchetti.

Les granite de Fita présentent un spectre qui se caractérise par une pente régulière mais un faible fractionnement LREE/HREE ($(La/Yb)_N = 9,36-10,21$) dû à des teneurs en HREE beaucoup plus importantes que pour les autres granitoïdes (HREE = 60 x Chondrites). Les granites de Fita montrent également une très forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,07-0,08$).

L'enclave de Tré présente un spectre identique à celui de la monzonite-hôte pour les MREE (terres rares moyens) et HREE mais nettement moins enrichie en LREE ; ce qui traduit une composante crustale moins importante que dans la monzonite.

L'enclave de Gobada présente un spectre très comparable à celui de la roche hôte indiquant une homogénéisation chimique plus importante.

En résumé, la distribution des REE des granitoïdes confirme les différences plus ou moins importantes entre les intrusions et en particulier l'originalité de Fita. De plus, elle

confirme les relations chimiques entre les enclaves et leurs granitoïdes-hôtes qui sont interprétées en termes de mélanges magmatiques plus ou moins achevés.

Les diagrammes multi-éléments des granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti et des enclaves de Tré et de Gobada, normalisés aux ORG (Fig.V.8), présentent des spectres à pente fortement négative qui indiquent un enrichissement en éléments lithophiles (LILE) et terres rares légères (LREE) par rapport aux éléments HSFS (éléments à fort potentiels ioniques) et aux terres rares lourdes (HREE). Ces intrusions montrent également les mêmes anomalies positives en Rb, Th, Ce et Sm, des teneurs en Zr et (Sm et Nb) proches des valeurs de normalisation et des teneurs en Y et Yb inférieures à 1. Les granites en filon dans Dassa présentent une anomalie en Ta et Nb moins importante que le granite Tré.

L'enrichissement en LILE et Ce, par rapport aux ORG, et des teneurs en Zr, Nb et Sm proches de 1 indiquent que les magmas des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti dérivent à la fois d'une source crustale continentale et d'une source mantellique appauvrie. D'autre part, les teneurs en Y et Yb inférieures à 1 témoignent de la présence de grenat au résidu lors de la fusion partielle.

L'intrusion de Fita se distingue des autres intrusions par un spectre à pente négative moins forte et des teneurs nettement plus élevées en HFSE et HREE et supérieures aux valeurs de normalisation (ORG). Ce profil montre des anomalies positives en Rb, Ce et Sm. De telles caractéristiques indiquent une magmatogenèse impliquant à la fois la présence d'une composante crustale, d'une source mantellique enrichie et d'une fusion partielle plus superficielle, sans grenat au résidu.

Les enclaves de Tré et Gobada présentent des spectres assez comparables, mais plus pauvres en LILE et plus particulièrement en Th mais dont les profils en HSFE et REE sont comparables à ceux des granitoïdes-hôtes. Cela dénote leur nature de magmas hybrides comportant une composante crustale, volumétriquement plus faible que dans les granitoïdes. Ils ne peuvent être considérés comme des représentants de la source mantellique.

Ces interprétations devraient être confortées par un plus grand nombre d'analyses et par une étude isotopique.

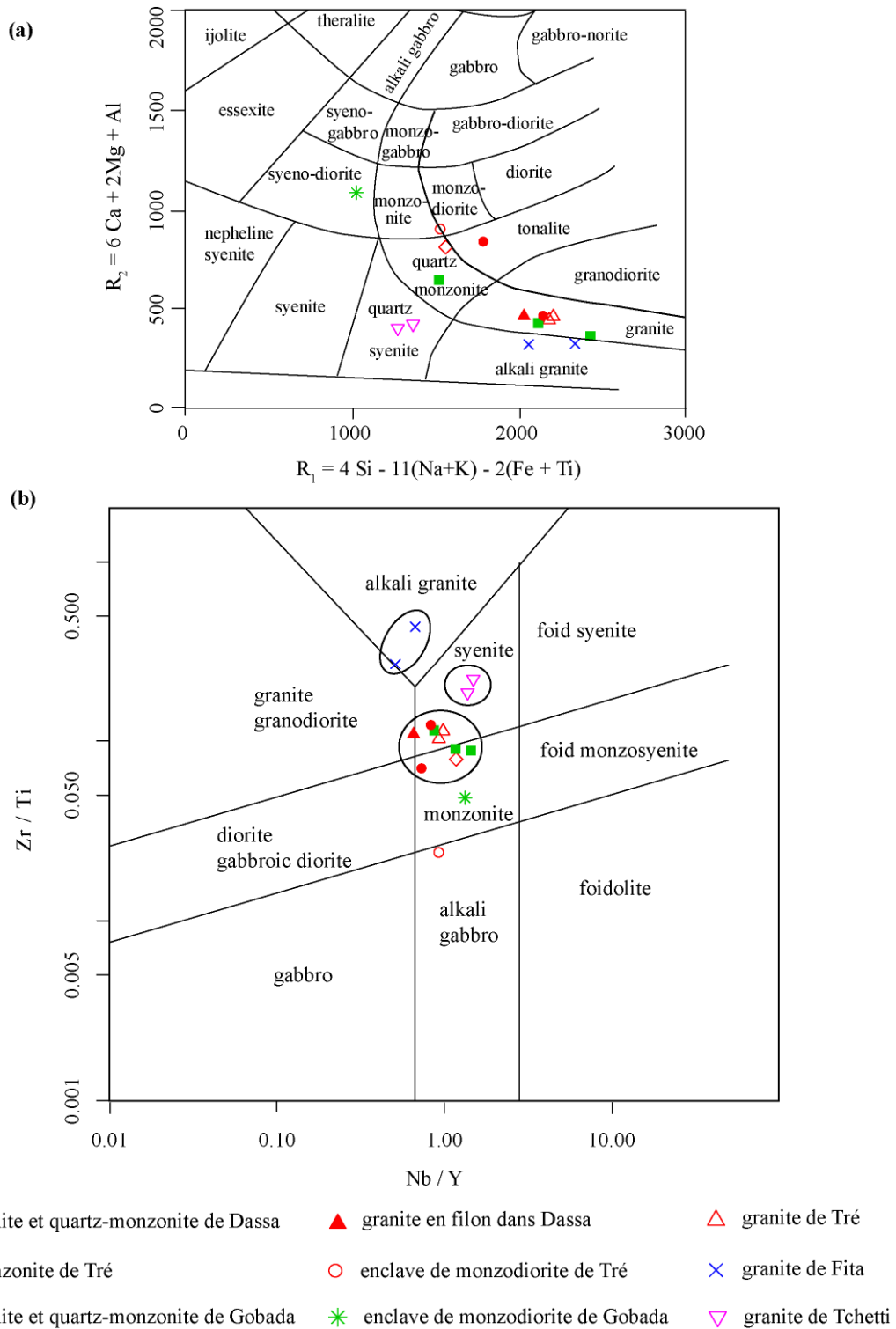
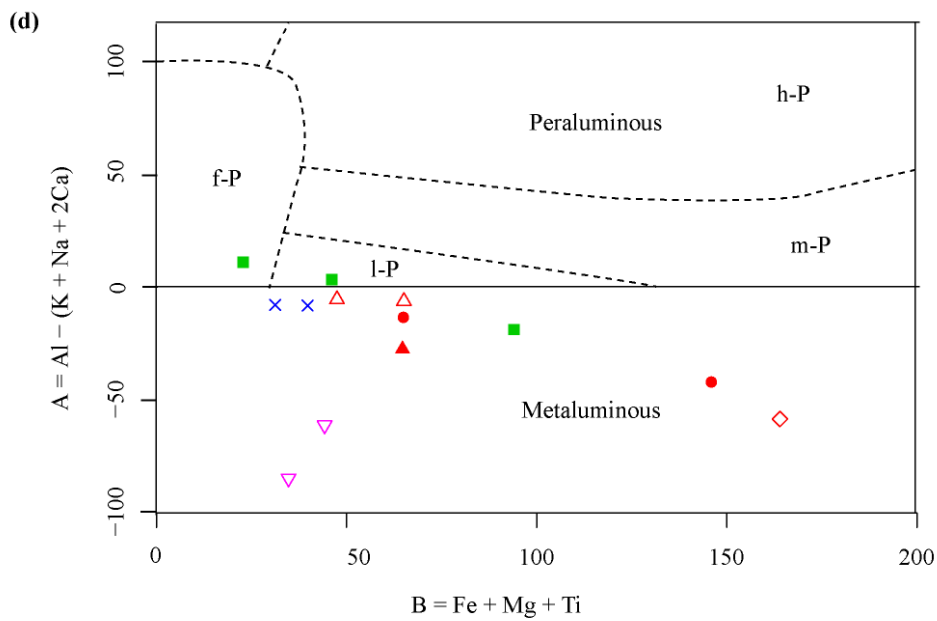
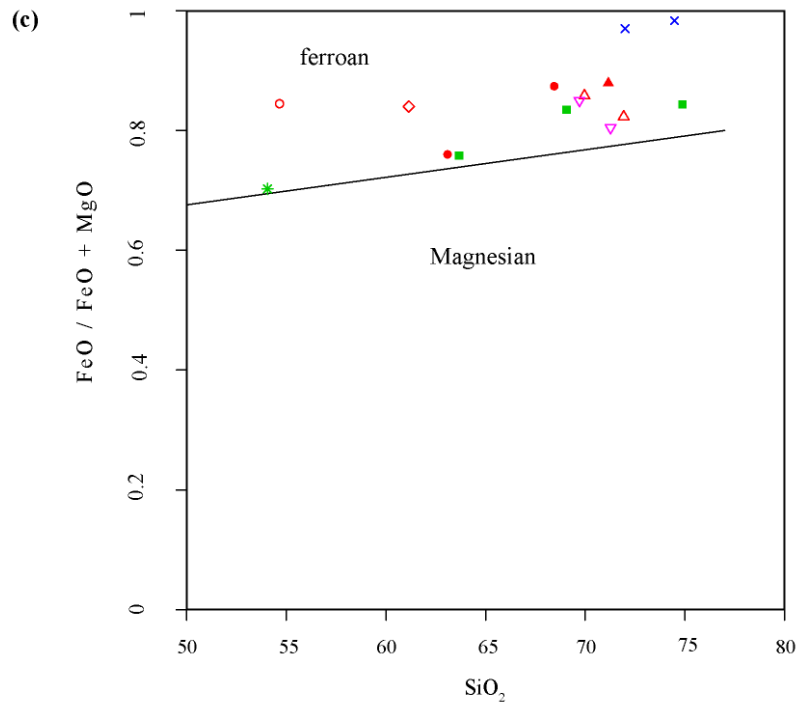


Figure V.6. Diagrammes de classification des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita. a : classification utilisant les paramètres R1 et R2 (d'après de la Roche et al., 1980), calculé sur la base des proportions des éléments en millication ; b : diagramme Nb/Y vs. Zr/Ti modifié d'après Pearce, 1996.



- granite et quartz-monzonite de Dassa ▲ granite en filon dans Dassa △ granite de Tré
- ◇ monzonite de Tré ○ enclave de monzodiorite de Tré × granite de Fita
- granite et quartz-monzonite de Gobada * enclave de monzodiorite de Gobada ▽ granite de Tchetti

Figure V.6 (suite). Diagrammes de classification des granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita (suite). c : diagramme SiO_2 vs. $FeO / (FeO+MgO)$ (d'après Frost et al. 2001) ; d : diagramme B-A (modifié d'après Villaseca et al., 1998), calculé sur la base des proportions des éléments en millication.

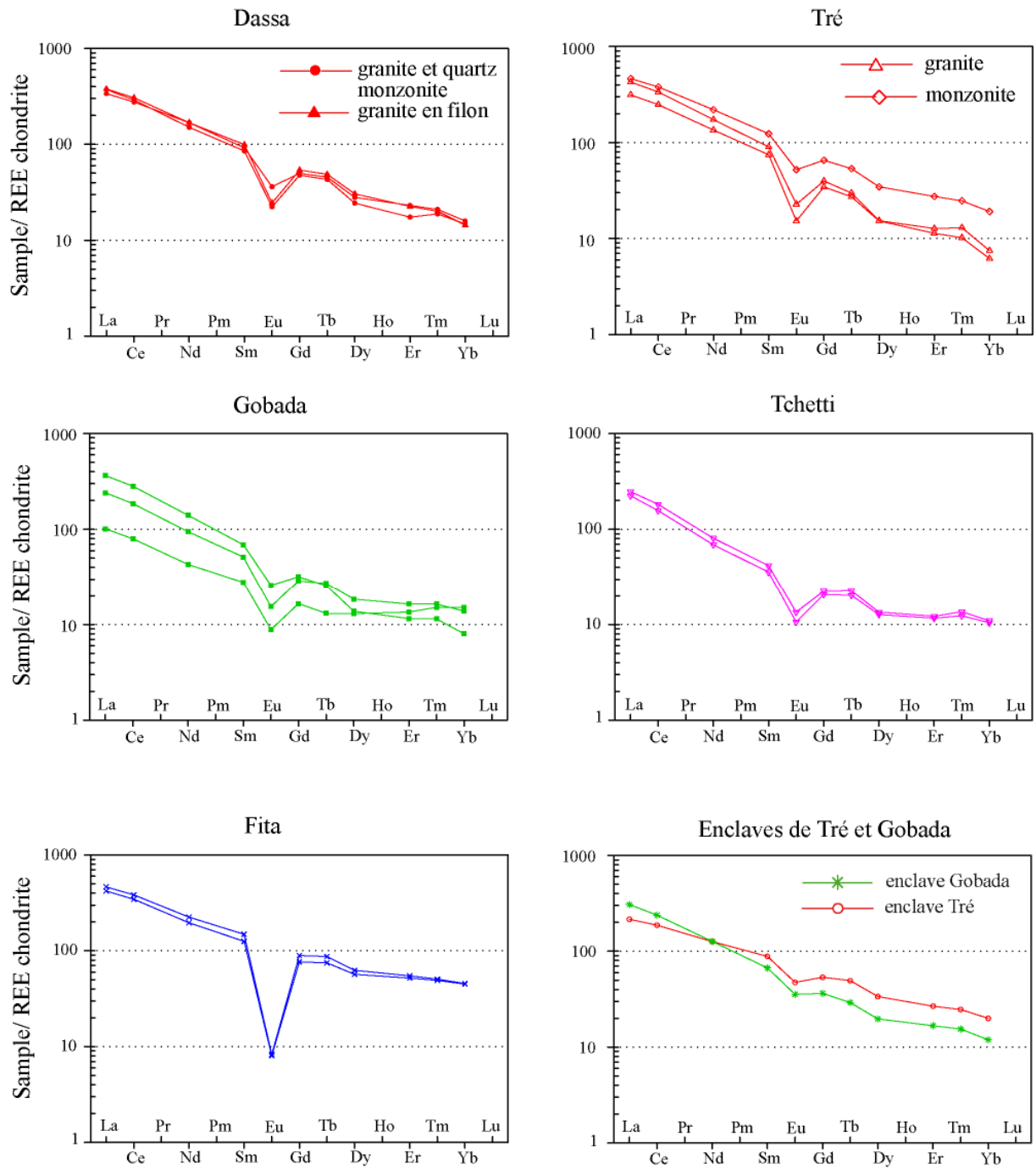


Figure V.7. Spectres des terres rares des granitoïdes ; normalisation aux chondrites (Boynton, 1984).

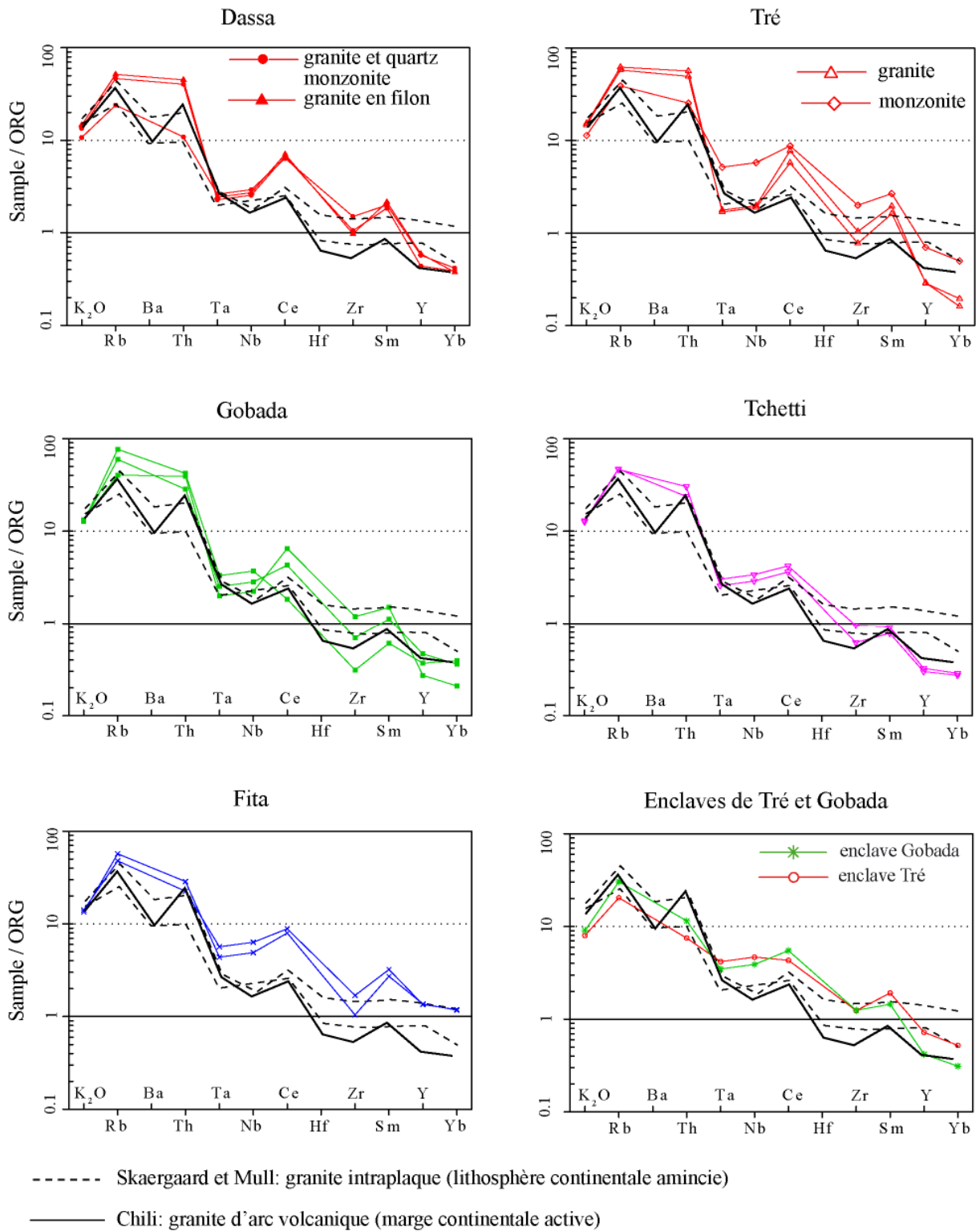


Figure V.8. Diagrammes multi-éléments des granitoïdes ; normalisation aux ORG (Pearce et al., 1984) et comparaison aux spectres de référence (Skaergaard et Mull : granites intraplaques, lithosphère continentale amincie) (Chili : granite d'arc volcanique) (Pearce et al., 1984).

La comparaison des spectres des terres rares étendus aux spectres de références (Pearce et al., 1984) (Fig.V.8) montre que les granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti présentent des analogies avec les granites de marges continentales actives (Chili) par leur teneurs relativement faibles en HFSE (Hf et Zr <1 et Nb légèrement supérieur à 1) et très faibles en HREE. Ces caractères les distinguent du granite de Fita dont les spectres sont très proches des granites générés et mis en place dans un contexte de lithosphère continentale amincie (« attenuated continental lithosphere »). Nous verrons qu'un tel environnement est compatible avec notre interprétation sur l'origine du magmatisme basique et sur le développement du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.

V.3.3. Caractérisation des sources et évolution des magmas

Les projections des ratios d'éléments incompatibles sur les diagrammes binaires (Fig.V.9) sont utilisées pour la recherche de liens génétiques entre les magmas (Rollinson, 1984). Une fusion partielle à la source se traduit dans ces diagrammes par des échantillons répartis le long de droites passant par l'origine du graphe. Par contre des droites ne passant par l'origine traduisent l'évolution de magmas issus de sources multiples et/ou des modalités variables des mélanges magmatiques ou de la contamination crustale.

Le diagramme Zr/Sm vs Zr permet de distinguer 4 droites subparallèles qui passent hors de l'origine et correspondent à 4 valeurs de Zr/Sm différents et à des intrusions distinctes: Tchetti puis Gobada puis Dassa et Tré puis Fita depuis les valeurs les plus élevées de Zr/Sm vers les plus basses. Ceci souligne le caractère chimique spécifique de chacun des magmas parents de ces intrusions. Le diagramme Ta/Tb vs Ta discrimine également les intrusions et confirme, quoique de manière moins nette, leur originalité.

En résumé, les éléments en traces indiquent des magmas parents distincts pour les granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita. Ces magmas résultent du mélange de magmas acide et basique comme souligné antérieurement par les observations pétrographiques et minéralogiques. Une caractérisation plus précise des conditions de la genèse de ces différents magmas (sources, modalités des mélanges, etc...) nécessitera des données complémentaires en particulier isotopiques.

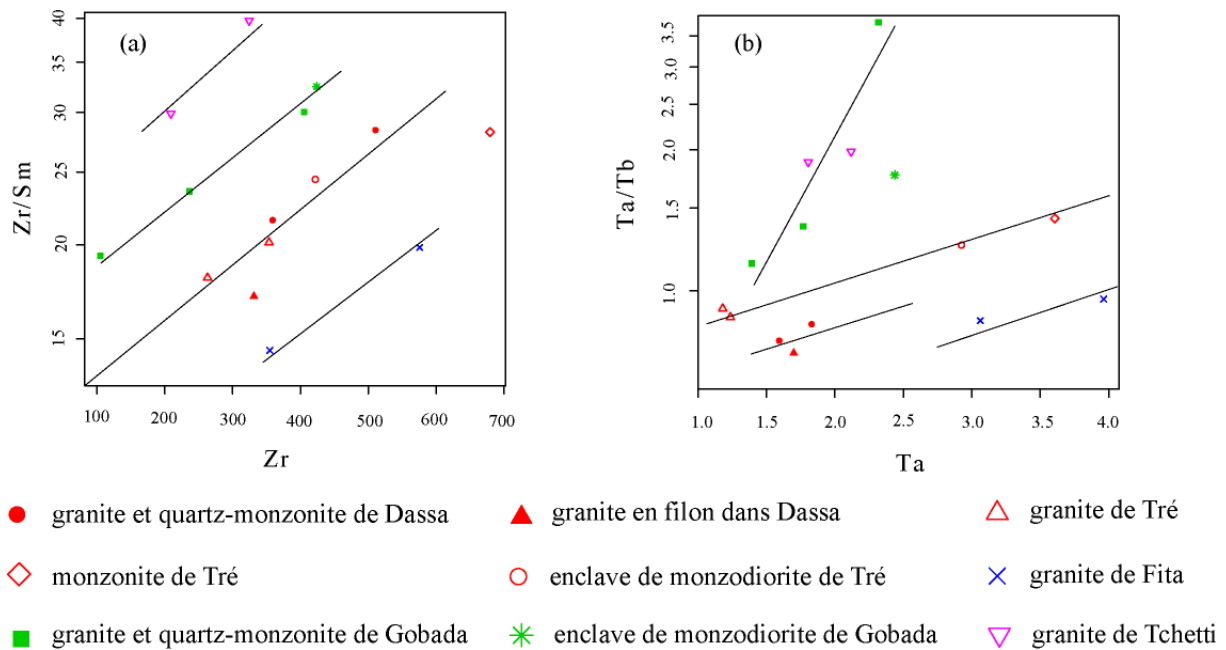


Figure V.9. Diagrammes binaires de projection de quelques paires d'éléments en traces

V.3.4. Détermination du contexte tectonique de mise en place des granitoïdes

Les teneurs en éléments lithophiles (LILE) et en éléments à faible rayon ionique et fort potentiel ionique (HFSE) des granitoïdes varient suivant la source et le contexte tectonique de mise en place des granitoïdes lors d'une orogénèse (Pearce, 1996). En fait, une telle discrimination s'avère souvent peu probante, en particulier pour les magmas issus de processus complexes (sources multiples, mélanges, processus de contamination crustale plus ou moins complexe). De même, les granitoïdes post-collision se différencient difficilement de certains granitoïdes d'arc volcanique et intraplaques (Pearce, 1996). Le diagramme Rb-(Y+Nb) (Fig.V.10) montre assez clairement ces difficultés ; les granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita, se situant aux limites de divers champs. Il souligne toutefois clairement l'importance de la croûte continentale dans la production de ces magmas et il distingue également sans ambiguïté le granite de Fita des autres intrusions par ses teneurs plus élevées en HFSE.

Les analyses des spectres multi-éléments effectuées précédemment soulignaient que les intrusions de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti présentent des analogies avec des granitoïdes mis en place en contexte de marge continentale active. Le granite de Fita a un

spectre comparable aux granites intraplaques mis en place dans une lithosphère continentale amincie.

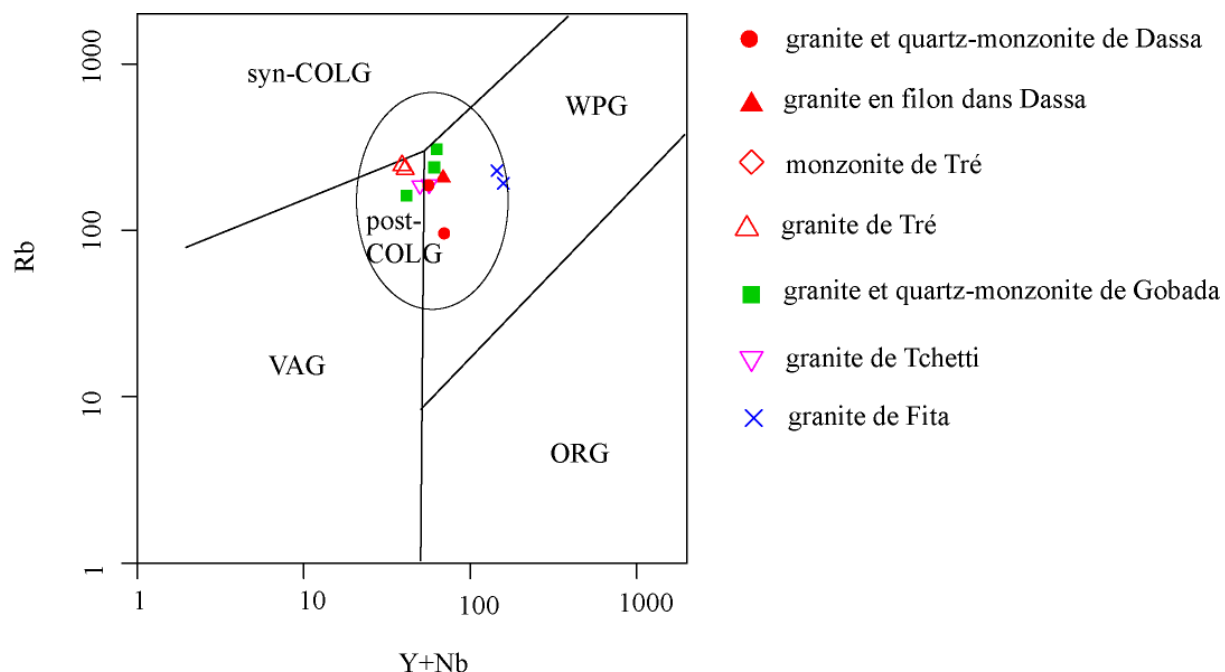


Figure V.10. Diagramme (Y+Nb) vs Rb de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes (d'après Pearce et al., 1984). VAG : granite d'arc volcanique ; syn-COLG, post-COLG : granite syn et post-collision ; WPG : granite intraplaque ; ORG : granite de ride océanique.

V.4. Caractéristiques géochimiques des volcanites et des dolérites

Les résultats des analyses géochimiques des volcanites et de la dolérite du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou sont présentés dans le tableau V.2.

Les échantillons Be07-05, Be05-41b sont des andésites basaltiques et la roche Be07-7b est un terme plus différencié (trachy-andésite). Ces roches sont échantillonnées dans les magmatites basiques du bassin (voir Fig.III.1).

La roche Be07-16 est une dolérite en filon échantillonnée dans le socle sur la bordure occidentale du bassin.

La roche Be07-11 est un trachyte prélevé dans les roches volcaniques acides situées au Nord des magmatites basiques (voir Fig.III.1).

Les roches acides Be07-03, Be07-09 et Be07-10 sont des rhyolites alcalines échantillonnées au sommet des collines de magmatites basiques (pour la Be07-03) et dans le massif rhyolitique situé au Sud des magmatites basiques (voir Fig.III.1).

V.4.1. Distribution des éléments majeurs et en traces

V.4.1.1. Comportement et mobilité post-magmatique des éléments

Nous sommes dans l'impossibilité de procéder à l'évaluation de la mobilité des éléments chimiques à cause du très faible nombre de données et de leur hétérogénéité.

Cependant les descriptions de nos lames minces, tout comme l'étude de Boussari (1975), montrent l'importance des transformations minéralogiques tardi et post-magmatiques associées aux processus de spilitisation et aux recristallisations métamorphiques en facies schistes verts. De ce fait, on peut considérer que l'utilisation des éléments majeurs soit peu pertinente.

V.4.1.2. Caractéristiques chimiques des volcanites acides et basiques

La teneur en SiO_2 des volcanites basiques du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est comprise entre 50 et 51 % (Tableau V.2). Elles sont riches en HFSE (Y, Zr, Nb) et contiennent entre 52 et 64 ppm de Y, 600 et 650 ppm de Zr et 32 et 33 ppm de Nb. La teneur en REE totale est comprise entre 351,4 et 423,3 ppm. La trachy-andésite (Be 07-7b), terme plus différencié avec une teneur plus élevée en SiO_2 (57,07%), ne se distingue pas des autres volcanites basiques par ses teneurs en HFSE et REE.

La dolérite contient 52 % de SiO_2 et renferme des teneurs en Y et Nb comparables à celles des volcanites basiques du bassin. Par contre, elle est plus pauvre en Zr et Nb (474 ppm et 25 ppm) et en REE totales (298,4 ppm) par rapport aux volcanites basiques.

Les roches acides ont des teneurs en SiO_2 qui varient de 70,98 à 74,65% (Tableau V.2). Les rhyolites alcalines sont plus riches en HFSE (Y, Zr, Nb) et en REE que le trachyte. Les teneurs en Y, Zr, Nb sont respectivement comprises entre 107 et 121 ppm, 768 et 1190 ppm, 64 et 79 ppm pour les rhyolites alcalines. Alors que le trachyte renferme seulement 24 ppm de Y, 171 ppm de Zr et 17 ppm de Nb. La somme des REE varie de 682,5 à 793,23 ppm dans les rhyolites alcalines et correspond à 164 ppm dans le trachyte. Cette forte variabilité de composition chimique pourrait témoigner de différentes séries magmatiques au sein des roches volcaniques acides du bassin.

V.4.1.3. Caractérisation des magmas de volcanites basiques et acides et de la dolérite

Le diagramme de classification des roches basé sur les éléments en traces Nb/Y vs Zr/Ti (modifié par [Pearce, 1996](#)) (Fig.V.11a) permet de préciser la nature des roches du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Les andésites basaltiques et trachy-andésites sont à la limite entre le champ des roches sub-alcalines et alcalines. Il en est de même pour le filon doléritique et pour le trachyte. Par contre, les rhyolites sont sans ambiguïté dans le champ des roches alcalines.

En résumé, le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou comprend des roches volcaniques basiques (andésites basaltiques et trachy-andésite) et acides (trachytes) d'affinités sub-alcalines ainsi que des laves acides, plus tardives, (rhyolites) de nature alcaline. Les dolérites qui recoupent les volcanites et dont l'âge ne peut être précisé, semblent également sub-alcalines.

Tableau V.2. Composition chimique des volcanites basiques et acides et de la dolérite ; normalisation des analyses à 100 en en base anhydre. Légende : AB : andésite basaltique ; TA : trachy-andésite ; RA : rhyolite alcaline ; T : trachyte ; D* : dolérite en filon.

Roches Echantillons Type	Volcanites basiques			Volcanites acides				Dolérite
	Be07-05 AB	Be05-41b AB	Be07-07b TA	Be07-03 RA	Be07-10 RA	Be07-09 RA	Be07-11 T	Be07-16 D*
SiO2 (%)	50,13	50,69	57,07	70,98	74,54	74,65	73,52	51,99
TiO2	2,58	2,46	2,00	0,29	0,31	0,30	0,27	2,50
Al2O3	16,02	15,78	14,88	14,10	12,42	12,19	13,73	16,04
Fe2O3	11,58	14,18	9,52	3,00	3,26	3,45	1,73	11,59
MnO	0,17	0,24	0,13	0,05	0,07	0,08	0,03	0,16
MgO	6,12	2,75	4,08	0,31	0,13	0,13	0,54	4,14
CaO	7,45	7,65	5,05	1,02	0,46	0,61	1,69	7,49
Na2O	3,53	2,99	3,42	4,44	3,65	3,57	3,78	3,00
K2O	1,40	2,10	3,07	5,73	5,14	4,99	4,67	2,18
P2O5	1,00	1,15	0,77	0,05	0,00	0,01	0,04	0,88
SUM	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni (ppm)	26	7	36	6	5	6	3	32
Cu	19	21	22	0	0	0	0	22
Zn	137	172	118	145	156	158	32	120
Ga	19	28	16	30	24	25	15	19
Rb	37	46	88	146	164	145	175	49
Sr	528	623	361	31	23	21	142	506
Y	52	64	44	121	107	109	24	46
Zr	600	650	582	768	1186	1190	171	474
Nb	32	33	33	79	64	74	17	25
Ta	2	2	2	5	4	5	1	2
Pb	14	14	12	34	24	28	27	11
Sn	0	0	0	2	1	3	0	0
Th	4	6	7	22	22	22	23	3
U	0	2	2	4	3	4	10	0
La(ppm)	67,92	80,94	76,11	175,12	143,20	142,73	38,64	57,40
Ce	154,24	185,53	167,56	364,91	311,30	312,40	75,34	130,01
Nd	76,41	91,49	78,67	151,15	132,16	132,00	28,63	64,00
Sm	15,20	18,58	14,91	28,20	25,95	25,77	5,59	13,29
Eu	3,20	4,70	2,76	0,79	0,91	0,94	0,63	2,93
Gd	12,96	16,19	12,04	23,86	22,41	22,52	4,81	11,57
Tb	2,06	2,64	1,88	4,12	3,99	3,91	0,84	1,89
Dy	9,74	11,83	8,38	20,78	19,05	19,09	4,14	8,35
Er	5,21	6,36	4,12	12,18	12,00	11,72	2,55	4,76
Tm	0,68	0,80	0,55	1,71	1,61	1,62	0,39	0,63
Yb	3,76	4,25	2,87	10,41	9,91	10,18	2,44	3,62
LaN/YbN	12,16	12,85	17,88	11,34	9,74	9,45	10,66	10,70
LaN/SmN	2,81	2,74	3,21	3,90	3,47	3,48	4,35	2,71
ΣREE	351,37	423,30	369,84	793,23	682,48	682,85	164,01	298,45

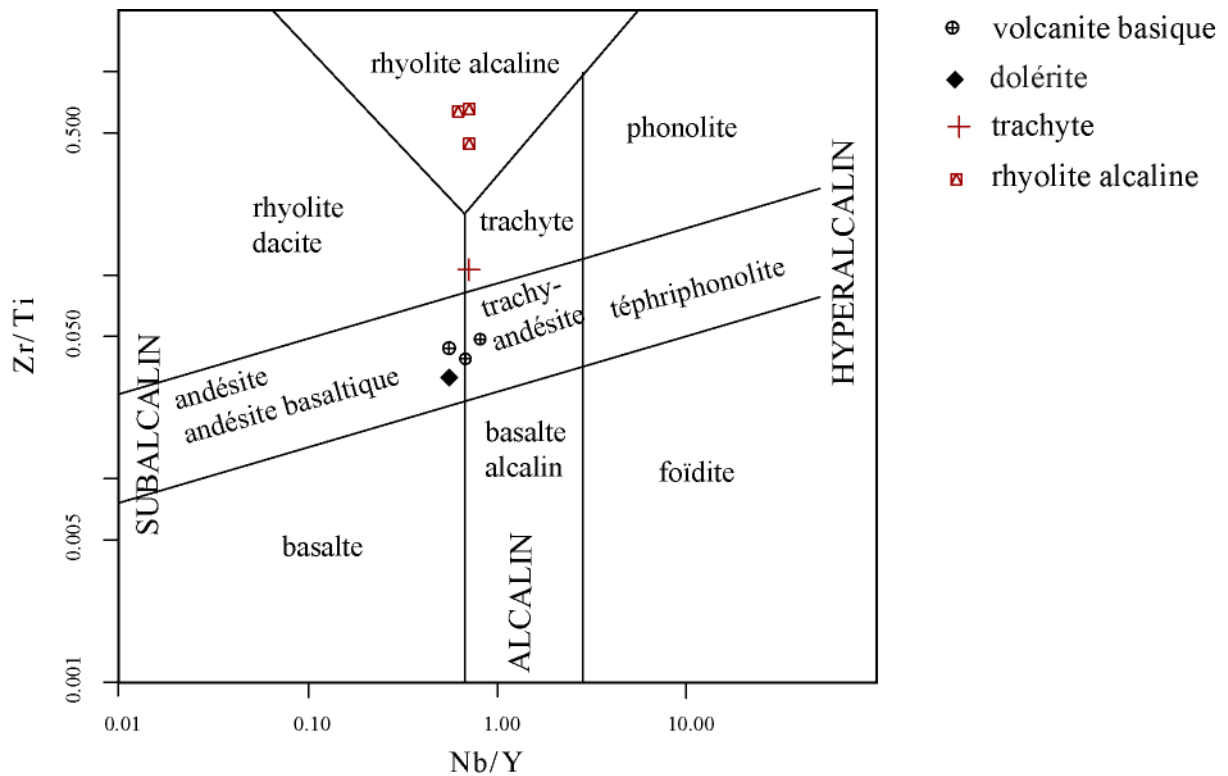


Figure V.11. Diagramme de classification Nb/Y - Zr/Ti (modifié par Pearce, 1996) des roches du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.

V.4.2. Spectres de terres rares et diagrammes multi-éléments

V.4.2.1. Roches basiques

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites des volcanites basiques (Fig.V.12a) attestent de la grande richesse en REE de ces roches. Ils montrent également une pente négative régulière caractérisée par un enrichissement en LREE (200 x chondrites) par rapport aux HREE (20 x chondrites) ($LaN/YbN = 10,70-17,89$). L'anomalie négative en Eu est très faible ($Eu/Eu^* = 0,63-0,83$).

Les spectres multi-éléments normalisés aux N-MORB des volcanites basiques (andésites basaltiques et trachy-andésite) (Fig.V.12b) montrent une pente fortement négative caractérisée par un fort enrichissement en LILE et HFSE par rapport aux MORBs. Seules les HREE possèdent des teneurs comparables aux tholéiites océaniques. Les roches présentent des anomalies négatives en Nb, Sr, P et Ti.

Par leurs teneurs élevées en HFSE et en LREE et leurs spectres REE rectilignes et leur faible anomalie négative en Eu, les volcanites basiques de Idaho-Mahou présentent de fortes affinités avec les basaltes intraplaque, tholéitiques ou alcalins, (cf. Wilson M., 1991, Pearce, 1996). L'enrichissement important Th et Nb peut témoigner d'une contamination crustale alors que les fortes teneurs en LREE et HFSE sont symptomatiques d'une source mantellique enrichie et / ou d'un faible degré de fusion partielle (Pearce, 2008). Enfin des HREE voisines de valeurs de normalisation impliquent l'absence de grenat au résidu et une fusion partielle à basse pression.

La dolérite présente un spectre des terres rares normalisées aux chondrites et un profil multi-éléments normalisés aux N-MORB (Fig.V.12c) comparables à ceux des volcanites basiques du bassin. Ses teneurs en HREE sont élevées (20 x chondrites). L'anomalie négative en Eu est très faible.

La dolérite se caractérise également par des spectres multi-éléments à pente négative, un enrichissement en LILE et HFSE par rapport aux N-MORB (Fig.V.12d). Ces caractères suggèrent également que la dolérite présente une affinité tholéitique, à l'instar des volcanites basiques du bassin.

V.4.2.2. Volcanites acides

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites des rhyolites (Fig.V.12e) présentent une pente négative et légèrement concave au niveau des HREE et une anomalie négative prononcée en Eu ($Eu/Eu^* = 0,09-0,11$). Par leur richesse en REE et l'allure de leur spectre, les rhyolites sont comparables aux roches différenciées de séries alcalines.

Les spectres des terres rares étendus des rhyolites normalisées aux ORG (Fig.V.12f) présentent une pente négative caractérisée par un enrichissement en LILE par rapport aux HFSE et des anomalies positive en Ce et faiblement négative en Nb-Ta (cette anomalie est faible, elle est accentuée graphiquement par l'anomalie positive en Ce voisine). Ces roches présentent des teneurs beaucoup plus élevées que les ORG pour les LILE (60 fois) et les LREE (10 fois) et des valeurs comparables en HREE. Elles sont issues d'un manteau enrichi et d'une composante crustale significative.

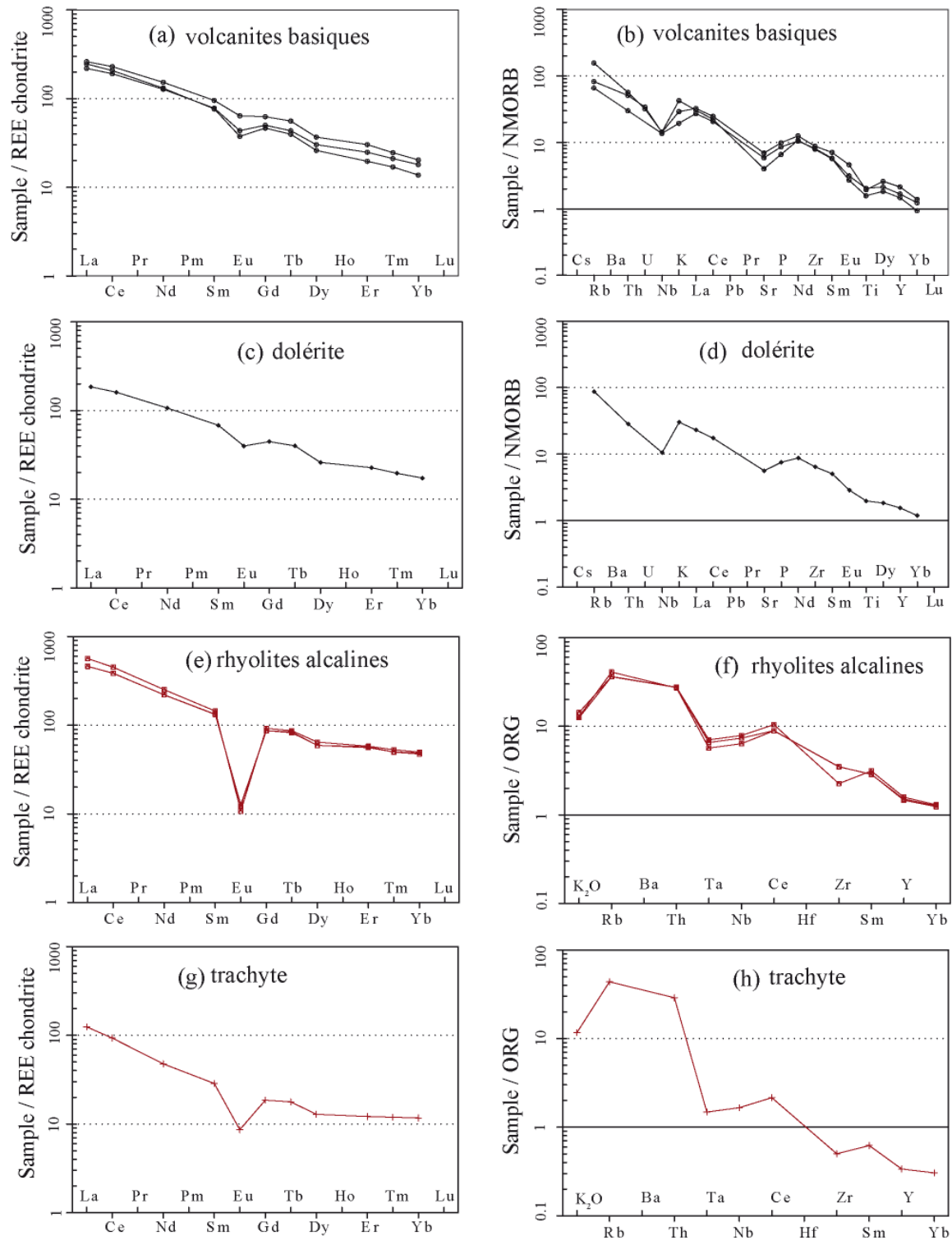


Figure V.12. Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments des roches volcaniques basiques (a, b), de la dolérite (c, d), des rhyolites alcalines (e, f) et du trachyte (g, h) ; normalisation aux N-MORB (Sun and McDonough, 1989) pour les volcanites basiques et aux ORG (Pearce et al., 1984) pour les volcanites acides ; normalisation des terres rares aux chondrites (Boynon, 1984).

Le trachyte présente un spectre de terres rares d'allure comparable à celle des rhyolites alcalines (Fig.V.12g). Cependant, il se distingue nettement des rhyolites alcalines par ses teneurs beaucoup plus faibles en HFSE et en REE (Fig.V.12g, h). Le degré de fractionnement des REE est faible ($(La/Yb)_N = 9,46-11,35$). L'anomalie négative en Eu est moins prononcée $Eu/Eu^* = 0,37$. Ces caractéristiques semblent indiquer des sources différentes de celles des rhyolites alcalines avec une composante crustale importante (richesse en éléments lithophiles Rb, Ba, Th, Ce) et une pauvreté en HREE (présence de grenat au résidu).

V.4.3. Détermination du contexte tectonique de mise en place des volcanites basiques et de la dolérite

La Figure V.13 montre la superposition du spectre des terres rares normalisés aux chondrites des andésites basaltiques et trachy-andésites et de la dolérite du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou dans la gamme des spectres des terres rares des basaltes tholéiitiques continentaux de Columbia River (d'après Wilson, 1991). Le diagramme (Fig.V.13a) montre que les andésites basaltiques et trachy-andésites du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou présentent des spectres comparables à ceux basaltes tholéiitiques continentaux mais leur pente est légèrement plus forte que celle des basaltes tholéiitiques continentaux de Columbia River. Ceci indique que les roches basaltiques du bassin de Idaho-Mahou pourraient s'être mises en place dans un contexte continental en extension.

Le spectre de la dolérite en filon qui recoupe les volcanites basiques et acides se situe également dans la gamme des spectres des basaltes tholéiitiques (Fig.V.13b); ceci suggère également une mise en place des dolérites dans un domaine continental.

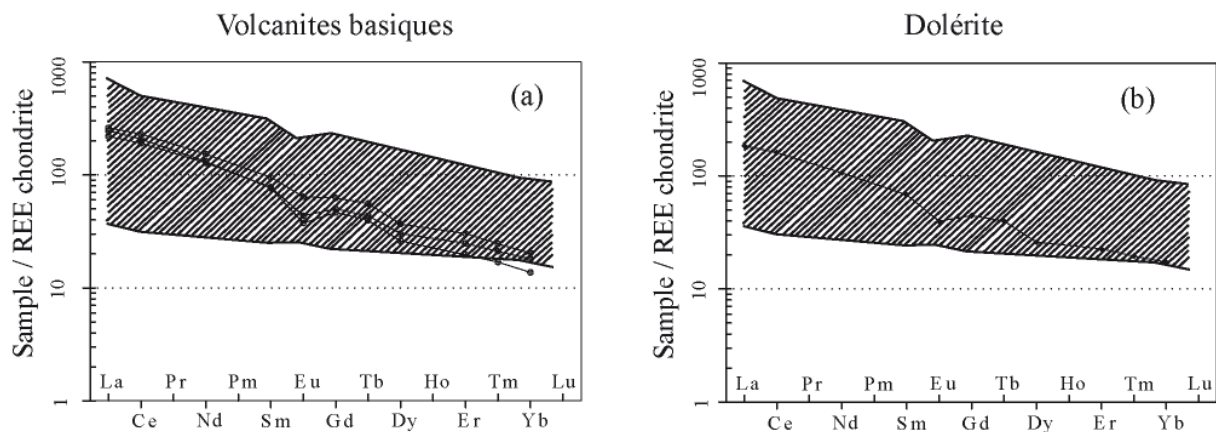


Figure V.13. Profils des terres rares normalisées aux chondrites des volcanites basiques et de la dolérite de Idaho-Mahou dans la gamme des spectres des basaltes tholéitiques continentaux de Columbia River d'après Wilson (1991); les spectres des volcanites basiques de Idaho-Mahou et la dolérite sont dans le champ des basaltes tholéitiques continentaux.

V.5. Comparaison de la chimie des magmas plutoniques et volcaniques

Les teneurs en éléments en traces des granitoïdes des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita et des volcanites acides et basiques du bassin de Idaho-Mahou sont comparées pour rechercher l'existence éventuelle de liens génétiques entre les magmas plutoniques et volcaniques mis en place dans la zone de cisaillement de Kandi (Fig.V.14 et 15).

Le diagramme Nb/Y - Zr/Ti (Fig.V.14) montre que les plutonites et les volcanites possèdent des caractères chimiques assez proches et des rapports Nb/Y voisins de 1 témoignant de séries magmatiques saturées. Plus précisément, le granite de Fita présente une composition chimique similaire à celles des rhyolites alcalines du bassin alors que les granitoïdes de Dassa, Tré et Gobada sont chimiquement plus proches du trachyte du bassin. Ces rapprochements sont confortés par les profils des terres rares normalisées aux chondrites et les spectres multi-éléments (Fig.V.15) : distributions semblables pour les granitoïdes de Tchetti - Gobada - Tré et le trachyte de Idaho-Mahou (Fig.V.15a), ainsi que pour le granite de Fita et les rhyolites alcalines du bassin (Fig.V.15c).

De même, on notera la forte analogie de composition entre les enclaves mafiques microgrenues des granitoïdes de Tré et Gobada et les andésites basaltiques et trachy-andésites du bassin (Fig.V.15b).

En résumé, les données géochimiques actuelles suggèrent l'existence d'une part de deux suites magmatiques respectivement sub-alcalines et alcalines et d'autre part d'un co-génétilisme possible entre les intrusions de Tré, Gobada et Tchetti et le volcanisme acide trachytique sub-alcalin et basique du bassin et entre le pluton de Fita et les volcanites alcalines du bassin. Ce résultat sera discuté plus largement en intégrant les données de terrain ainsi que les datations de ces magmatites afin de préciser si un même contexte tectonique de mise en place peut être envisagé pour les granitoïdes de Gobada, Tchetti, Fita et Tré et les volcanites du bassin volcano-sédimentaire dans la zone de cisaillement de Kandi.

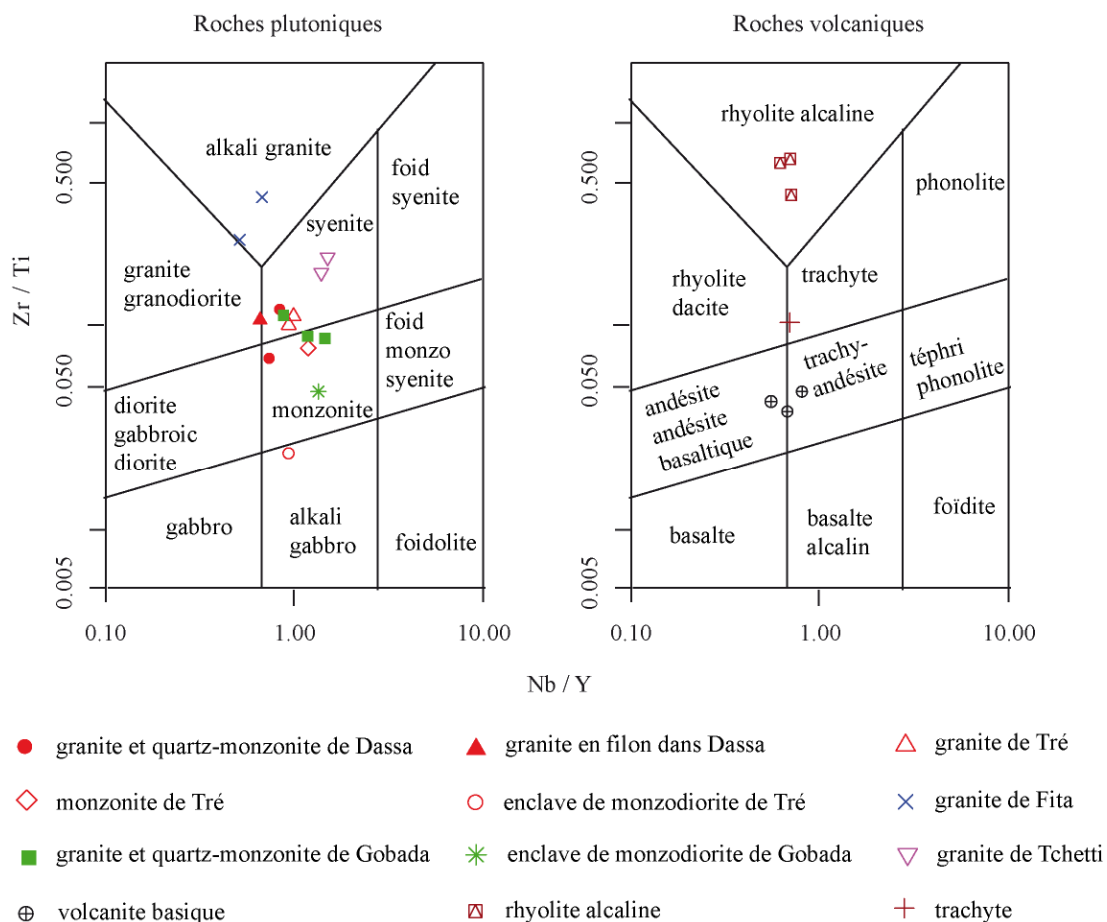
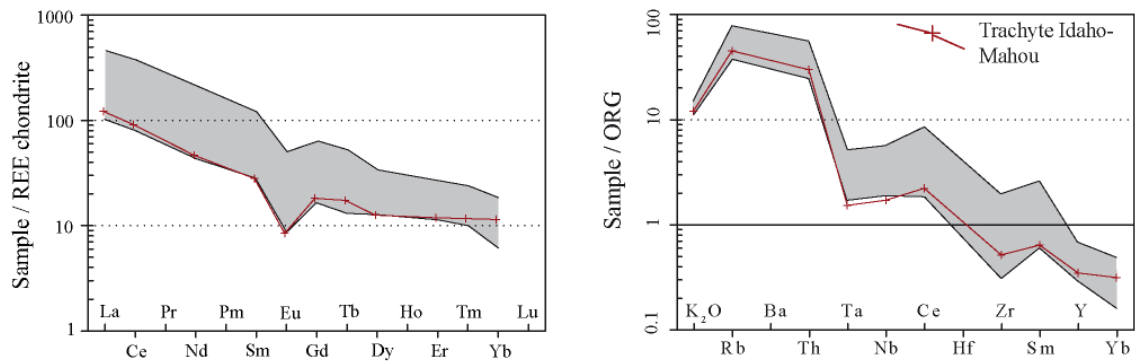
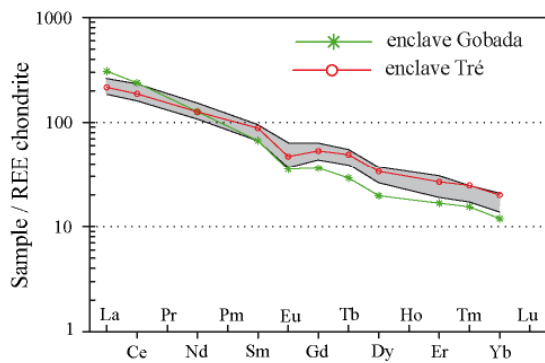


Figure V.14. Comparaison des granitoïdes et des volcanites dans le diagramme Nb / Y vs Zr / Ti (modifié d'après Pearce, 1996).

a- Gamme des spectres des granitoïdes de Gobada, Tré, Tchetti et spectre du trachyte de Idaho-Mahou



b- Spectre des enclaves de Tré et Gobada dans la gamme des spectres des volcanites basiques de Idaho-Mahou



c- Granite de Fita et rhyolite alcaline de Idaho-Mahou

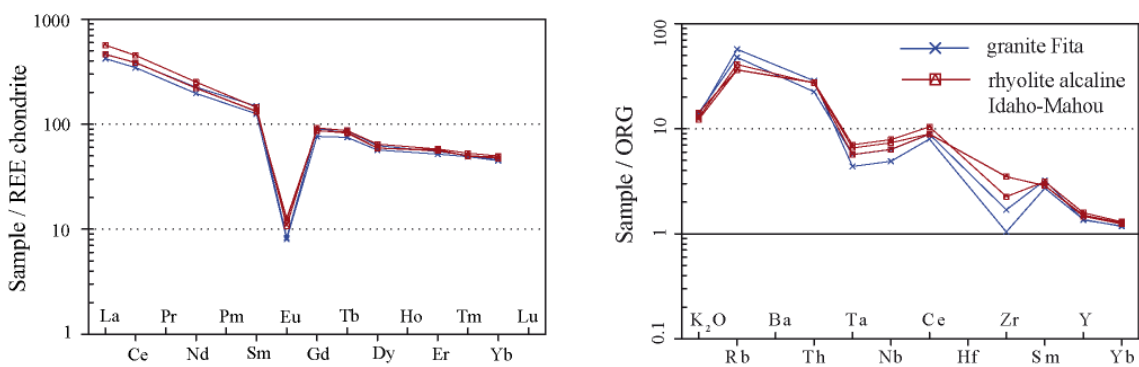


Figure V.15. Diagrammes des terres rares et multi-éléments comparés des granitoïdes et volcanites du bassin de Idaho-Mahou ; normalisation aux chondrites (Boynton, 1984) et normalisation aux ORG (Pearce et al., 1984).

V.6. Synthèse

L'étude géochimique montre que les granitoïdes de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin sont ferreux, métalumineux à faiblement peralumineux. Les études chimiques des minéraux et roches totales indiquent que les granitoïdes de Dassa, Tré, Gobada et Tchetti sont calco-alcalins avec une forte teneur en K_2O (High-K calc-alkaline). Ces granitoïdes présentent une affinité vers le pôle alcalin qui est plus marquée pour Tchetti, Gobada et Tré que pour Dassa. Les teneurs en éléments LILE, HFSE et REE indiquent que les magmas de ces granitoïdes comportent une composante crustale et une composante mantellique appauvrie avec la présence de grenat au résidu.

Le granite de Fita, spatialement associé au bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou, se distingue des autres par sa nature franchement alcaline. Il dérive de la fusion de la croûte et d'un manteau enrichi.

Les volcanites basiques du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou présentent une forte affinité avec les roches des séries tholéïtiques. Ces magmas dérivent de la fusion d'un manteau appauvri ou d'un manteau enrichi avec un faible taux de fusion partielle et ses teneurs en LILE élevées pourraient être indicatives soit d'une source mantellique et / ou d'une contamination crustale.

Les volcanites acides du bassin sont sub-alcalines (trachytes) et alcalines (rhyolites alcalines). Les teneurs en LILE, HSFE et REE indiquent des sources différentes pour le trachyte et les rhyolites alcalines. Le trachyte dérive d'un manteau appauvri avec la présence de grenat à la source alors que les rhyolites alcalines proviennent d'un manteau enrichi. La composante crustale est significative pour les deux types de magmas.

La dolérite en filon dans le socle et le bassin présente une affinité avec les roches de la série tholéïtique. Elle dérive de la fusion d'un manteau enrichi et sa teneur en LILE élevée pourrait être le reflet de cette source mantellique enrichie et/ou d'une contamination crustale.

Toutefois, ces résultats sur l'origine des magmas des granitoïdes, des volcanites et des dolérites devront être vérifiés ultérieurement par la géochimie isotopique.

Le granite de Fita présente une forte analogie avec les granitoïdes mis en place en contexte intraplaque dans une croûte lithosphérique amincie. De même, les volcanites basaltiques du bassin de Idaho-Mahou semblent s'être mis en place dans un contexte

continental. Ce qui est compatible avec l'ouverture de bassins en contexte tectonique décrochant.

Nos résultats mettent donc en évidence un cogénéisme plutonisme-volcanisme dans la zone de cisaillement. Ce cogénéisme s'observe entre les magmas subalcalins de Tré, Gobada et Tchetti et le trachyte et les andésites basaltiques du bassin d'une part et le granite de Fita et les rhyolites alcalines d'autre part.

Ce qui apparaît également particulièrement intéressant dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin est la présence d'activités plutoniques et volcaniques synchrones et la succession sub-alcalin-alcalin traduite aussi bien dans les activités plutoniques que volcaniques. Cette succession de magmas calco-alcalin - alcalin est bien connue notamment dans l'Adrar des Iforas (Mali) (Bonin, 1990 ; Black et al., 1993). Cette chaîne panafricaine, qui résulte de la collision entre la marge passive du craton ouest-africain et la marge continentale active à l'Est, est un segment plus septentrional de notre secteur d'étude. Elle montre des plutons calco-alcalins et alcalins traduisant une évolution du contexte géodynamique. D'abord, les plutons calco-alcalins à faible teneur en K_2O se sont mis en place dans un arc insulaire et / ou dans la marge active au cours de la subduction. Puis, au cours de la collision, les teneurs en K_2O sont plus élevées dans les magmas calco-alcalins. Enfin, après la collision, et durant les mouvements décrochants, les magmas alcalins volcaniques et plutoniques se sont exprimés.

Les filons de dolérite recoupant le socle et les volcanites basiques et acides et les sédiments du bassin, présentent une affinité aux roches tholéitiques et ils se sont mis en place en contexte continental en extension. L'âge de cette mise en place demeure inconnu et des datations radiométriques Ar-Ar sur amphiboles pourraient être envisagées.

Toutes ces interprétations ne sont que provisoires du fait d'un nombre d'analyses largement insuffisant et la caractérisation plus approfondie des sources et des modalités de mélanges magmatiques nécessite un recours à la géochimie isotopique.

CHAPITRE VI : CHRONOLOGIE DE LA DEFORMATION ET DU MAGMATISME DANS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE KANDI: DATATION U- Pb SUR ZIRCONS

VI.1. Localisation des échantillons et technique de mesure

Les échantillons sélectionnés pour les datations proviennent de l'encaissant métamorphique, des granitoïdes et des rhyolites de la zone de cisaillement (Fig.VI.1). Dans l'encaissant métamorphique, les datations ont été effectuées sur les zircons des granulites de Savalou et des gneiss à amphibole et biotite situés à l'Est des granulites. Les zircons des intrusions de Dassa, Tré, Gobada, Tchetti et Fita ont été datés de même que les zircons des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.

Les zircons analysés sont les fractions amagnétiques issues de séparation à la liqueur dense (diiodométhane) puis au séparateur magnétique Franz. Les zircons amagnétiques sont montés dans la résine époxy, leur surface est abrasée puis polie et enfin ils sont imagés en cathodoluminescence au microscope électronique à balayage. Les analyses U-Th-Pb des zircons ont été effectuées, en collaboration avec J.-L. Paquette, par ablation laser couplé à un spectromètre à source plasma (LA-ICPMS) au Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand (France). La taille du spot utilisée pour la datation des zircons est de 26 μm , la fréquence du laser est de 3 Hz et la fluence sur l'échantillon de 9J/cm². Les âges et les diagrammes ont été générés par le programme Isoplot/Ex v. 2.9 (Ludwig, 2001). Les concentrations U-Th-Pb ont été calibrées en utilisant le zircon standard GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Les résultats analytiques sont présentés à l'annexe 3. Les marges d'erreur sur les analyses et les âges moyens sont à 2 σ .

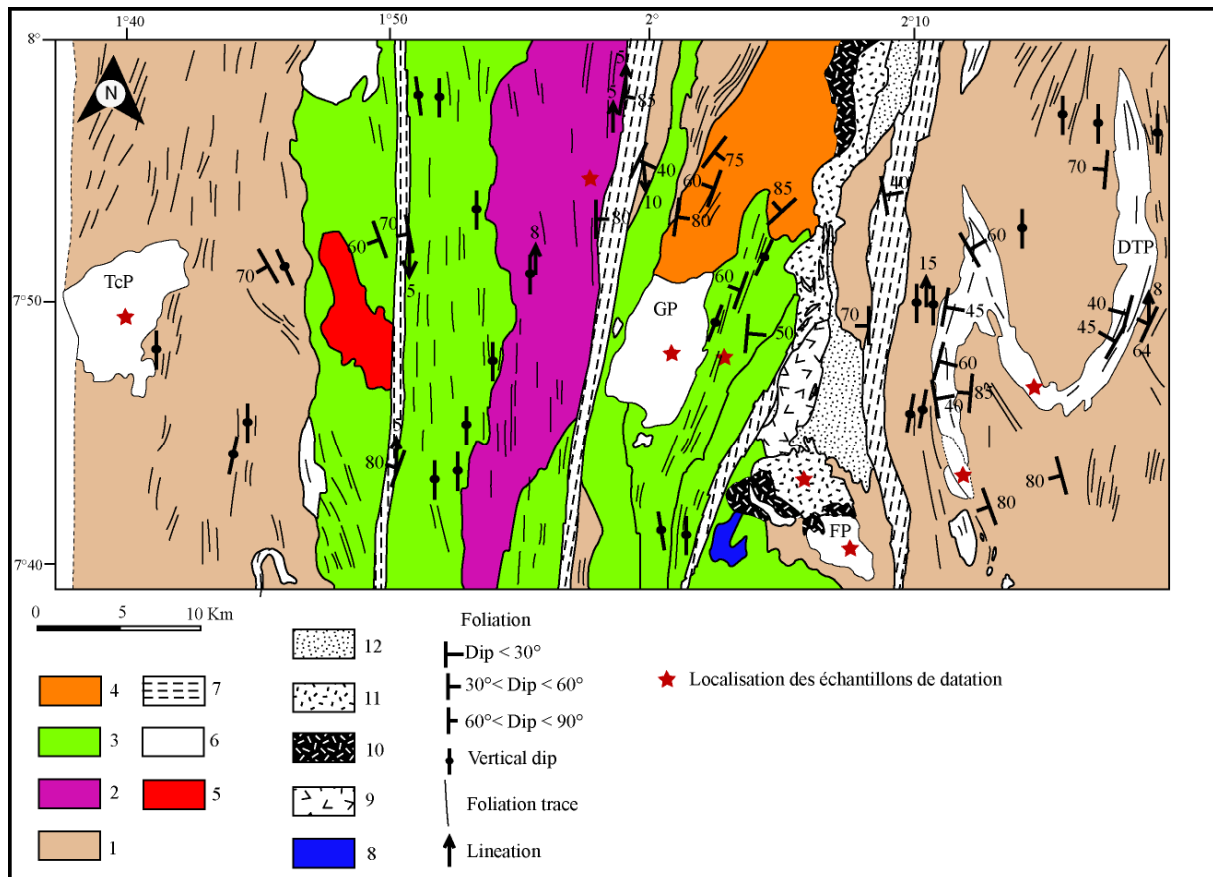


Figure VI.1. Carte géologique et structurale de la zone d'étude montrant la localisation des échantillons datés par U-Pb sur zircons. 1 : gneiss migmatitiques ; 2 : granulites ; 3, 4 : gneiss du faciès amphibolite (3 : gneiss à amphibole - biotite décrit dans la présente étude et autres gneiss aplitique à grenat, gneiss alcalin à biotite, gneiss alcalin à pyroxène - amphibole - épidotes, gneiss à amphiboles massifs décrits par Breda, 1989 ; 4 : gneiss alumineux à biotite - grenat - sillimanite - cordiérite); 5 : charnockite ; 6 : granitoïdes ; 7 : bandes de tectonites de basse température (mylonites de basse température et cataclasites) ; 8 : metabasite ; 9 : magmatites basiques; 10 : microgranites ; 11 : rhyolites ; 12 : sédiments ; plutons de Dassa et Tré (DTP), Fita (FP), Gobada (GP) et Tchetti (TcP).

VI.2. Résultats des datations U-Pb sur zircon

VI.2.1. Les granulites de Savalou

Les images en cathodoluminescence de quelques grains de zircon analysés sont présentées à la figure VI.2 (a, b, c et d). Les zircons sont allongés et de taille variant entre 200 et 300 μm . Ils sont sub-automorphes et présentent cependant des bordures de grains arrondies qui indiquent une corrosion au cours d'un évènement métamorphique. Les grains présentent une zonation interne caractéristique de croissance magmatique. Ces caractères suggèrent donc des zircons magmatiques ayant subi un évènement métamorphique.

Vingt-six analyses ont été effectuées sur seize grains de zircon (Tableau 1 de l'annexe 3). Les analyses des zircons indiquent des cœurs magmatiques caractérisés par des rapports Th/U élevés qui varient de 0,17 à 0,52 et des bordures caractérisées par des rapports Th/U très faibles de 0,02 à 0,08. Les analyses des cœurs des zircons fournissent une moyenne d'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2091 \pm 14\text{Ma}$ (MSWD = 0,92) (Fig.VI.3) qui représenterait l'âge de cristallisation magmatique. Les analyses des bordures donnent une moyenne d'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2057 \pm 8\text{Ma}$ (MSWD = 0,91) (Fig.VI.3) qui correspondrait à la recristallisation métamorphique en faciès granulite.

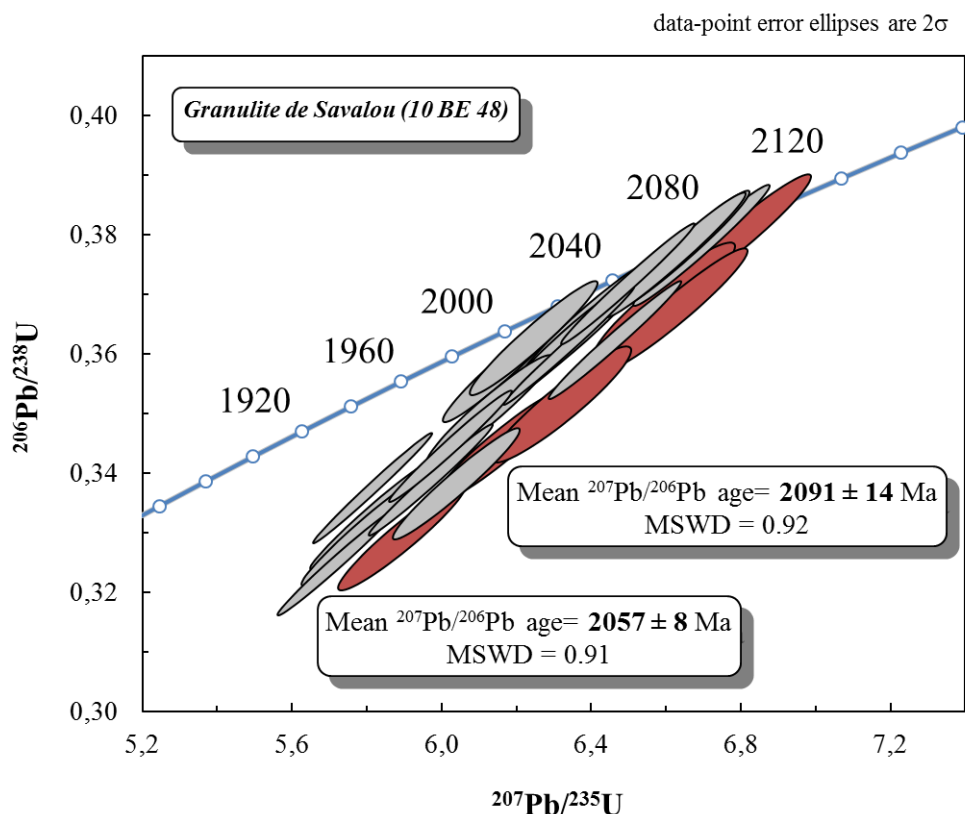


Figure VI.3. Diagramme Concordia des zircons des granulites de Savalou. Les analyses des cœurs magmatiques des zircons sont en rouge et des bordures métamorphiques en gris.

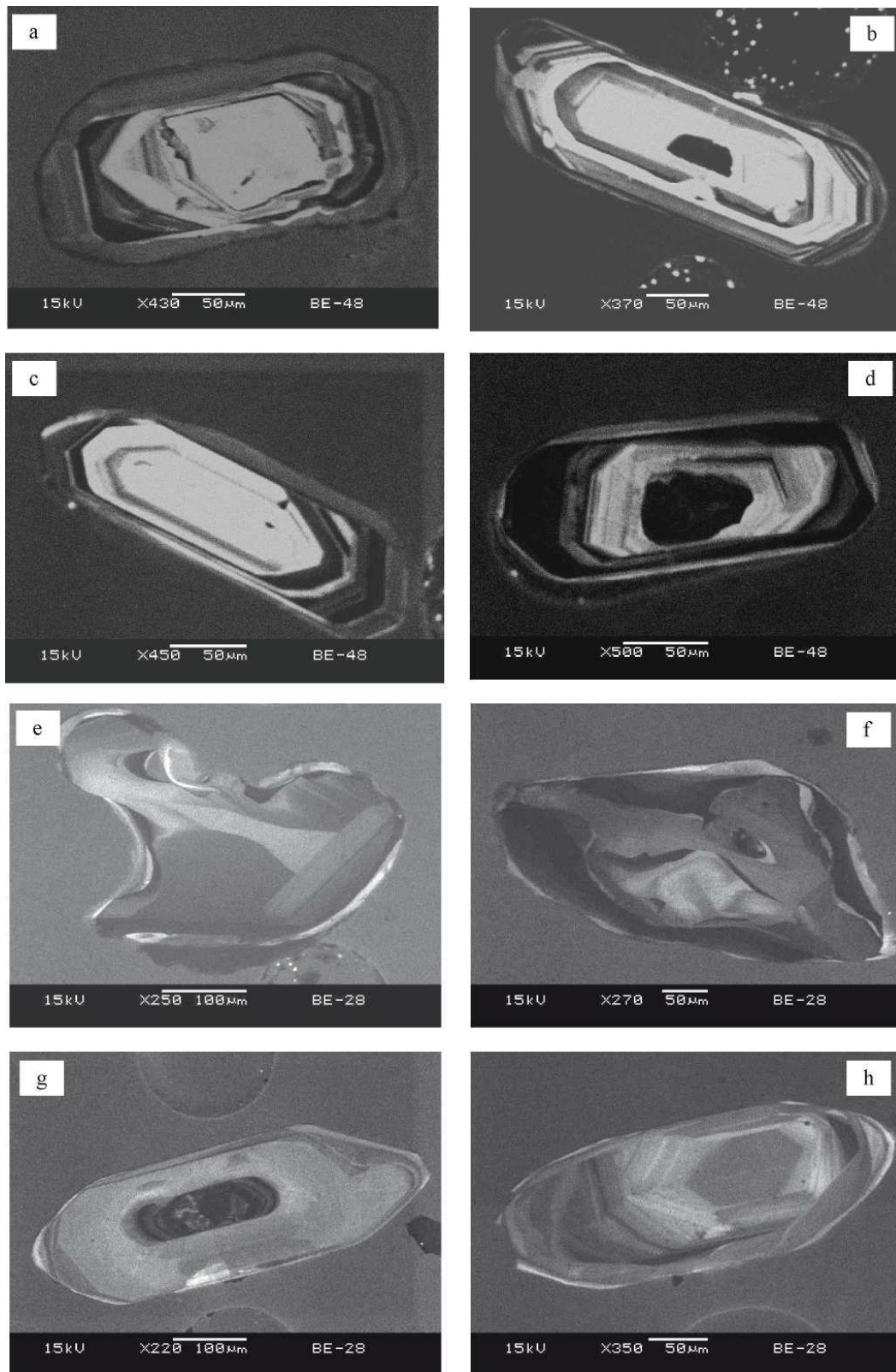


Figure VI.2. Images en cathodoluminescence des zircons des granulites de Savalou (a, b, c, d) et des gneiss à amphibole et biotite (e, f, g, h).

VI.2.2. Les gneiss à amphibole et biotite

La Figure VI.2 (e, f, g et h) présente les images d'une fraction des grains de zircons analysés dans les gneiss à amphibole et biotite qui affleurent à l'Est des granulites de Savalou. La taille des grains de zircon est comprise entre 200 et 300 μm . Les images en cathodoluminescence montrent deux types de zircons : des zircons sub-automorphes présentant des bordures arrondies et des zonations (Fig. VII.2g et h) et d'autres grains corrodés et montrant des structures internes nébulitiques (Fig.VI.2 e, f) qui sont symptomatiques de recristallisation en présence de fluides.

Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau 2 de l'annexe 3. Vingt-huit analyses ont été effectuées sur 25 grains de zircon de cet échantillon. Les rapports Th/U sont élevés et varient de 0,30 à 1,10 à l'exception de deux analyses qui indiquent des valeurs beaucoup plus faibles de 0,04 à 0,06. Les rapports Th/U ne montrent pas de distribution ordonnée particulière entre le cœur et la bordure des zircons. De même, ces rapports sont identiques dans les deux types de zircons, sub-automorphes et fortement corrodés. L'âge obtenu par intercept supérieur des analyses alignées suivant la Discordia est de $606 \pm 5 \text{ Ma}$ (MSWD = 2,2) (Fig.VI.4). Cet âge est interprété comme datant la déformation mylonitique associée au cisaillement des gneiss à amphiboles et biotite en condition métamorphique de faciès amphibolite.

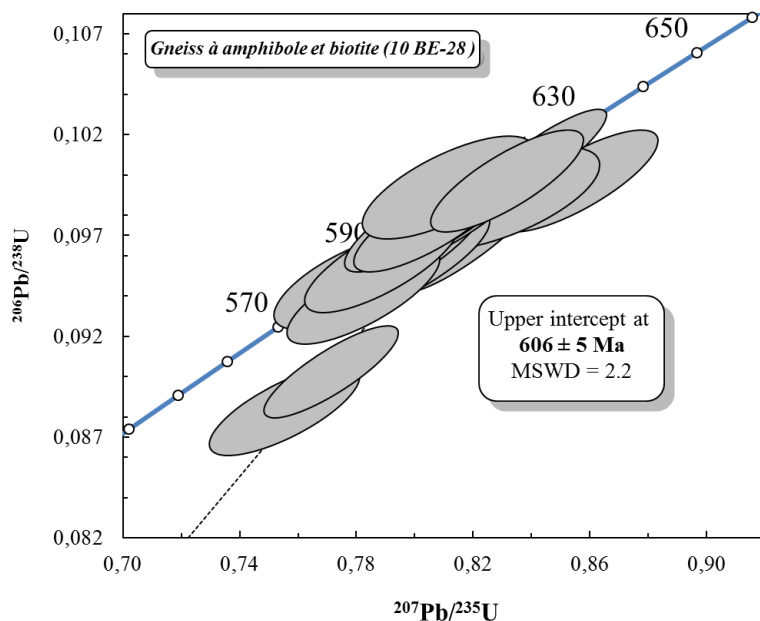


Figure VI.4. Diagramme Concordia des zircons des gneiss à amphibole et biotite.

VI.2.3. L'intrusion de Dassa

Les zircons ont été analysés dans les quartz-monzonites de Dassa (Fig.VI.1). Les grains de zircon sont automorphes. Leur taille est comprise entre 200 et 300 μm dans les quartz-monzonites (Fig.VI.5a, b, c, d). Ces grains présentent des zonations dues à la croissance magmatique des grains et ne montrent pas des cœurs hérités ni de bordure recristallisée ou de surcroissance métamorphique.

Les résultats des analyses U-Pb des zircons des quartz-monzonites de Dassa sont reportés dans le tableau 3 de l'annexe 3. Les rapports Th/U sont compris entre 0,14 et 0,85. Les analyses ont été reportées sur le diagramme Concordia (Fig.VI.6). Quatorze analyses de zircon permettent de calculer un âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 633 ± 19 Ma (MSWD = 1,8) (Fig.VI.6) interprété comme l'âge de mise en place de l'intrusion de Dassa.

VI.2.4. L'intrusion de Tré

Les zircons analysés proviennent du granite de l'intrusion de Tré (Fig.VI.1). Les grains de zircon sont automorphes et leur taille varie de 150 à 250 μm dans le granite (Fig.VI.5e, f, g, h). Ces grains présentent des zonations dues à la croissance magmatique des grains et ne montrent pas des cœurs hérités ni de bordure recristallisée ou de surcroissance métamorphique.

Les zircons du granite de Tré présentent des rapports Th/U compris entre 0,15 et 1,82 (Tableau 4 de l'annexe 3). Reportés sur le diagramme Concordia (Fig.VI.7), les vingt-six analyses des zircons du granite de Tré s'alignent suivant une Discordia. L'âge obtenu par intercept supérieur est de 595 ± 12 Ma (MSWD = 1,9) (Fig.VI.7). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation des zircons et donc de mise en place du granite de Tré.

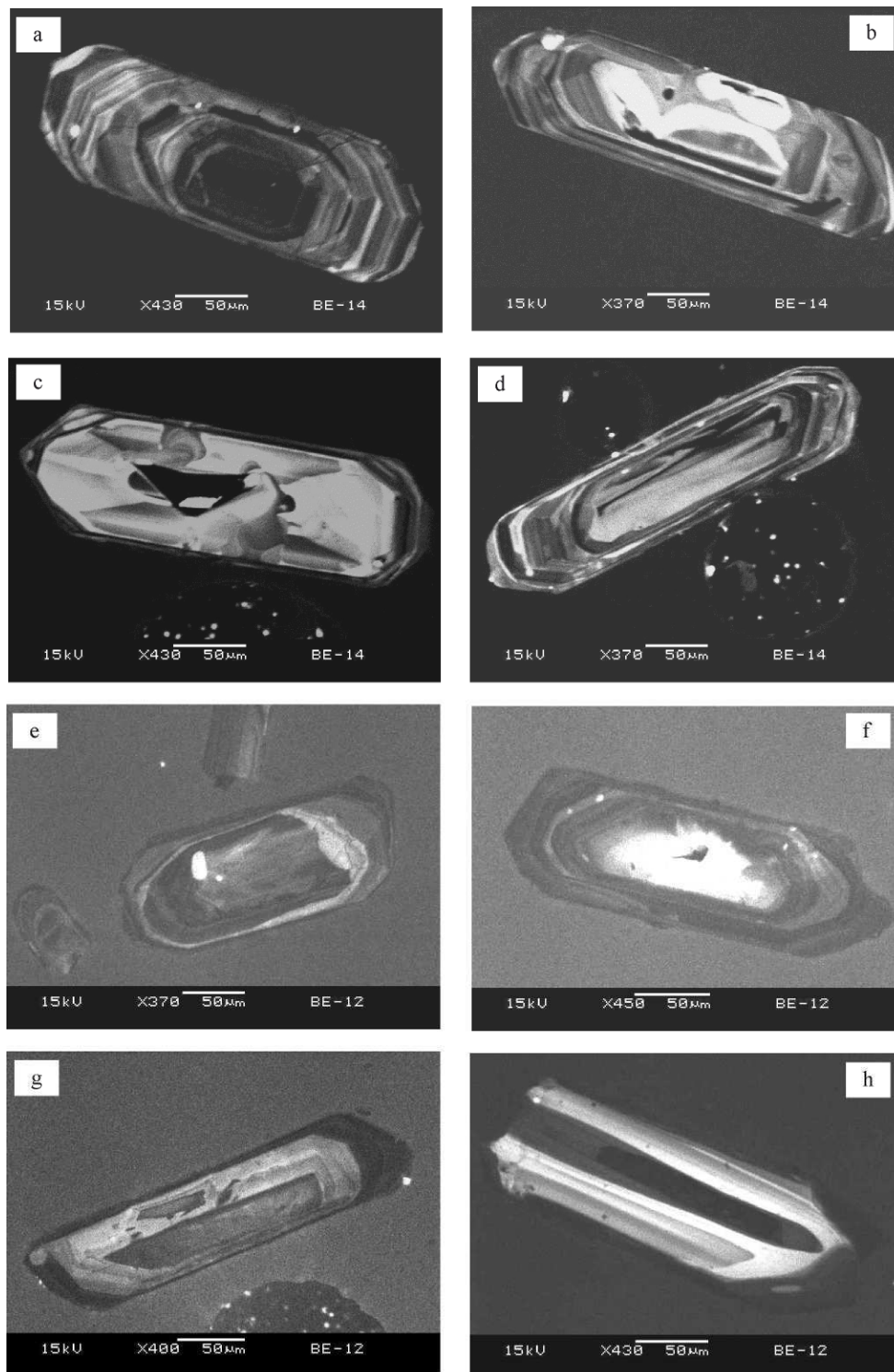


Figure VI.5. Images en cathodoluminescence des zircons des quartz-monzonites de Dassa (a, b, c, d) et du granite de Tré (e, f, g, h).

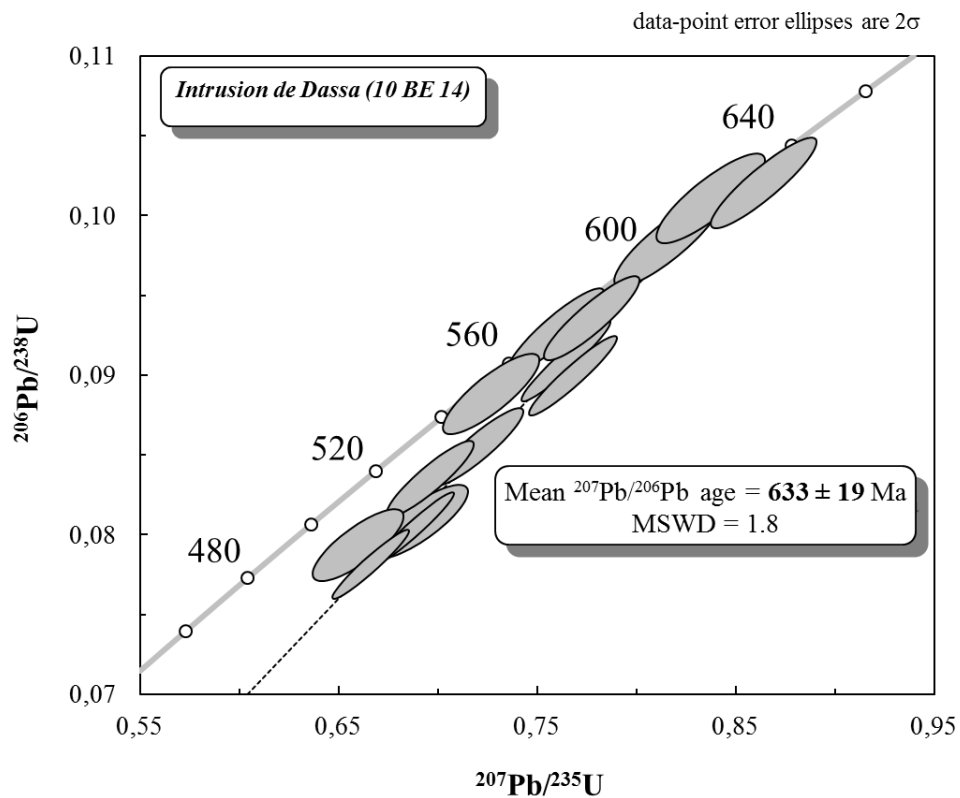


Figure VI.6. Diagramme Concordia des zircons des quartz-monzonites de Dassa

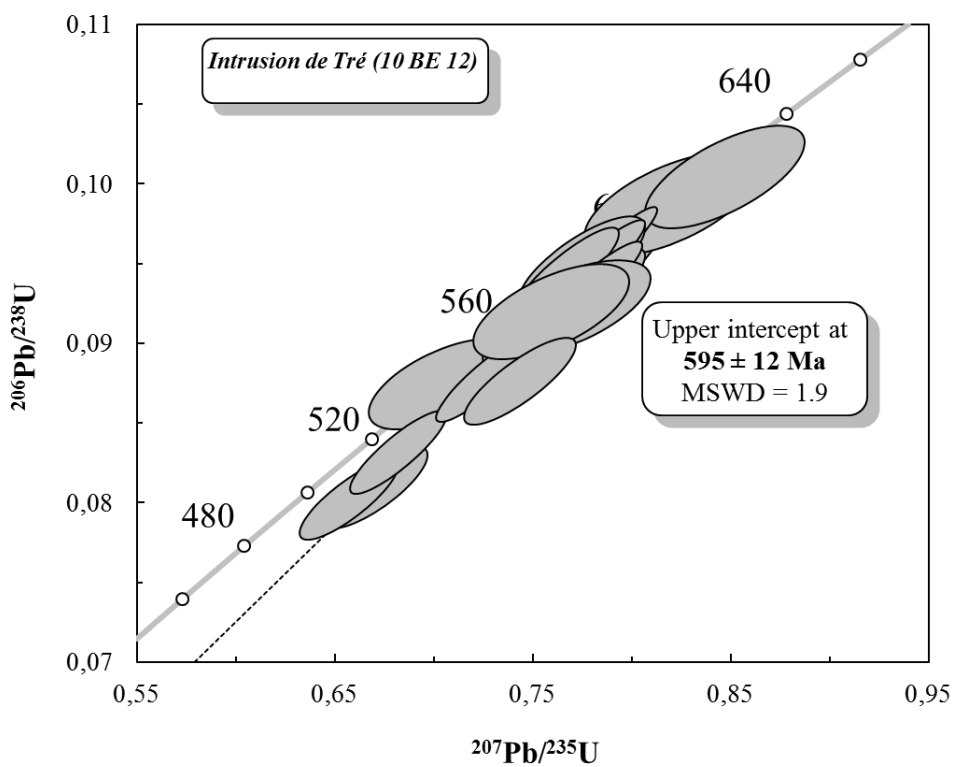


Figure VI.7. Diagramme Concordia des zircons du granite de Tré

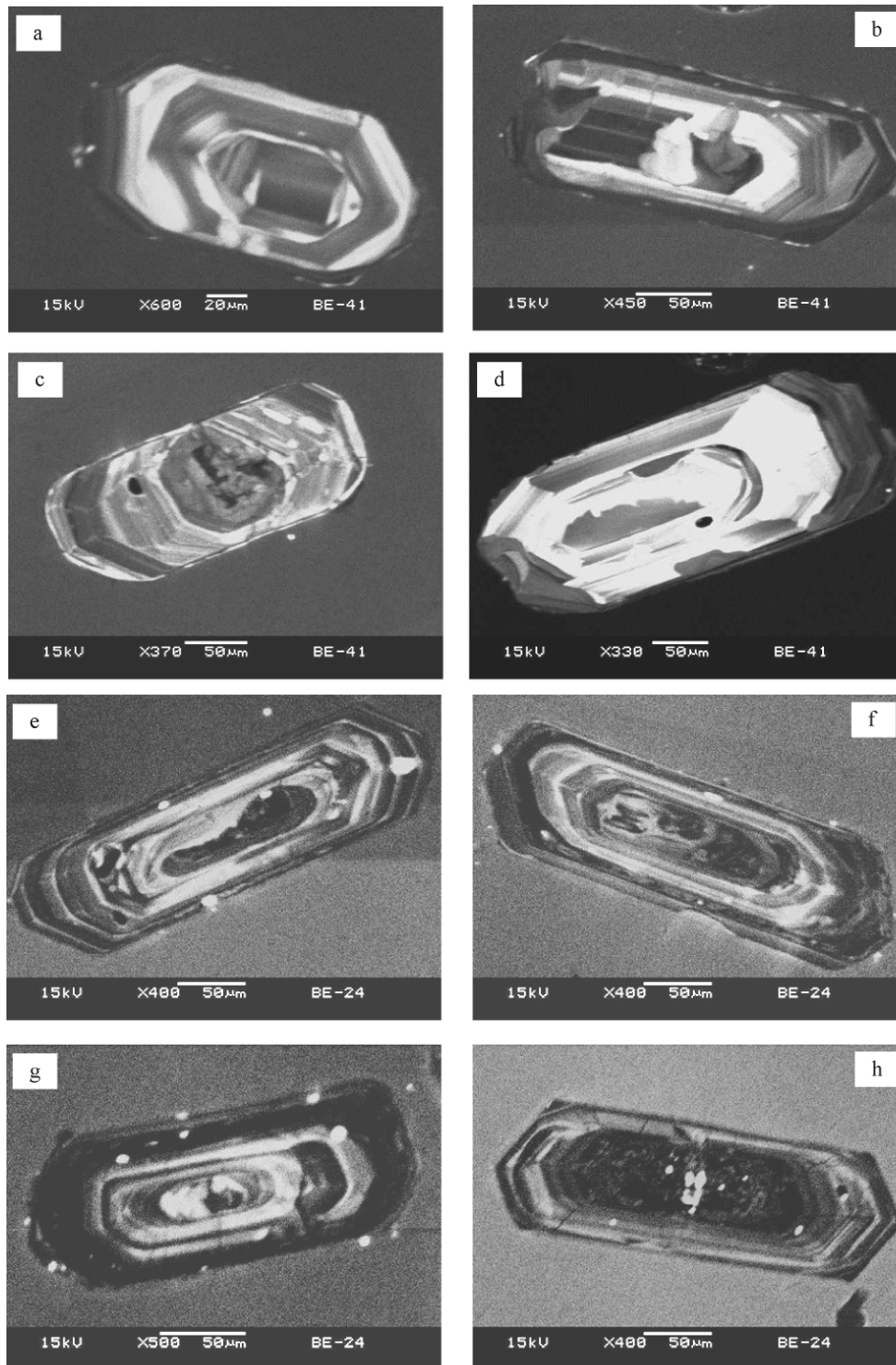


Figure VI.8. Images en cathodoluminescence des zircons des granites de Tchetti (a, b, c, d) et de Gobada (e, f, g, h).

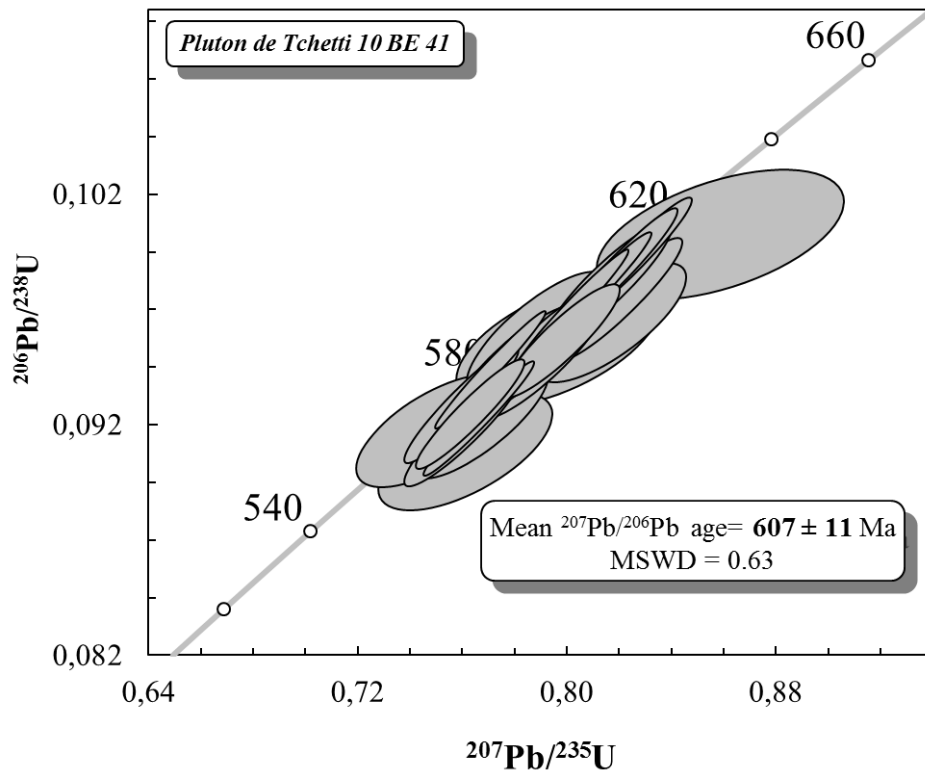


Figure VI.9. Diagramme Concordia des zircons du granite de l'intrusion de Tchetti

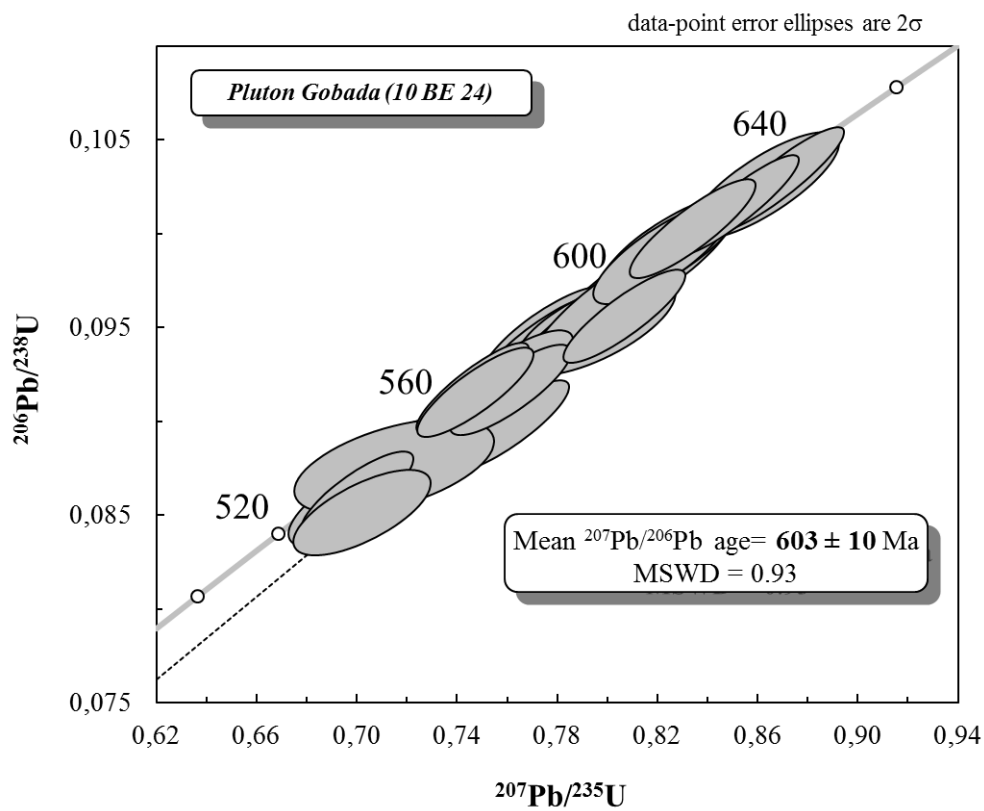


Figure VI.10. Diagramme Concordia des zircons du granite de l'intrusion de Gobada

VI.2.5. L'intrusion de Tchetti

Les zircons de l'intrusion de Tchetti (Fig.VI.8 a, b, c et d) ont une taille qui varie de 100 à 250 μm . Les zircons sont automorphes et présentent une zonation liée à la croissance magmatique des grains. Les grains de zircon ne présentent pas des traces d'héritage. Les analyses (Tableau 5 de l'annexe 3) montrent que les zircons du granite de Tchetti sont caractérisés par des rapports Th/U élevés compris entre 0,24 et 1,42. Vingt-deux analyses ont été reportées sur le diagramme Concordia. L'ensemble des points analytiques sont concordants et permettent de calculer un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 607 ± 11 Ma (MSWD = 0,63) (Fig.VI.9) interprété comme l'âge de cristallisation des zircons et de mise en place de l'intrusion de Tchetti.

VI.2.6. L'intrusion de Gobada

Les zircons analysés dans l'intrusion de Gobada proviennent du faciès granitique. Les grains de zircon sont automorphes et leur taille est comprise entre 150 et 300 μm (Fig.VI.8 e, f, g et h). Les grains montrent une zonation qui témoigne de leur caractère magmatique. On n'observe pas de cœur hérité dans ces grains. Les résultats des analyses effectuées sont reportés dans le tableau 6 de l'annexe 3. Les rapports Th/U des grains de zircon analysés varient entre 0,27 et 1,42. Les analyses U-Pb sont reportées sur le diagramme Concordia (Fig.VI.10). Vingt-neuf analyses sub-concordantes et permettent de calculer un âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 603 ± 10 Ma (MSWD = 0,93). Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du granite de Gobada.

VI.2.7. L'intrusion de Fita

Les images en cathodoluminescence des zircons du granite de Fita (Fig.VI.11a, b, c et d) montrent des grains automorphes à sub-automorphes de taille comprise entre 100 et 200 μm . Les grains présentent une zonation liée à leur croissance magmatique. Les valeurs des rapports Th/U des grains analysés sont élevées et varient entre 0,55 et 1,11 (Tableau 7, annexe 3). Les zircons du granite de Fita sont particulièrement riches en Pb commun ce qui

génère des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ très élevés entre 0,67 et 1,16 (Fig.VI.12). Si l'on ne considère dans le diagramme Concordia (Fig.VI.12) que les dix points analytiques non ou peu perturbés par cet excès de Pb commun, ils s'alignent suivant une droite Discordia. L'âge obtenu par intercept supérieur des analyses alignées suivant la Discordia est de 594 ± 32 Ma (MSWD = 4,8). Cet âge représenterait l'âge maximum potentiel de mise en place l'intrusion granitique de Fita.

VI.2.8. Les rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou

Les zircons sont analysés dans les rhyolites échantillonnées au niveau de la colline de Idaho dans le bassin volcano-sédimentaire (Fig.VI.1). Les zircons sont automorphes à sub-automorphes et présentent des zonations dues à leur croissance magmatique (Fig.VI.11 e, f, g et h). Les grains de zircons ne montrent pas de figures d'héritage. Les données analytiques sont reportées dans le tableau 8 de l'annexe 3 et projetés sur le diagramme Concordia (Fig.VI.13). Les rapports Th/U des zircons varient entre 0,67 et 1,43. L'intercept supérieur de la Discordia a donné un âge de 583 ± 9 Ma (MSWD = 2,6). Cet âge est interprété comme l'âge de la mise en place des volcanites acides du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.

VI.3. Discussion

Le tableau VI.1 résume les âges U-Pb sur zircons et leur interprétation. Les analyses géochronologiques U-Pb sur zircons des roches de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin mettent en évidence des âges paléoproterozoïques dans les granulites de Savalou et panafricains dans les gneiss à amphiboles et biotite, les granitoïdes et les rhyolites.

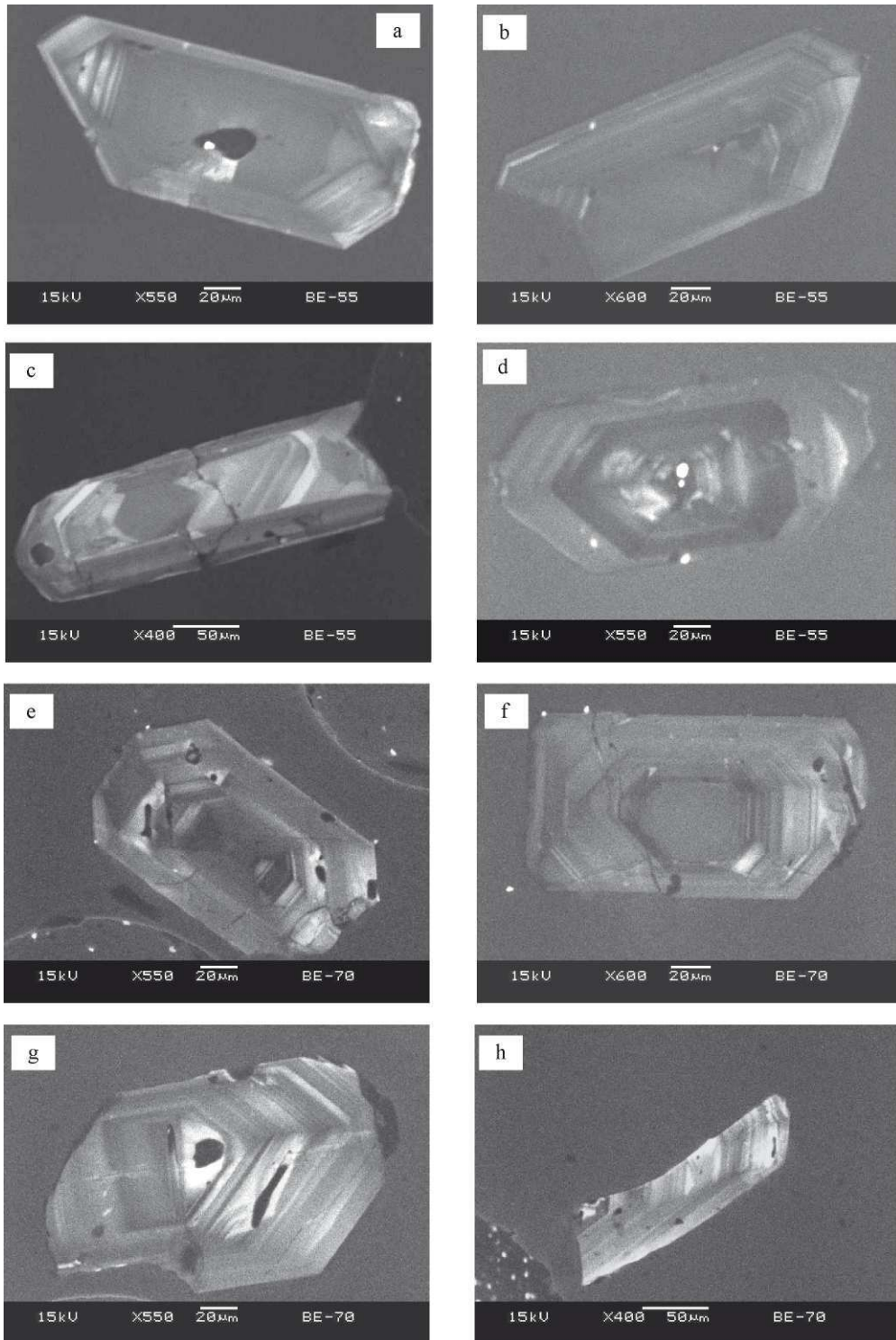


Figure VI.11. Images en cathodoluminescence des zircons du granite de Fita (a, b, c, d) et des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou (e, f, g, h).

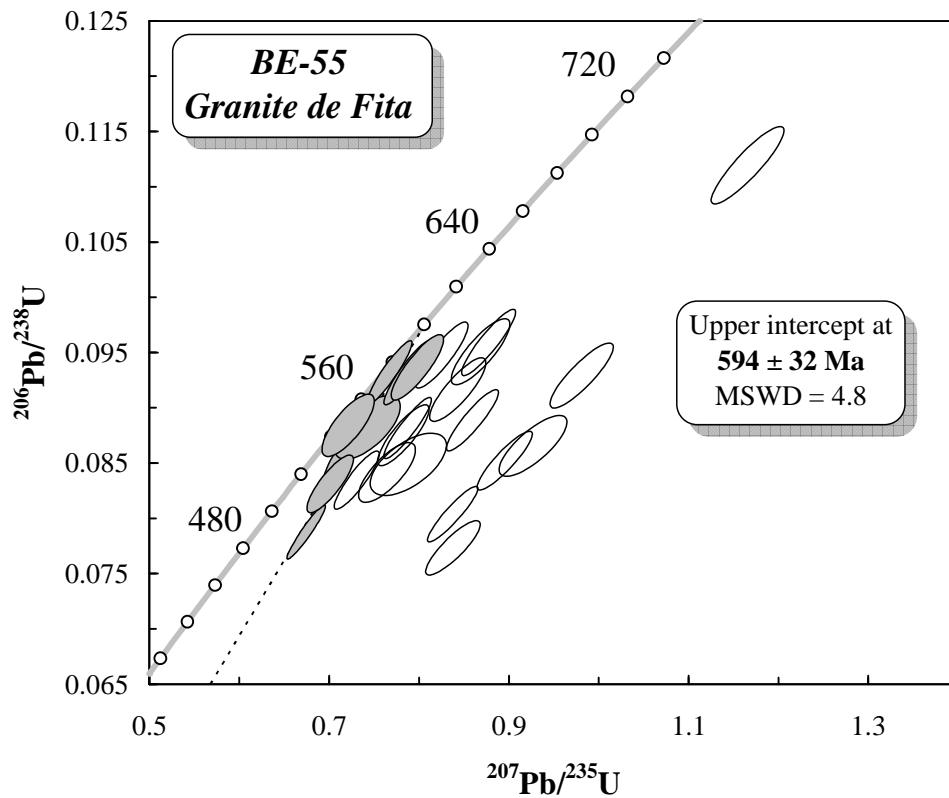


Figure VI.12. Diagramme Concordia des zircons du granite de Fita

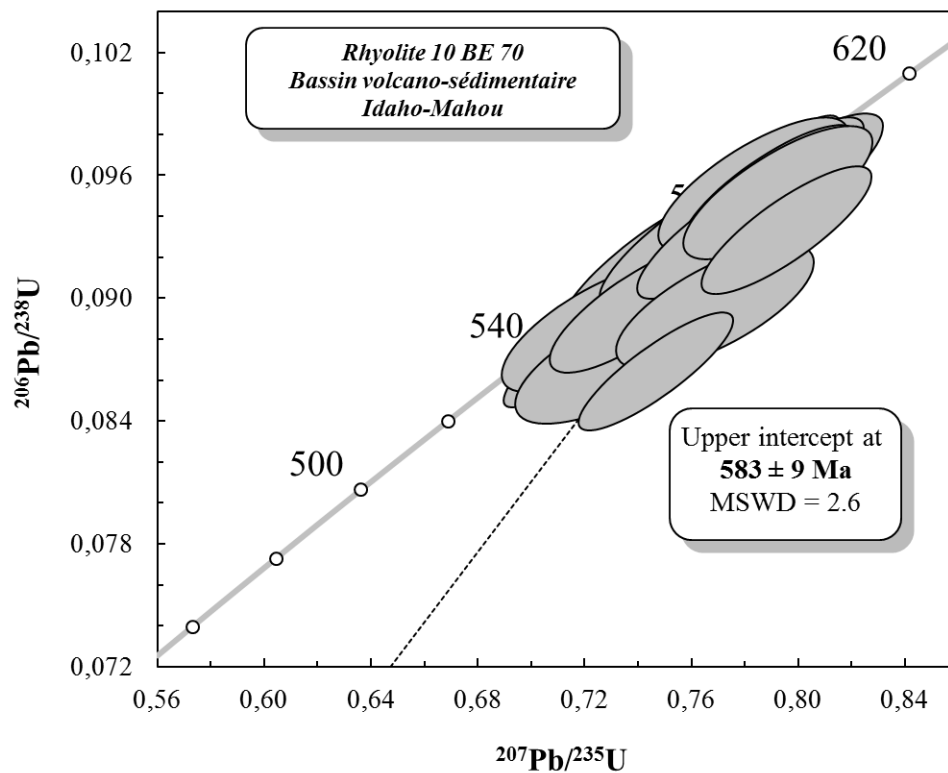


Figure VI.13. Diagramme Concordia des zircons des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou.

Les granulites de Savalou ont fourni deux âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2091 ± 14 Ma et 2057 ± 8 Ma qui sont interprétés respectivement comme la mise en place et le métamorphisme granulitique au cours de l'orogénèse éburnéenne. Les zircons des granulites de Savalou n'ont pas enregistré l'événement panafricain. L'absence de l'empreinte panafricaine peut être due soit à une exhumation très rapide soit à une absence de fluides hydratés ne permettant pas une recristallisation rétro-morphique importante.

Les gneiss à amphibole et biotite bordant les granulites de Savalou ont enregistré la déformation et le métamorphisme panafricains en faciès amphibolite. La déformation mylonitique associée au décrochement ductile en faciès amphibolite est datée à 606 ± 5 Ma. Les structures nébulitiques dans les grains de zircons analysés soulignent le rôle prépondérant joué par la présence de fluides dans les recristallisations des zircons des gneiss du faciès amphibolite. À l'opposé des granulites, l'âge du protolithe des gneiss à amphibole et biotite n'a pu être déterminé du fait des recristallisations des zircons et de l'absence de cœurs hérités.

Le magmatisme panafricain dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin s'est déroulé entre 633 et 583 Ma et a duré approximativement 50 (633-583) Ma. Il débute par la mise en place des quartz-monzonites et granites porphyroïdes à gros cristaux de feldspaths de Dassa datés à 633 ± 19 Ma. La mise en place des granitoïdes de Dassa est antérieure au décrochement ductile des gneiss en faciès amphibolite daté à 606 ± 5 Ma qui les transforme en orthogneiss. Les granites de Tchetti (607 ± 11 Ma), Gobada (603 ± 10 Ma), Tré (595 ± 12 Ma) et de Fita (594 ± 32 Ma) sont synchrones du cisaillement comme le montre la fabrique magnétique de ces intrusions. La mise en place des rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou, datée à 583 ± 9 Ma, est également contemporaine de la tectonique cisillante parce qu'elles sont associées au bassin ouvert par un jeu de décrochements (bassin en pull apart).

Le bassin de Idaho-Mahou s'ouvre sur les gneiss et les migmatites, ce qui témoigne d'une exhumation antérieure du socle. Par conséquent, l'âge de mise en place des rhyolites alcalines pourrait dater la fin de l'épisode d'exhumation globale du socle. L'âge du début de l'exhumation n'est pas connu avec certitude.

Tableau VI.1 : Synthèse des âges U-Pb sur zircons et interprétation.

	Magmatisme	Métamorphisme	Tectonique	Sédimentation
Néoprotérozoïque	<p>Dassa: 633 ± 19 Ma</p> <p>Tchetti: 607 ± 11 Ma</p> <p>Gobada: 603 ± 10 Ma</p> <p>Tré: 595 ± 12 Ma</p> <p>Fita: 594 ± 32 Ma</p> <p>Rhyolite: 583 ± 9 Ma</p>	<p>Amphibolite facies: 606 ± 5 Ma</p>	<p>décrochements basse température</p> <p>bassin en pull-apart</p> <p>décrochements ductiles</p> <p>exhumation (?)</p>	<p>conglomérats et grès volcano-géniques</p>
Paléoprotérozoïque	<p>Protolithe granulite: 2091 ± 14 Ma</p>	<p>Granulite facies: 2057 ± 8 Ma</p>		

Dans l'hypothèse où les gneiss à amphiboles et biotites sont des granulites rétro-morphosées, le début de l'exhumation serait antérieur à 606 Ma. L'exhumation se serait poursuivie après 606 Ma car cet âge marque la stabilisation des roches dans le faciès amphibolite. Ainsi, les roches seraient passées de la croûte inférieure (âge de début de l'exhumation inconnue) à la croûte moyenne (autour de 606 Ma) puis à la croûte supérieure (autour de 583 Ma).

Par contre, si on suppose que les granulites étaient à un niveau structural plus profond (croûte inférieure) que les gneiss à amphibole et biotite (croûte moyenne) au cours du décrochement ductile, l'exhumation de ces roches métamorphiques directement associée au décrochement pourrait être estimée à 23 ± 10 Ma (606 - 583) environ. Dans ce cas, une exhumation différentielle pourrait être envisagée pour la mise en contact des granulites avec les gneiss à amphibole et biotite.

Les âges U-Pb plus jeunes de 550-540 Ma obtenus sur les monazites des granulites de Savalou ([Martelat, 2012](#), communication personnelle) pourraient correspondre au fonctionnement des zones de cisaillement de basse température ou à une réouverture du système isotopique par un événement géologique plus récent, du Paléozoïque inférieur au Crétacé ([Guiraud et Alidou, 1981](#) ; [Konaté, 1996](#)).

CHAPITRE VII : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSIONS

VII.1. Discussion générale

VII.1.1. Héritage de l'orogénèse éburnéenne et empreintes panafricaines

VII.1.1.1. Héritage de l'orogénèse éburnéenne

Le socle cristallin est formé au Centre-Bénin de roches métamorphiques de la croûte profonde : granulites, gneiss de faciès amphibolites (ortho et paradérivés) et gneiss migmatitiques. Les granulites de la zone de cisaillement sont orthodérivées et elles sont enveloppées par les gneiss du faciès amphibolites. Ces derniers sont ortho et paradérivés. Ils regroupent les gneiss à amphibole et biotite, les gneiss alumineux à grenat, biotite, sillimanite et cordiérite et les gneiss alcalins à pyroxènes avec un cortège de quartzites et de marbres. Les paléosomes des migmatites sont à amphibole et biotite et à biotite seule.

Les granulites de Savalou ont fourni un âge U-Pb sur zircons de cristallisation de 2091 ± 14 Ma et un âge de métamorphisme de 2057 ± 8 Ma. La cristallisation et le métamorphisme des granulites de Savalou ont lieu en conditions métamorphiques de croûte inférieure au Paléoprotérozoïque, c'est-à-dire au cours de l'orogénèse éburnéenne (c. 2000 Ma). On n'observe pas de recristallisation panafricaine de ces orthogneiss de Savalou. La déformation des minéraux granulitiques (orthopyroxène) est donc antérieure à la déformation mylonitique associée au fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi. Il pourrait s'agir d'une déformation associée à un linéament plus ancien que la zone de cisaillement de Kandi ou à un épaissement crustal.

Les âges U-Pb sur zircons obtenus sur les gneiss à amphibole et biotite de la bordure orientale des granulites de Savalou ne permettent pas d'affirmer que leur protolithe a cristallisé au cours de l'orogénèse éburnéenne. En effet, les zircons des gneiss à amphibole et biotite ont révélé un âge U-Pb de 606 ± 5 Ma correspondant à la remobilisation panafricaine de ces roches et plus précisément à la déformation mylonitique en faciès

amphibolite par le cisaillement ductile. Cependant, la présence de charnockites à reliques d'orthopyroxènes (Breda, 1989) et des granulites de Savalou enveloppées par les gneiss à amphibole et biotite suggère que ces gneiss pourraient provenir de la rétro-morphose de gneiss granulitiques. On peut raisonnablement admettre que les protolithes des gneiss à amphibole et biotite soient plus anciens que le Néoprotérozoïque, les zircons analysés ayant recristallisé au cours de la déformation. L'âge de cristallisation du protolithe des gneiss à amphibole et biotite de la zone de cisaillement reste à être vérifié par des analyses géochronologiques complémentaires U-Pb sur zircons.

D'autres travaux récents sur la zone d'étude (Kalsbeek et al., 2012) ne font pas mention d'âge paléoprotérozoïque. Les granulites de Savalou représentent donc les plus anciens orthogneiss jusqu'à présent connus dans la partie occidentale de la province bénino-nigériane de la chaîne des Dahoméides au Bénin.

Il n'existe pas de données radiométriques sur les gneiss alumineux paradérivés de la zone d'étude et ces lithologies devraient également faire l'objet de datations U-Pb sur zircons pour mieux contraindre l'âge des protolithes et la source des sédiments.

VII.1.1.2. Métamorphisme et fusion partielle néoprotérozoïques

Comme nous l'avons montré auparavant, le métamorphisme panafricain a été observé sur les gneiss à amphibole et biotite de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin dont les zircons ont fourni un âge U-Pb de 606 ± 5 Ma. Le métamorphisme est associé à une foliation verticale due au fonctionnement d'une zone de cisaillement en décrochement. Cette tectonique et ce métamorphisme affectent les granitoïdes de Dassa transformés en orthogneiss. Ces événements sont donc postérieurs à 633 ± 19 Ma, âge de mise en place des granitoïdes de Dassa. Les gneiss sont affectés par une fusion partielle contemporaine du jeu de la zone de cisaillement.

Les données sur le métamorphisme et la fusion partielle des gneiss au Néoprotérozoïque, antérieures à notre étude, sont celles de Breda (1985) et Kalsbeek et al. (2012). Breda (1985) a obtenu un âge Rb-Sr sur roche totale de 916 ± 65 Ma sur les migmatites à Dassa, interprété comme l'âge de la fusion partielle.

L'étude récente de Kalsbeek et al. (2012) indique d'une part, un âge de recristallisation à 620 ± 25 Ma (U-Pb zircon) sur un métasédiment et d'autre part, des âges d'anatexie de

666 ± 16 Ma et 577 ± 15 Ma (U-Pb sur zircons) sur les migmatites au Nord de la zone d'étude.

L'interprétation de toutes ces données permet de suggérer deux épisodes de migmatisation - anatexie circa 670 Ma et 580 Ma. Selon la carte de localisation des échantillons de [Kalsbeek et al. \(2012\)](#), les gneiss affectés par une fusion partielle à 666 ± 16 Ma semblent être éloignés de la zone de cisaillement alors que les métasédiments affectés à 577 ± 15 Ma sont localisés à proximité ou dans la zone de cisaillement. Cet épisode tardif de fusion partielle correspond à la fusion partielle syn-cisaillement que nos observations de terrains et microstructurales ont permis d'établir.

Les âges de métamorphisme sont mal définis. Dans la zone de cisaillement de Kandi, l'âge du métamorphisme est de 606 Ma (faciès amphibolite) à 580 Ma (faciès schistes verts). Hors de la zone de zone de cisaillement de Kandi, un certain nombre de données et d'observations ([Kalsbeek et al., 2012](#)) impliquent l'existence d'un métamorphisme régional antérieur à 610 Ma, entre 670 et 620 Ma: d'une part, la recristallisation à 620 ± 25 Ma de certains zircons détritiques d'âge Paléoprotérozoïque dans les métasédiments, d'autre part, la transformation en orthogneiss des granites panafricains anciens (668 Ma, 658 Ma et 655 Ma) et enfin de développement d'une migmatisation à 670 Ma

En résumé, il existe deux types de manifestations métamorphiques au Néoprotérozoïque: un métamorphisme régional (au moins entre 670 et 620 Ma) et un métamorphisme plus localisé, dans la zone de cisaillement de Kandi, et plus tardif (entre 606 et 580 Ma).

Ces manifestations successives de métamorphisme et fusion partielle pourraient être associés aux mécanismes de collision et d'épaississement crustal puis au fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi.

Les évènements de métamorphisme et de fusion partielle associés à la collision et à l'épaississement crustal proposés dans le cadre de cette étude sont très comparables à la succession des manifestations proposées par [Ferré et al. \(2002\)](#) à l'Est de la chaîne panafricaine des Dahoméyides au Nigeria (Fig.VII.1). D'après ces auteurs, l'épisode de collision et d'épaississement crustal à l'Est de la chaîne a eu lieu entre c. 650 et 640 Ma et que la période 615 - 580 Ma est caractérisée par une fusion crustale et une tectonique oblique associée à des décrochements et à un processus d'amincissement crustal et d'exhumation.

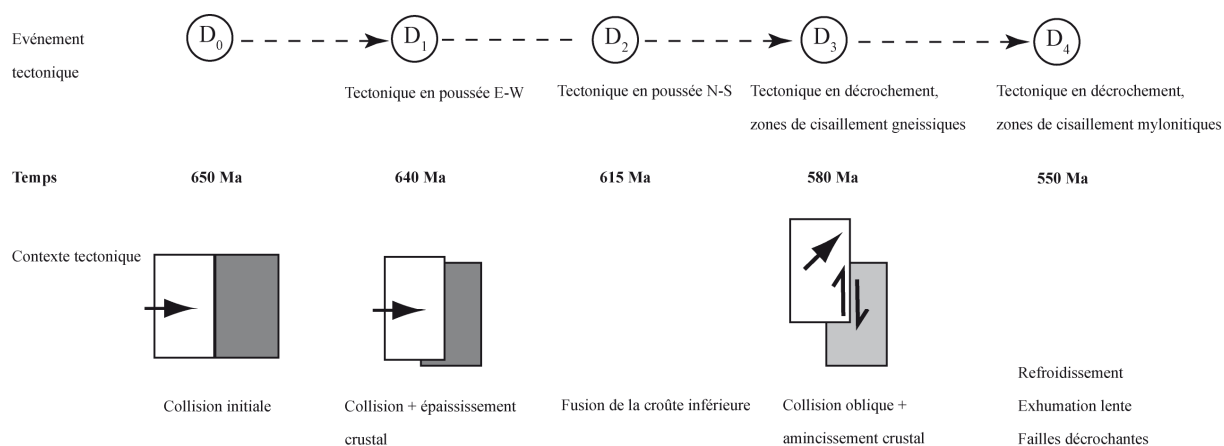


Figure VII.1. Modèle d'évolution géodynamique simplifié de la chaîne des Dahoméyides à l'Est du Nigeria d'après Ferré et al., 2002.

VII.1.1.3. Les décrochements ductiles panafricains

L'événement panafricain est également marqué par le fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi. Au Centre-Bénin, la zone de cisaillement de Kandi consiste en une zone de cisaillement ductile large de plusieurs dizaines de kilomètres (au moins 70 Km) ayant fonctionné à haute température et à l'intérieur duquel s'observent des zones de cisaillement de basse température où la déformation est plus localisée formant des zones de cisaillement plus étroites et plus tardives.

Les gneiss et les migmatites de la zone de cisaillement ductile sont caractérisés par une foliation N-S fortement pentée à verticale et des linéations minérales sub-horizontales à horizontales. Les indicateurs cinématiques dans la zone de cisaillement ductile indiquent un sens majoritairement dextre. Cette cinématique avait été également proposée par Konaté (1996) qui montrait que la faille de Kandi, qui borde à l'Ouest le bassin paléo-mésozoïque de Kandi correspond à une ancienne zone mylonitique panafricaine à jeu décrochant dextre.

Des linéations minérales fortement plongeantes ou verticales n'ont pas été observées dans les roches métamorphiques de la zone de cisaillement ductile, ce qui laisse penser à une absence de composante verticale du cisaillement. Cependant la foliation mylonitique N-S est associée à une évolution rétomorphique des gneiss et des migmatites et le bassin volcano-sédimentaire contemporain du décrochement, repose directement sur les migmatites. Ces deux faits témoignent d'une exhumation du socle cristallin contemporaine

du fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi. On doit donc admettre l'existence d'une composante verticale de la déformation qui serait responsable de l'exhumation des terrains dans la zone du cisaillement de Kandi. Ainsi, dans la zone de cisaillement de Kandi, la composante verticale du cisaillement est révélée par l'évolution métamorphique des gneiss, associée à leur exhumation. Ce fait a été également observé dans la chaîne transpressive de Kaoko en Namibie et dans la zone de cisaillement de Kalinjala au Sud de l'Australie (Goscombe *et al.*, 2009). Ceci s'explique par les directions de flux de matière qui ne sont pas toujours corrélées aux directions d'étirement maximales au cours des orogénèses. Les trajectoires de flux de matière sont souvent découplés en une composante horizontale et en une composante verticale (Goscombe *et al.*, 2009). La composante horizontale du flux est accommodée par les fabriques structurales (direction d'étirement minérale et sens de cisaillement) alors que ce sont les informations métamorphiques qui renseignent sur la composante horizontale.

La géométrie des plis syn-cisaillement associés à la foliation principale N-S des gneiss et migmatites (observations de terrain) et la mesure en laboratoire d'ellipsoïdes d'ASM à forme aplatie des orthogneiss de Dassa et du granite de Tré à l'Est et du granite de Tchetti à l'Ouest, respectivement dans les parties orientales et occidentales de la zone de cisaillement, pourraient être reliées à une composante en compression axiale du cisaillement. La présence de linéations montrant une distribution en guirlande perpendiculaire au pôle de la foliation magnétique dans le pluton de Tchetti pourrait également témoigner d'une composante en compression axiale du cisaillement. Cette dernière n'est pas uniformément répartie sur la zone de cisaillement ductile car les granites de Gobada et de Fita présentent des ellipsoïdes d'ASM allongés et aplatis en proportion égale. Ainsi, la composante en compression axiale serait plus marquée à l'Ouest et à l'Est de la zone centrée sur les plutons de Tchetti et de Dassa-Tré. Par contre, elle serait moins prononcée au centre de la zone autour de Fita et du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Ces observations suggèrent une partition de la déformation, ce qui est souvent observé dans les zones de cisaillement. C'est le cas par exemple des zones de cisaillement dans les chaînes transpressives néoproterozoïques de Kaoko en Namibie (Goscombe *et al.*, 2008) et de Ribeira au Sud-Est du Brésil (Egydio-Silva *et al.*, 2005).

La déformation dans la zone de cisaillement de Kandi s'est également poursuivie à basse température. En effet, les tectonites des zones de cisaillement de basse température indiquent une déformation dans les conditions métamorphiques de faciès schistes verts. Les foliations mylonitiques de ces zones de cisaillement de basse température sont N-S à NNE-SSW, verticales à l'Ouest des granulites de Savalou et moyennement à fortement inclinées à

l'Est. Les linéations minérales sont sub-horizontales à horizontales. Les zones de cisaillement de basse température correspondent également à des décrochements. Le jeu final de ces zones de cisaillement de basse température est postérieur à la mise en place des volcanites et sédiments du bassin volcano-sédimentaire d'Idaho-Mahou, qu'elles affectent.

L'âge de 606 ± 5 Ma (U-Pb sur zircons) obtenu sur les gneiss à amphibole et biotite correspond à la déformation mylonitique en conditions métamorphiques de faciès amphibolite et associée au fonctionnement du décrochement ductile de Kandi large de plus de 70 Km. Par contre, les zircons de la zone de cisaillement n'ont évidemment pas enregistré le cisaillement de basse température mais l'âge de 550-540 Ma obtenu sur les monazites des granulites de Savalou (Martelat, 2012, communication personnelle) pourrait refléter le fonctionnement de zones de cisaillement de basse température.

Des reprises d'activités plus tardives se surimposent sur l'héritage du fonctionnement panafricain du décrochement ductile de Kandi. Les travaux de Guiraud et Alidou (1981) et de Konaté (1996) ont montré que la faille de Kandi a successivement rejoué au Paléozoïque et au Mésozoïque. La réactivation de la faille de Kandi a contrôlé la structuration en demi-graben du bassin de Kandi au Paléozoïque et la géométrie des dépôts sédimentaires dans le bassin (Konaté, 1996). Ces faits confirment que la zone de cisaillement ductile panafricaine de Kandi est un linéament majeur qui a servi de guide tout au long de l'évolution géologique de la région.

VII.1.2. Magmatisme panafricain, ouverture de bassin et enracinement mantellique de la zone de cisaillement ductile de Kandi

VII.1.2.1. Magmatisme panafricain

L'évènement tardi-panafricain est fondamentalement marqué par la mise en place de magmas plutoniques et volcaniques. L'activité magmatique est antérieure et contemporaine du fonctionnement de la zone de cisaillement ductile de Kandi. Les plutons étudiés sont de bons marqueurs temporels de la déformation dans la zone de cisaillement. Ils soulignent

également une évolution des sources des magmas dans le temps et donnent des indications sur l'extension en profondeur du cisaillement.

Le magmatisme anté-cisaillement est représenté dans la zone par les granitoïdes porphyroïdes à biotite et amphibole-biotite de Dassa. Ces granitoïdes se sont mis en place dans la croûte moyenne (15-20 km) en conditions métamorphiques de faciès amphibolite et ont été transformés en orthogneiss au cours du cisaillement dextre. Le magma est calco-alcalin et résulte d'un mélange de magmas crustal et mantellique. Les orthogneiss de Dassa ont cristallisé à 633 ± 19 Ma (U-Pb sur zircon).

Le magmatisme syn-cisaillement est représenté par les granites à biotite et à biotite-muscovite et les volcanites basiques et acides. Les magmas de Gobada, Tchetti et Tré sont formés de deux composantes : une composante crustale et une composante mantellique issue de la fusion partielle du manteau appauvri. Les granites de Tchetti, Gobada et Tré ont fourni des âges U-Pb sur zircons respectifs de 607 ± 11 Ma, 603 ± 10 Ma et 595 ± 12 Ma qui indiquent qu'ils sont contemporains. Le volcanisme basique (andésites basaltiques) et sub-alcalin acide (trachyte) du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou seraient également contemporains du plutonisme de Gobada, Tchetti et Tré comme le suggèrent les caractères chimiques comparables de ces magmas.

Le granite alcalin de Fita et les rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou sont contemporains et paraissent cogénétiques. La composante mantellique du magma du granite de Fita et des rhyolites alcalines est d'origine plus profonde et dérive de la fusion partielle d'une source enrichie. Leur mise en place datée à 594 ± 32 Ma pour le granite de Fita et 583 ± 9 Ma pour la rhyolite alcaline (âges U-Pb sur zircons) serait légèrement postérieure mais en continuité avec la mise en place des granitoïdes de Gobada, Tchetti et Tré et des volcanites basiques et acides sub-alcalines. De plus, les éléments en traces des volcanites basiques et du granite de Fita indiquent leur mise en place en contexte intraplaque dans une croûte continentale amincie.

Le caractère franchement alcalin du granite de Fita est également reconnu par de nombreux auteurs (Pouget, 1955 ; Boussari, 1975 ; Bigiorggero et al., 1988 ; Breda, 1989). Le magma parent hybride proposé pour le granite de Fita est conforme aux données isotopiques Sm / Nd publiées par Kalsbeek et al., (2012) pour ce même granite. Son $\epsilon Nd_{(600)}$ de -6,19 pour le granite de Fita, indique un mélange de magmas issus d'une source mantellique juvénile et d'une croûte continentale ancienne. L'âge Rb-Sr sur roche totale de 579 ± 5 Ma déterminé par Caen-Vachette (1975) sur le granite de Fita est conforme à l'âge U-Pb sur zircon proposé par la présente étude pour cette même intrusion.

Nos données soulignent donc au Centre-Bénin et dans la zone de cisaillement de Kandi, l'existence d'une succession de manifestations magmatiques au Néoprotérozoïque. Elles correspondent à la mise en place des granitoïdes antérieurs au décrochement ductile ($t > 606$ Ma) et qui ont été transformés en orthogneiss, puis de granitoïdes et de volcanites contemporains accompagnant le jeu du décrochement ductile ($t < 606$ Ma).

Les travaux de [Kalsbeek et al. \(2012\)](#) mettent également en évidence des granitoïdes déformés et des granitoïdes non déformés d'âge néoprotérozoïque. Les âges U-Pb sur zircons obtenus sur les granitoïdes déformés en orthogneiss sont de 666 ± 16 Ma, 658 ± 12 Ma et 655 ± 12 Ma. Les granitoïdes plus récents sont soit orthogneissifiés (592 ± 13 Ma) soit apparemment non déformés (547 ± 15 Ma). Or d'après la carte de localisation des échantillons publiée par ces auteurs, il nous paraît que ces granitoïdes récents semblent localisés à proximité ou dans la zone de cisaillement de Kandi.

Sur le plan géochimique, il n'y a pas de différences majeures dans la distribution des terres rares des granitoïdes néoprotérozoïques anciens et récents décrits par [Kalsbeek et al. \(2012\)](#). Une comparaison de la distribution des terres rares de nos granitoïdes avec ceux étudiés par [Kalsbeek et al. \(2012\)](#) démontre que les granitoïdes néoprotérozoïques plus anciens à 666 ± 16 Ma et 658 ± 12 Ma de [Kalsbeek et al. \(2012\)](#) présentent généralement des profils des terres rares comparables à ceux de Dassa (Fig.VII.2a). Le granitoïde à 655 ± 12 Ma est plus appauvri en terres rares lourdes (HREE) que les granitoïdes de Dassa mais son allure est comparable à ceux de Dassa.

Le profil des terres rares du granitoïde récent à 592 ± 13 Ma est également identique à ceux des granitoïdes de Tré, Tchetti et Gobada. Contrairement à nos attentes, le spectre du granitoïde à 547 ± 15 Ma est comparable à ceux des granitoïdes de Tré, Tchetti et Gobada (Fig.VII.2b) alors qu'on espérait qu'il soit plus proche des profils du granite alcalin de Fita ou des rhyolites alcalines du bassin de Idaho-Mahou (Fig.VII.2c).

Ce fait dénote la poursuite d'un magmatisme calco-alcalin, dérivant pro parte de la fusion de la croûte et du manteau appauvri, en parallèle avec un magmatisme alcalin impliquant une contribution du manteau enrichi. La poursuite du magmatisme calco-alcalin à moyenne et forte teneurs en potassium (du type de Tré, Tchetti et Gobada) pendant la mise en place des magmas alcalins (du type de Fita et des rhyolites alcalines) a été montrée dans l'Adrar des Iforas au Mali ([Bonin, 1990](#)). Dans cette chaîne panafricaine, le magmatisme calco-alcalin à moyenne et forte teneur en potassium s'est déroulé entre 600 Ma et 540 Ma et le magmatisme alcalin, entre 580 Ma et 540 Ma.

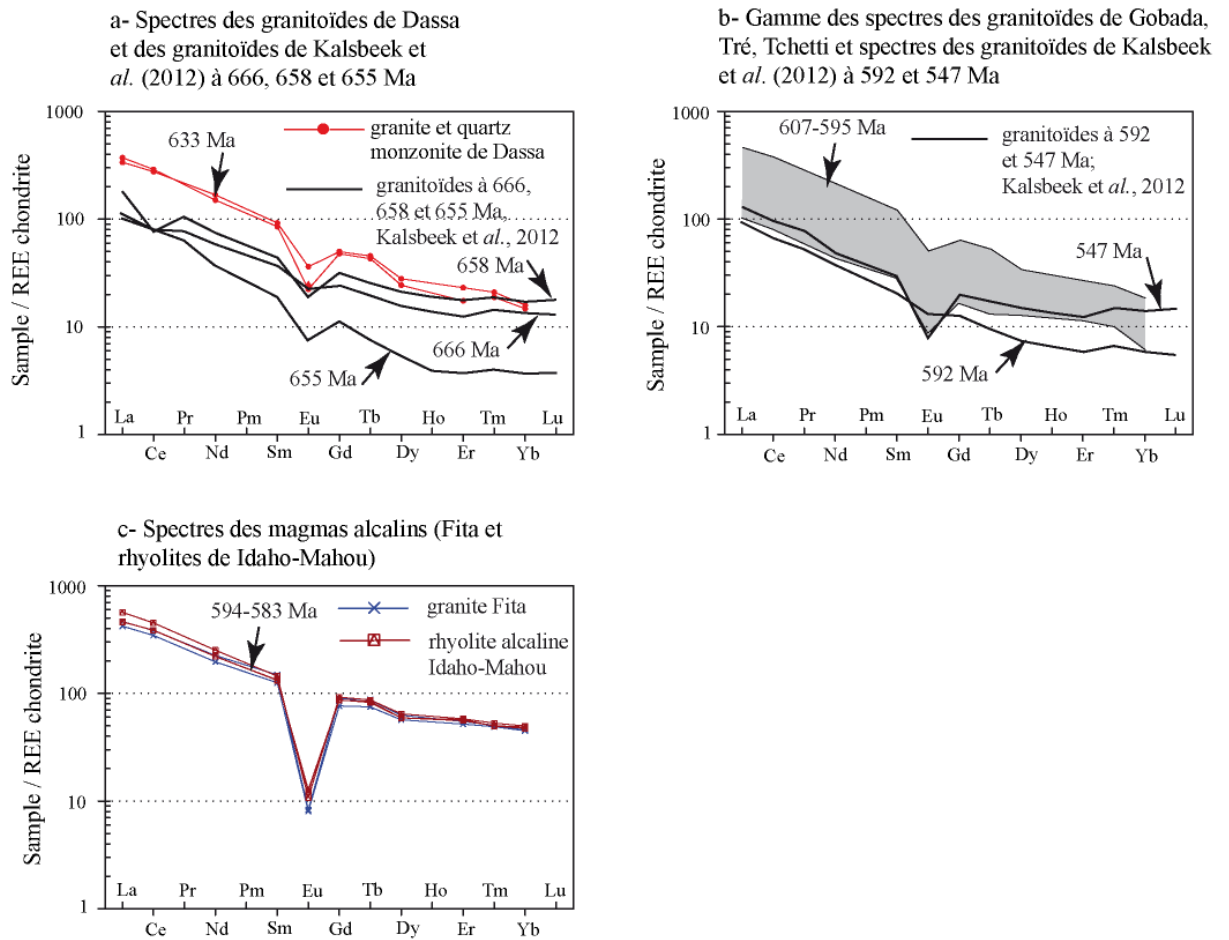


Figure VII.2. Diagrammes des terres rares comparés des granitoïdes et volcanites acides alcalins de la zone de cisaillement de Kandi au Centre Bénin et des granitoïdes étudiés par Kalsbeek et al. (2012).

Nos travaux mettent donc en évidence dans la chaîne des Dahoméides, une succession continue de magmas sub-alcalins à des magmas franchement alcalins au cours du cisaillement. Une telle évolution magmatique a été bien décrite et étudiée dans le Hoggar en Algérie et dans l'Adrar des Iforas au Mali (Liégeois, 1987 ; Bonin, 1990 ; Black and Liégeois, 1993). Cette transition se traduit par un changement dans la source des magmas avec une contribution du manteau enrichi attribuée par ces auteurs à une remontée du manteau asthénosphérique consécutive de la rupture de la lithosphère subductée (slab). Cette remontée aurait entraîné une fusion de l'asthénosphère par décompression adiabatique et la chaleur émise par le manteau aurait provoqué une fusion partielle de la lithosphère continentale sus-jacente. Ceci est à l'origine des mélanges de magmas d'origine crustale et mantellique observés dans le granite alcalin de Fita.

En résumé, les données géochronologiques nous permettent de confirmer l'existence d'une succession d'intrusions plutoniques au cours du Néoprotérozoïque. Les premières sont antérieures et contemporaines du métamorphisme régional. Les plus récentes se mettent en place pendant le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi ; ils sont donc temporellement et spatialement associés au fonctionnement de cette grande structure tectonique.

Au vu de nos résultats, un scénario qui considèrerait que tous les granitoïdes néoprotérozoïques représentent des magmas mis en place dans un arc surplombant la subduction serait peu convainquant car cela supposerait un magmatisme d'arc d'une durée de 100 Ma environ et une subduction qui se poursuivrait jusqu'à 547 Ma (Kalsbeek *et al.*, 2012). Un tel scénario n'est pas cohérent avec le modèle d'évolution de la chaîne des Dahoméyides avec une collision autour de 610 Ma environ (Affaton *et al.*, 2000) et le fonctionnement du décrochement ductile à partir de 606 Ma. On doit privilégier un modèle d'évolution orogénique plus proche de celui décrit par Ferré *et al.* (2002) impliquant une collision nettement plus ancienne circa 650 Ma et une tectonique tardi-orogénique vers 550Ma. Le magmatisme à 547 ± 15 Ma pourrait être associé à l'activité finale panafricaine de la zone de cisaillement de Kandi ou bien être post-cinématique.

De plus, nos données contrastent avec la proposition de mise en place post-tectonique du pluton de Gobada de Boussari (1975) et Breda (1989) dans la chaîne panafricaine des Dahoméyides. Ce contexte post-tectonique était proposé par Boussari (1975) du fait de l'absence de structures visibles à l'affleurement et par comparaison avec les autres plutons de la zone, l'étude ASM a permis de révéler la fabrique magmatique anisotrope de ce massif. Par contre, Breda (1985) n'avait pas pu réaliser des datations U-Pb sur zircons sur le pluton de Gobada. L'âge K-Ar sur biotite de 521 ± 6 Ma avait donc été interprété comme l'âge du refroidissement intrusif de Gobada. Cet âge pourrait correspondre à un âge de refroidissement associé à un événement métamorphique plus récent dans la zone de cisaillement de Kandi.

VII.1.2.2. Ouverture du bassin et enracinement mantellique de la zone de cisaillement de Kandi

Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est un bassin ouvert par le jeu de décrochements et il est contemporain du cisaillement. Un modèle d'ouverture en pull apart

est supporté d'une part par la géométrie linéaire du bassin et d'autre part, par la présence d'un magmatisme dont les caractères chimiques suggèrent un contexte de lithosphère continentale amincie. Ce magmatisme est représenté par les rhyolites alcalines associées à l'intrusion du pluton de Fita et par les volcanites basiques du bassin de Idaho-Mahou

De plus pour le granite de Fita, les mesures ASM indiquent des linéations magnétiques plus inclinées avec des directions plus fortement orientées au NNE. Ces directions des linéations sont parallèles à la direction d'allongement NNE-SSW du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou. Ce dernier est un bassin linéaire, localisé et associé à des décrochements dextres de direction NNE-SSW. Toutes ces données structurales confortent notre interprétation d'un modèle en pull apart.

Les pull aparts sont des bassins où l'allongement a lieu dans le sens de l'étirement. Les bassins de ce type sont souvent associés à des décrochements. C'est le cas par exemple des bassins en pull apart de Gar et Baer dans l'Himalaya qui résultent de l'activité de la faille de Karakorum (Matte et al., 1996 ; Lacassin et al., 2004). De même, l'actuelle mer au Sud de la Chine se serait développée à partir d'un bassin en pull apart à la terminaison sud-ouest de la zone de cisaillement du Fleuve Rouge entre l'Indochine et le Sud de la Chine (Tapponnier et al., 1987 ; Leloup et al., 1995). Le bassin de Saint Etienne dans le Massif Central français constitue également un exemple de bassin en pull apart associé au fonctionnement de la faille décrochante compressive dextre du Pilat au Carbonifère (Mattaueer et Matte, 1998).

Le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est donc interprété en bassin intramontagneux ouvert en contexte de cisaillement et non en bassin molassique tel que proposé par Affaton et al. (1991).

Les bassins volcano-sédimentaires de la Pako et de l'Alibori au Nord du 11^{ème} parallèle au Bénin (Breda, 1982), qui présentent des similitudes de structuration et de lithologies avec le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou au Centre-Bénin, pourraient s'être ouverts dans un même contexte tectonique que celui de Idaho-Mahou. Ces bassins présentent une forme allongée et une orientation NNE-SSW et semblent situés à proximité ou dans la zone de cisaillement de Kandi selon la carte de localisation de ces bassins de Breda (1982). Comme le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou, ces bassins volcano-sédimentaires sont formés de roches volcaniques et hypo-volcaniques acides et basiques associées à des sédiments détritiques.

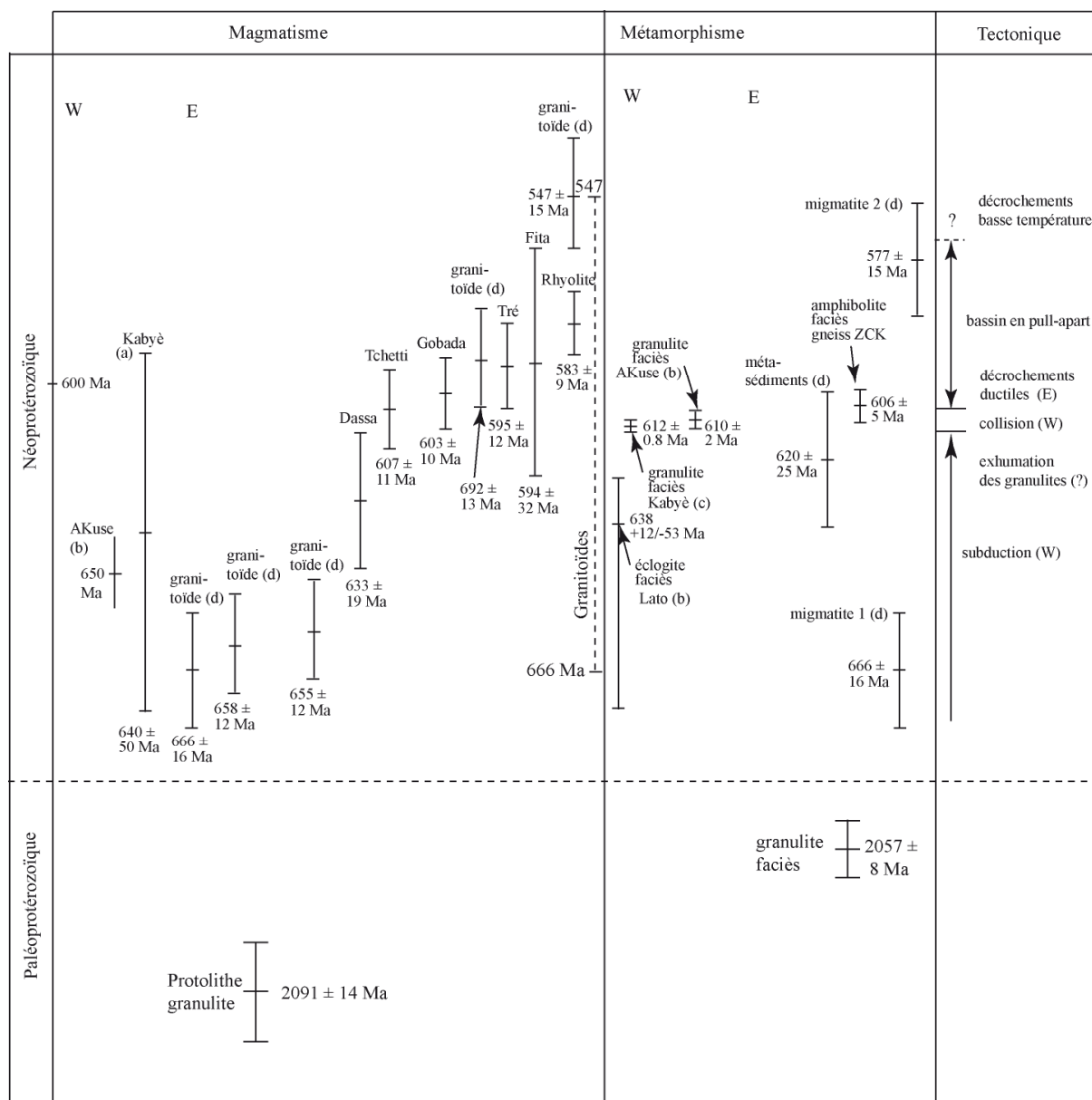
Par contre, le bassin volcano-sédimentaire de la Barou est situé hors de la zone de cisaillement, plus à l'Ouest dans les grès quartzites du bassin des Volta. Le volcanisme de ce bassin volcano-sédimentaire n'est pas bimodal comme celui des bassins volcano-sédimentaires de Idaho-Mahou, de la Pako et de l'Alibori. Ce bassin volcano-sédimentaire est formé de roches volcaniques de composition basaltique-andésitique associées à des sédiments pelitiques siliceux. Un contexte tectonique différent de celui de Idaho-Mahou serait donc envisagé pour le bassin volcano-sédimentaire de la Barou. Ces conclusions méritent d'être confortées par une étude géochimique détaillée des roches de ces bassins volcano-sédimentaires et des datations U-Pb sur zircons.

Les données structurales et géochimiques indiquent que la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin a permis l'ascension de magmas d'origine mantellique asthénosphérique en contexte tectonique intraplaque (lithosphère continentale amincie). Ces données structurales et géochimiques laissent supposer que la zone de cisaillement de Kandi se prolonge jusqu'au manteau lithosphérique. La présence de roches basiques très denses à 5 Km de profondeur le long de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin (El-Hadj Tidjani *et al.* 1997) pourrait être attribuée à une remontée de roches denses (roches basiques) le long de la zone de cisaillement. Ceci confirme la prolongation de la zone de cisaillement dans le manteau. L'enracinement mantellique des zones de cisaillement majeur a été également souligné par les récents travaux de Vauchez *et al.* (2012) qui ont montré que les zones de cisaillements majeurs crustaux décrochants et également extensifs se prolongent généralement dans le manteau lithosphérique.

VII.1.3. Evolution géologique tardi-panafricaine de la zone de cisaillement de Kandi au Centre Bénin

Le tableau VII.1 résume les âges U-Pb obtenus sur les gneiss, granulites et les magmatites de la zone de cisaillement de Kandi et ceux obtenus par Bernard-Griffiths *et al.* (1991), Attoh *et al.* (1991) et Affaton *et al.* (2000) sur les granulites et éclogites de la zone de suture des Dahoméyides à l'Ouest de la zone de cisaillement de Kandi et par Kalsbeek *et al.* (2002). Nous avons choisi de comparer nos âges à ceux obtenus sur les granulites et éclogites de la zone de suture parce que leur contexte tectonique de mise en place est bien contraint dans l'évolution de la chaîne panafricaine des Dahoméyides.

Tableau VII.1 : Ages U-Pb sur zircons des gneiss, granulites et magmatites de la zone de cisaillement de Kandi et des granulites et éclogites de la zone de suture ; (a) Bernard-Griffiths et al. (1991), (b) Attoh et al. (1991), (c) Affaton et al. (2000) ; (d) Kalsbeek et al. (2000) ; ZCK : zone de cisaillement de Kandi ; W : Ouest ; E : Est



En prenant comme repère le fonctionnement du décrochement ductile et par intégration des données géochronologiques (Tableau VII.1), l'histoire géologique tardi-panafricaine de la chaîne des Dahoméyides peut être décrite en trois étapes : (i) une période anté-cisaillement, (ii) l'activité du décrochement ductile de Kandi et la mise en place de plutons et de volcanites dans un bassin et (iii) le fonctionnement de zones de cisaillement de basse température (Fig. VII.3).

La première phase (Fig. VII.3a) est antérieure à 606 Ma c'est-à-dire au fonctionnement des décrochements ductiles. Elle correspond, dans les unités internes des Dahoméyides, à la période de métamorphisme régional entre 670 et 620 Ma et à la fusion partielle syn-métamorphisme régionale des gneiss à 670 Ma (Kalsbeek *et al.*, 2012) (Ferré *et al.*, 2002) et à la mise en place des granitoïdes anté-décrochement ductiles, à 666 Ma, 658 Ma et 655 Ma (Kalsbeek *et al.*, 2012) et Dassa (633 Ma).

La deuxième étape (Fig. VII. 3b et c) s'est déroulée entre 606 et 583 Ma. Le début de cette phase coïncide avec le début du décrochement ductile de Kandi daté à 606 ± 5 Ma et la fusion partielle des gneiss. Cette phase est caractérisée par le cisaillement des granitoïdes porphyroïdes de Dassa, la poursuite de l'exhumation du socle cristallin, la mise en place des granitoïdes de Tchetti, Gobada et de Tré, l'ouverture du bassin en pull apart de Idaho-Mahou et la mise en place des andésites basaltiques et trachytes. Les roches acides du complexe plutono-volcanique alcalin (granites de Fita, microgranite et rhyolite) se sont mis en place plus tardivement mais au cours de cette étape. Cette phase est également accompagnée de la sédimentation dans le bassin.

Les activités plutoniques et volcaniques synchrones au cours du fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi, notamment pour le granite de Fita et les rhyolites alcalines du bassin de Idaho-Mahou, sont suggérées par les analogies de chimie d'une part et d'âge d'autre part. Le granite alcalin de Fita et les rhyolites alcalines du bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou sont spatialement associés et leur signature géochimique indique que ces roches dériveraient d'un même magma parent. De même, les données radiométriques U-Pb sur zircons indiquent des âges presque similaires pour la mise en place de l'intrusion de Fita (c. 594 Ma) et des rhyolites alcalines de Idaho-Mahou (c. 583 Ma). Ces données suggèrent que la chambre magmatique de l'intrusion de Fita alimenterait le volcanisme acide alcalin du bassin. De plus, les relations de terrain montrent que le volcanisme acide alcalin est postérieur au volcanisme basique du bassin. L'intégration de toutes ces données permet de proposer d'abord une mise en place des volcanites basiques et des trachytes dans le bassin de Idaho-Mahou ouvert par le jeu de décrochement

(Fig.VII.3.c). Ensuite, il se forme la chambre magmatique de Fita sous la pile de roches volcaniques sub-alkalines du bassin alimentant également le volcanisme alcalin acide du bassin (Fig.VII.3c).

La troisième étape (Fig. VII.3d) est postérieure à 583 Ma. Elle correspond à la localisation de la déformation dans les zones de cisaillement de basse température d'échelle kilométrique. C'est à cette phase qu'on associe les transformations minéralogiques en conditions métamorphiques de faciès schistes verts dans les volcanites du bassin et les tectonites des zones de cisaillement de basse température. Les âges K-Ar de 523 ± 6 Ma, 521 ± 6 Ma et 441 ± 5 Ma, obtenus respectivement sur les biotites des orthogneiss de Dassa et du granite de Gobada et les muscovites des mylonites de basse température de la bande de tectonites de basse température à l'Est des granulites de Savalou (Breda, 1985), apporteraient des contraintes sur le refroidissement dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin.

Par une chronologie relative, on postule que la mise en place des filons de dolérite dans le socle et le bassin volcano-sédimentaire est postérieure à la troisième phase.

VII.1.4. Relation entre décrochement ductile et chevauchements à l'ouest de la chaîne panafricaine des Dahoméyides

La chaîne panafricaine des Dahoméyides est une chaîne de collision (Affaton *et al.*, 1991 ; Castaing *et al.*, 1993 ; Agbossoumondé *et al.*, 2004). Les évidences d'une subduction dans les unités externes des Dahoméyides sont les éclogites (Ménot and Seddoh, 1985 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1991) et les granulites de base d'arc (Duclaux *et al.*, 2006). Les évidences d'une collision dans les unités externes sont le métamorphisme granulitique des granulites de Akuse (Attoh *et al.*, 1991) et de Kabyè (Affaton *et al.*, 2000) et les chevauchements et mises en place des nappes (Bernard-Griffiths *et al.*, 1991 ; Affaton *et al.*, 1991 ; Castaing *et al.*, 1993 ; Attoh *et al.*, 1997 ; Tairou, 2006).

Les processus de chevauchements, de mise en place et d'imbrication des nappes dans les unités externes se seraient déroulées entre 607 et 570 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1991 ; Attoh *et al.*, 1997). Le transfert de ces nappes s'est effectué de l'Est vers l'Ouest de la chaîne.

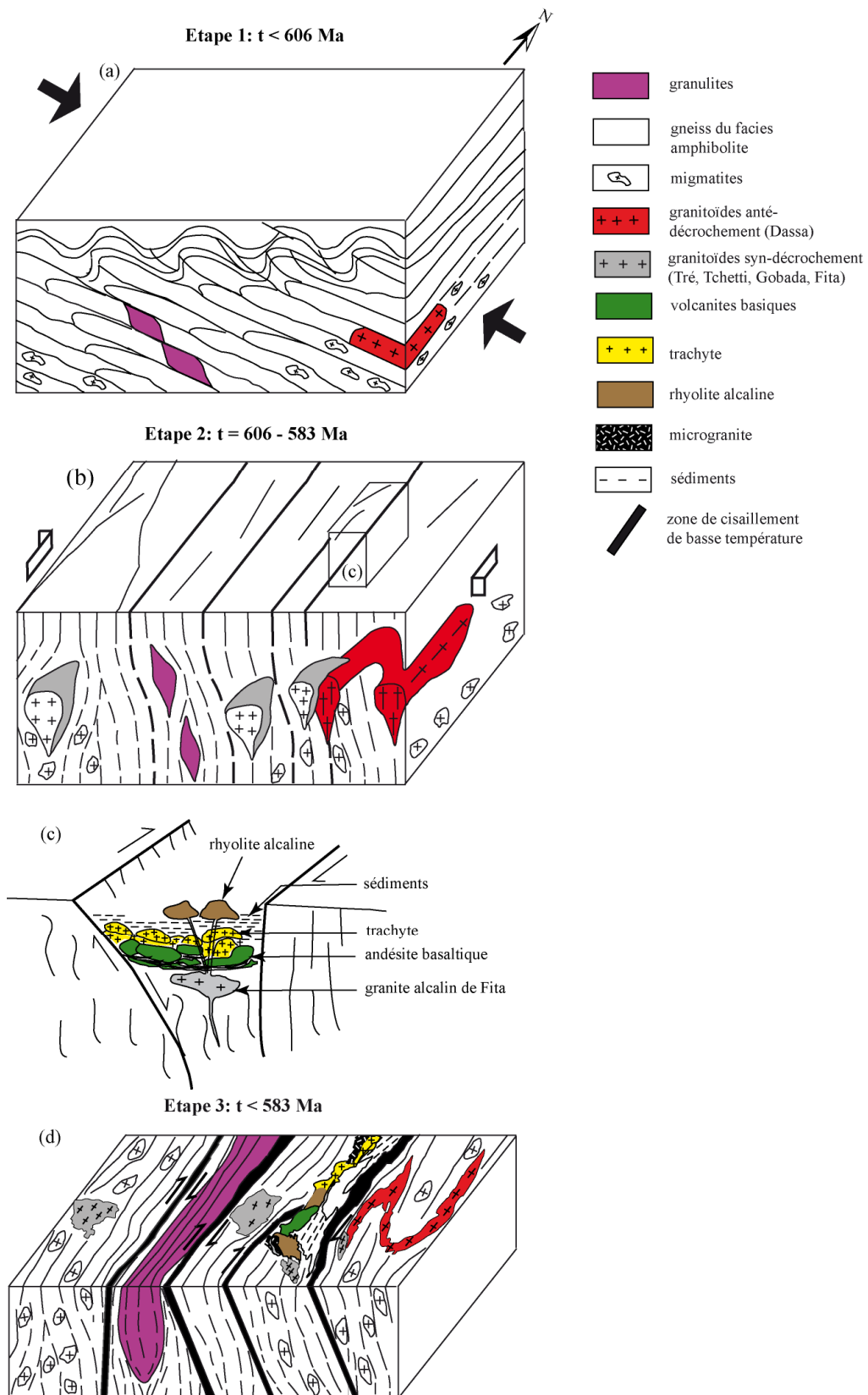


Figure VII.3. Schéma synthétique de l'évolution géologique tardi-panafricaine de la zone de cisaillement de Kandi dans la région de Savalou-Dassa au Centre-Bénin.

Dans les unités internes des Dahoméyides, on note à 650-670 Ma (Kalsbeek *et al.*, 2012) (Ferré *et al.*, 2002) un métamorphisme régional et une migmatisation qui témoignent d'un épaissement crustal. Entre 606 et 580 Ma, il se manifeste une fusion partielle et un métamorphisme localisés et le développement d'une foliation verticale qui sont dus au fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi.

Ces observations indiquent que l'épisode de décrochement ductile et de mouvement latéral N-S dans la zone de cisaillement de Kandi est contemporain des chevauchements et des nappes dans les zones externes des Dahoméyides à l'Ouest.

Au cours de la collision, on assiste à une migration, dans le temps et vers l'extérieur de la chaîne (vers l'Ouest), de la déformation sous forme de nappes et de chevauchements. Par contre, dans la zone interne, le raccourcissement ne peut plus être accommodé par épaissement et il se produit des mouvements latéraux dextres simultanés le long de décrochements N-S, d'échelle lithosphérique.

La partie occidentale de la chaîne panafricaine des Dahoméyides montre donc une évolution géologique comparable à celle décrite dans la partie nord de l'Inde dans l'Himalaya (Mattauer, 1987 ; Tapponnier *et al.*, 1987), dans la chaîne panafricaine de Kaoko en Namibie (Goscombe *et al.*, 2008) et dans la chaîne panafricaine de Ribeira au Sud-Est du Brésil (Egydio-Silva *et al.*, 2005). Dans ces chaînes de collision, les zones d'empilement des nappes sont également bordées par de grandes failles décrochantes et les processus de chevauchement sont contemporains de ces failles décrochantes.

Ces faits permettent également de supposer une partition de la déformation, à l'échelle de la chaîne des Dahoméyides, entre une composante compressive et une composante décrochante pendant la période post-collision comme cela a été démontré dans les chaînes de collision ci-dessus citées. La composante compressive de la convergence est absorbée par les chevauchements à l'Ouest dans les zones externes et la composante décrochante s'est traduite par les décrochements ductiles dextres dans la zone interne.

Le mouvement le long de la zone de cisaillement de Kandi a donc été responsable d'un déplacement vers le Sud du bloc bénino-nigerian. L'importance du rejet le long de la zone de cisaillement reste à déterminer et nécessite des corrélations régionales à plus grande échelle.

VII.1.5. Comparaison de la zone de cisaillement de Kandi avec les zones de cisaillement à l'Est des Dahoméides, du Hoggar et du Brésil

L'évolution géologique au Néoprotérozoïque de la zone de cisaillement de Kandi au Bénin montre des similitudes de période de fonctionnement avec les zones de cisaillement de la partie orientale de la chaîne d'une part et avec le Hoggar et le Brésil d'autre part. Ces zones de cisaillement affectent des terrains anciens d'âge archéen à paléoprotérozoïque et un magmatisme est associé à leur fonctionnement.

A l'Est du Nigéria, les décrochements ductiles N-S qui recoupent la partie orientale de la chaîne ont été actifs à c. 585 Ma et de nombreux granitoïdes ont été mis en place au cours de leur fonctionnement (Ferré *et al.*, 2002). Les zones de cisaillement de basse température ont fonctionné à c. 550 Ma. Ces données indiquent que les décrochements ductiles à l'Est de la chaîne des Dahoméides ont fonctionné pendant la tectonique décrochante dans la zone de cisaillement de Kandi.

Dans le Hoggar, la principale phase d'activité des zones de cisaillement (4°50' l'équivalent nord de la zone de cisaillement de Kandi, et 8°30') est comprise entre 625 et 580 Ma et des plutons sont également associés à l'activité des zones de cisaillement (Liégeois *et al.*, 2003 ; Henry *et al.*, 2009 ; Nouar *et al.*, 2011). Il est également établi que des plutons granitiques se sont mis en place entre 550-520 Ma lors de la réactivation tardive des zones de cisaillement. C'est le cas des plutons subcirculaires de type Taourirt (Djouadi, 1994 ; Paquette *et al.*, 1998 ; Liégeois *et al.*, 2003). Ce type de granitoïde présente une zonation pétrographique du cœur vers la bordure des plutons (Boissonnas, 1973 ; Azzouni-Sekkal, 1989). Ces plutons montrent soit une évolution centrifuge avec des monzogranites calco-alcalins au centre et des granites alcalins en périphérie ou une évolution centripète avec des granites calco-alcalins en bordure et des granites alcalins au cœur. Les plutons de ce type n'ont pas été identifiés dans la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin. Le pluton à 547 ± 15 Ma (Kalsbeek *et al.*, 2012) localisé à proximité ou dans la zone de cisaillement de Kandi mérite des études géochimiques et structurales complémentaires afin de déterminer s'il appartient à ce groupe de plutons.

Au Brésil, la province de Borborema au Nord-Est montre également de nombreuses zones de cisaillement décrochant et un magmatisme abondant. L'activité de ces zones de cisaillement a débuté autour de 600 Ma et les mouvements se sont poursuivis jusqu'à 540 Ma (Vauchez *et al.*, 1995 ; Neves, 2003). Au Sud du Brésil, la principale phase d'activité des

zones de cisaillement a eu lieu à c. 620 Ma avec une réactivation à c. 602 Ma (Chemale et al., 2012). Un magmatisme syn-cisaillement, impliquant à la fois la croûte continentale et le manteau, est associé au fonctionnement de ces zones de cisaillement.

Ces faits démontrent le caractère contemporain du fonctionnement des zones de cisaillement décrochant du Hoggar au Brésil en passant par la chaîne panafricaine des Dahoméyides. Ils confirment donc que ces zones de cisaillement se sont développées dans une entité géologique unique avant l'ouverture de l'océan atlantique au Mésozoïque.

L'équivalent de la zone de cisaillement de Kandi au Nord-Est du Brésil ou *vice versa* demeure encore sujet de débat dans la communauté scientifique. Certains auteurs estiment que le linéament Transbrésilien (au Brésil) pourrait être corrélé avec la zone de cisaillement de Kandi au Bénin (Caby, 1989 ; Trompette, 1994; Dos Santos et al., 2008 ; Arthaud et al., 2008), ceci sur la base de traits structuraux, lithologiques et géochronologiques de part et d'autre des zones de cisaillement au Bénin et au NW de la province de Borborema au Brésil. Les équivalents des formations supracrustales de la zone externe des Dahoméyides et les gneiss et les migmatites de la zone interne de part et d'autres de la zone de cisaillement de Kandi s'observent au NW de Borborema. Par contre, les massifs basiques et ultrabasiques de la zone de suture à l'Ouest de la zone de cisaillement de Kandi ne se retrouvent pas au Brésil ; ce qui a amené certains auteurs à émettre des doutes sur la corrélation entre la zone de cisaillement de Kandi et le linéament Transbrésilien (Brito Neves et al., 2002 ; De Wit et al. 2008).

De Wit et al. (2008) ont corrélé le linéament Transbrésilien avec une zone de cisaillement située à l'Est de la zone de cisaillement de Kandi au Nigéria (zone de cisaillement d'Ife-Ilesha). Kalsbeek et al. (2012) ont échantillonné des roches de part et d'autres de la zone de cisaillement de Kandi et ont montré l'existence de roches paléoproterozoïque à l'Ouest associé au complexe de nappes et leur absence dans les unités internes des Dahoméyides et à proximité ou dans la zone de cisaillement de Kandi. Dans la région de Cariré (Province de Borboréma), des granulites felsiques et granodiorites mylonitiques du Paléoproterozoïque, datés respectivement à 2110 ± 66 Ma et 2157 ± 26 Ma sont recoupés par le linéament Transbrésilien (da Silva Amaral et al., 2012). De ce fait, Kalsbeek et al. (2012) estimaient également tout comme De Wit et al. (2008) que linéament Transbrésilien n'est pas l'équivalent la zone de cisaillement de Kandi. Le linéament Transbrésilien étant alors corrélé à une zone de cisaillement situé à 150 Km plus à l'Est de la zone de cisaillement de Kandi puisque des terrains paléoproterozoïques sont décrits dans la province bénino-nigériane de la chaîne des Dahoméyides au Nigeria.

Nos données qui prouvent l'existence de terrain paléoprotérozoïque (granulites de Savalou) dans la zone de cisaillement de Kandi, comme cela est observé dans le linéament Transbrésilien (da Silva Amaral et al., 2012), contrastent avec le point de vue de Kalsbeek et al. (2012). Elles confortent l'existence de corrélation entre la zone de cisaillement de Kandi et le linéament Transbrésilien.

VII.2. Conclusions

L'objectif général de cette thèse est la compréhension de la dynamique lithosphérique tardi-panafricaine de la partie occidentale de la chaîne des Dahoméides. Pour ce faire, il s'agissait de caractériser la structure et la cinématique de la zone de cisaillement de Kandi, de déterminer le contexte de mise en place et la source des granitoïdes et volcanites spatialement associés à la zone et enfin d'élucider la chronologie de mise en place de ces magmatites en relation avec la déformation et le métamorphisme panafricain.

Les travaux réalisés ont montré que l'extension latérale de la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin est d'au moins 50 Km. Elle a fonctionné en décrochement ductile N-S, dextre, entre c. 606 et 583 Ma. La déformation s'est poursuivie jusqu'à basse température et s'est traduite par l'apparition des bandes de cisaillement étroites d'épaisseur kilométrique. Le cisaillement a affecté des granulites orthodérivées d'âge paléoprotérozoïque, des gneiss ortho et paradérivés et des migmatites et des granitoïdes (granitoïde de l'intrusion de Dassa par exemple). Rappelons que la zone de cisaillement de Kandi a été successivement réactivée au Paléozoïque et au Mésozoïque (Guiraud et Alidou, 1981 ; Konaté, 1996).

Des granitoïdes, des volcanites et des sédiments sont associés au fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi. Au Centre-Bénin, les granitoïdes de Tchetti, Gobada, Tré et Fita d'une part et les volcanites et sédiments du bassin volcano-sédimentaire d'Idaho-Mahou en constituent des exemples.

Le magmatisme anté-cisaillement est de nature sub-alkaline (calco-alkalin). Ce magmatisme sub-alkalin s'est poursuivi au cours du cisaillement et l'affinité vers le pôle alcalin devenait plus marquée. Ces magmas sub-alkalins renfermeraient une composante crustale et une composante mantellique appauvrie. Le magmatisme syn-cisaillement s'est poursuivi par l'épanchement de laves alcalines et la mise en place de granites alcalins. Les laves alcalines dériveraient de la fusion d'un manteau enrichi avec une contamination crustale. Les granites alcalins renferment une composante crustale et mantellique enrichie.

Toutefois, ces résultats sur la source des magmas devraient être confortés par un échantillonnage complémentaire des plutonites et volcanites et par des analyses isotopiques.

Nos travaux mettent en évidence le cogénéisme plutonisme-volcanisme au cours du fonctionnement de la zone de cisaillement et une succession de magmas sub-alcalins à des magmas alcalins vers la fin de l'orogénèse panafricaine des Dahoméyides. Cette transition se serait traduite dans la source des magmas. La contribution mantellique enrichie des magmas alcalins pourrait être attribuée à la fusion du manteau asthénosphérique consécutive de la remontée du manteau du fait de la rupture de la lithosphère subductée. La zone de cisaillement de Kandi a permis l'ascension de magmas d'origine mantellique ; ce qui confirme son caractère lithosphérique.

Nous démontrons également que le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou n'est pas une molasse de la chaîne des Dahoméyides. C'est un bassin intra-montagneux qui est ouvert par le jeu de décrochements.

En conclusion, l'évolution post-collision de la chaîne des Dahoméyides est marquée par le fonctionnement de la zone de cisaillement de Kandi et la mise en place de roches plutoniques d'une part et de roches volcaniques associé à un bassin d'autre part.

Plusieurs problèmes restent néanmoins à résoudre dans la zone de cisaillement au Centre-Bénin. On cite entre autres :

- la détermination de la source des magmatites spatialement associés dans la zone de cisaillement qui nécessitent d'être confortées par les analyses isotopiques;
- la lithostratigraphie détaillée du bassin volcano-sédimentaire d'Idaho-Mahou qui devrait être mieux précisée par un échantillonnage plus rigoureux ;
- l'âge de l'événement magmatique doléritique dans le socle ;
- les relations entre les charnockites décrits par [Breda \(1989\)](#) et les gneiss et granulites environnants.

Les études structurales, géochimiques et géochronologiques devraient être étendues à d'autres intrusions situées en dehors de la zone d'étude pour mieux contraindre la déformation et la source des magmas dans la zone de cisaillement et son enracinement.

Références bibliographiques

- Affaton, P., 1987. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest): une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600 ± 50 Ma), Thèse de doctorat d'Etat, Université Aix-Marseille III, 462 p.
- Affaton, P., Aguirre, L., Ménot, R.P., 1997. Thermal and geodynamic setting of the Buem volcanic rocks near Tiélé, Northwest Bénin, West Africa. *Precambrian Research*, **82**, 191-209.
- Affaton, P., Kröner, A., Seddoh, K.F., 2000. Pan-African granulite formation in the Kabye Massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages. *International Journal Earth Sciences*, **88**, 778-790.
- Affaton, P., Rahaman, M.A., Trompette, R., Sougy, J., 1991. The Dahomeyide Orogen: Tectonothermal Evolution and Relationships with the Volta Basin. In: R.D. Dallmeyer and J.P. Lécorché (eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 107-122.
- Agbossoumondé, Y., Guillot, S., Ménot, R.P., 2004. Pan-African subduction–collision event evidenced by high-P coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo). *Precambrian Research*, **135** 1-21.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R.P., Guillot, S., 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south Togo (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*, **33**, 227-244.
- Agbossoumondé, Y., Ménot, R.P., Paquette, J.L., Guillot, S., Yéssoufou, S., Perrache, C., 2007. Petrological and geochronological constraints on the origin of the Palimé–Amlamé granitoids (South Togo, West Africa): A segment of the West African Craton Paleoproterozoic margin reactivated during the Pan-African collision. *Gondwana Research*, **12**, 476-488.
- Ajibade, A.C. and Wright, J.B., 1989. The Togo-Benin-Nigeria Shield: evidence of crustal aggregation in the Pan-African belt. *Tectonophysics*, **165**: 125-129.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Maria Helena B. M. Holanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., Liu, D., 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca

- (Cearà state, northeastern Brazil). *International Journal Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **98**, 1793–1807.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**, 49-67.
- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173-184.
- Attoh, K. and Brown, L.D., 2008. The Neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: Suggested Tibetan Analogs. *American Geophysical Union, Spring Meeting 2008, abstract #S51A-04*.
- Attoh, K. and Ekwueme, B., 1997. The West African Shield. In: de Wit M.J. and Ashwal L. D. (eds), *Greenstone belts*, Oxford University Press, 517-528.
- Attoh, K. and Morgan, J., 2004. Geochemistry of high-pressure granulites from the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa: constraints on the origin and composition of the lower crust. *Journal of African Earth Sciences* **39**, 201-208.
- Attoh, K., Dallmeyer, R.D. and Affaton, P., 1997. Chronology of nappe assembly in the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Precambrian Research*, **82**, 153-171.
- Attoh, K., Hawkins, D., Bowring, S.A. and Allen, B., 1991. U-Pb zircon ages of gneisses from Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, **72**, 229.
- Azzouni-Sekkal, A., 1989. Pétrologie et géochimie des granites de type Taourirt : un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques, au Panafricain (Hoggar, Algérie) Thèse de doctorat d'Etat, Université d'Alger, Algérie 667 p.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**, 605-626.

- Benn, K., Odonne, F., de Saint Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analogue experiments. *Geology* **26**, 1079-1082.
- Benn, K., Odonne, F., Lee, S.K.Y., Darcovich, K., 2000. Analogue scale models of pluton emplacement during transpression in brittle and ductile crust. *Geological Society America, Special Paper*, **350**, 111-121.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Ménot, R.-P., 1991. Isotopic (Rb± Sr, U±Pb and Sm±Nd) and trace element geochemistry of eclogites from the Pan-African Belt: a case study of REE fractionation during high-grade metamorphism. *Lithos*, **27**, 43-57.
- Bessoles, B. and Trompette, R., 1980. Géologie de l'Afrique: La chaîne panafricaine : "zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise", B.R.G.M., Orléans, France. 397p.
- Bigiorggero, B., Boriani, A., Cadoppi, P., Sacchi, R., Vedogbéton, N., Yevidé, H., 1988. Données préliminaires sur les granites du Bénin Meridional. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogica e Petrologia*, **43**, 477-484.
- Black, R. and Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society, London*, **150**, 89-98.
- Boissonnas, J., 1973. Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne panafricaine en Ahaggar (Sahara Central, Algérie). Thèse de doctorat, *mémoire n°16, Centre de Recherches sur les Zones Arides*, 2 vol., 662 p.
- Bolle, O., Diot, H., Trindade, R.I.F., 2003. Magnetic fabrics in the Holum granite (Vest-Agder, southernmost Norway): implications for the late evolution of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Scandinavia. *Precambrian Research*, **121**, 221-249.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, **25**, 261-270.
- Borradaile, G.J. and Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, **32**, 1519-1551.
- Bouchez, J.-L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, **330**, 1-14.

- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**, 35-38.
- Boussari, W. and Rollet, M., 1974. Découverte d'un bassin volcano-sédimentaire dans la région Centre-Ouest du Dahomey. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, **279**, 29-32.
- Boussari, W.T., 1975. Contribution à l'étude géologique du socle cristallin de la zone mobile Pan-Africaine (Région centrale du Dahomey), Thèse de doctorat, Université de Besançon, 105 pp.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare earth element geochemistry, 63-114.
- Breda, 1982. Etude de cartographie géologique et de prospection minière de reconnaissance au Nord du 11^e parallèle (Bénin). Rapport final. Projet N°4105-011-13-20, Géomineraria Italiana.
- Breda, 1989. Notice explicative de la carte géologique à 1/200000. Feuilles Pira-Savè, Abomey-Zagnanado, Lokossa-Porto-Novo, 77p.
- Breda, 1985. Etude de la cartographie géologique et prospection minière de reconnaissance au Sud du 9^{ème} parallèle. Première phase, 111p.
- Brito Neves, B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. North-western Africa–North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 275-278.
- Bruguier, O., Dada, S.S., Lancelot, J.R., 1994. Early Archean component (> 3.5 Ga) within a 3.05 Ga orthogneiss from northern Nigeria: U-Pb zircon evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 89-103.
- Caby, R., 1987. The Pan-African belt of West Africa from the Sahara Desert to the Gulf of Benin. In: J.P. Schaer and J. Rodgers (eds), *Anatomy of Mountain Ranges*, Princeton University Press, Princeton, NJ, pp. 129-170.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society America, Special Paper*, **230**: 145-158.

- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in North-east Brazil. *In: Dallmeyer, R.D. and Lécorché, J.P. (eds) The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer, Berlin, 373-397.
- Caen-Vachette, M., Pinto, K.J.M., Roques, M., 1979. Plutons éburnéens et métamorphisme dans le socle cristallin de la chaîne pan-africaine au Togo et au Bénin. *Revue Géologie Dynamique Géographie Physique*, **21**, 351-357.
- Cahen-Vachette, M., 1975. Age pan-africain des granites de Sinendé, Savè et Fita (Dahomey). *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, **281**, 1793-1795.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of the Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, **218**: 323-342.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., de Fatima Bitencourt, M., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, **22**, 184-199.
- Clark, D.A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**, 83-103.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, **63**, 169-247.
- Corti, G., Moratti, G., Sani, F., 2005. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. *Journal of Structural Geology*, **27** 1547-1562.
- da Silva Amaral, W., dos Santos, T.J.S., Wernick, E., de Araújo Nogueira Neto, J., Dantas, E.L., Matteini, M., 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2012.02.011.
- Dada, S.S., 2008. Proterozoic evolution of the Nigeria-Borborema province. *In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves and M.J. De Wit (eds), West Gondwana:*

- Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Geological Society, London, Special Publications, **294**: 121-136.
- Davidson, C., Schmid, S.M., Hollister, L.S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, **6**, 133-142.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**, 183-210.
- De Wit, M.J., Stankiewicz, J., Reeves, C., 2008. Restoring Pan-African–Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, Geological Society, London, Special Publications, **294**: 399-412.
- Debat, P., Nikiéma, S., Mercier, A., Lompo, M., Béziat, D., Bourges, F., Roddaz, M., Salvi, S., Tollon, F., Wenmenga, U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research*, **123**, 47-65.
- Dell'Angelo, L.N., Tullis, J. and Yund, R.A., 1987. Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, **139**, 325-332.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., 2008. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **30**, 1138-1149.
- Djouadi, M.T., 1994. Granites fini-panafricains de type Taourirt (Hoggar, Algérie). Un étude structurale par l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et modèles de mise en place du complexe du Tesnou et du massif de Tioueïne, Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, France, 160 p.
- dos Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Neto, J.A.N., 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **294** 101-120.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birrimian (Paleoproterozoic) granitoids in central Côte-

- d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, **87**, 33-63.
- Duclaux, G., Ménot, R.P., Guillot, S., Agbossoumondé, Y., Hilairet, N., 2006. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root. *Precambrian Research*, **151** 101-118.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, **107** (B3), doi 10.1029/2001JB000486.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M.I.B., Bascou, J., Uhlein, A., 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1750-1764.
- Ekwueme, B. and Kröner, A., 1998. Single zircon evaporation ages from the Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **26**, 195-205.
- Ekwueme, B., 1994. Basaltic magmatism related to the early stages of rifting along the Benue Trough: the Obudu dolerites of south-east Nigeria. *Geological Journal*, **29**, 269-276.
- Ekwueme, B., Itaya, T., Yabe, H., 1997. K-Ar ages of intrusives rocks in the Oban-Obudu massif and their significance for the tectonic and plutonic history of southeastern Nigeria. *The Island Arc*, **6**, 353-360.
- El-Hadj Tidjani, M., Affaton, P., Louis, P., Socohou, A., 1997. Gravity characteristics of the Pan-African Orogen in Ghana, Togo and Benin (west Africa). *Journal of African Earth Sciences*, **24**, 241-258.
- Ferré, E., Gleizes, G., Caby, R., 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, **114**: 199-219.
- Ferré, E.C., Galland, O., Montanari, D., Kalakay, T.J., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, doi 10.1007/s00531-012-0747-6.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 211-218.

- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey of Professional Paper*, **354-B** 11-40.
- 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.
- Galland, O., Cobbold, P.R., de Bremond d'Ars, J., Hallot, E., 2007. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research* **112**, doi:10.1029 / 2006JB004604.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the in the Palaeoproterozoique of West Africa. *Precambrian Research*, **127**, 329-354.
- Gonzalez, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., Shyu, J. B. H., 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S-24°S). *Tectonics*, **28** (6) TC6003.
- Goscombe, B.D. and Gray, D.R., 2008. Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: A review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Research*, **13**, 45-85.
- Goscombe, B.D. and Gray, D.R., 2009. Metamorphic response in orogens of different obliquity, scale and geometry. *Gondwana Research*, **15**, 151-167.
- Guiraud, R. and Alidou, S., 1981. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 293**, 779-782.
- Henry, B., Liégeois, J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguié, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009. Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: an AMS and U–Pb zircon age study. *Tectonophysics*, **474**, 417-434.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and 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.

- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Technical note. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**, 1255–1259.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **22**, 50-62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 63-67.
- Jolivet, L., 1995. La déformation des continents, Hermann, Paris, 413 p.
- Kalakay, T.J., John, B.E., Lageson, D.R., 2001. Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southwest Montana, USA. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1151-1165.
- Kalfoun, F., 2001. Géochimie du niobium et du tantale: distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres, Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 273 pp.
- Kalsbeek, F., Affaton, P., Ekwueme, B., Frei, R., Thrane, K., 2012. Geochronology of granitoid and metasedimentary rocks from Togo and Benin, West Africa: Comparisons with NE Brazil. *Precambrian Research*, **196-197**, 218- 233.
- Konaté, M. 1996. Evolution tectono-sédimentaire du bassin paléozoïque de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). Un témoin de l'extension post-orogénique de la chaîne panafricaine. Thèse de doctorat, Université de Dijon, France, 489 p.
- Lacassin, R., Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Paquette, J.L., Hiaibing, L., Tapponnier, P., Chevalier, M.L., Guillot, S., Maheo, G., Zhiqin, X., 2004. Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**, 255-269.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Charles Gilbert, M., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, 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. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, **35**, 219-246.

- Leloup, P.H., 1991. Cinématique des déformations “himalayennes” dans la zone de cisaillement crustale de l’Ailao Shan-Fleuve Rouge. Thèse de doctorat, Université Paris 6, 148 p.
- Leloup, P.H., Arnaud, N., Lacassin, R., Kienast, J.R., Harrison, T.M., Phan Trong, T.T., Replumaz, A., Tapponnier, P., 2001. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan–Red River shear zone, SE Asia. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B4), 6683- 6732.
- Leloup, P.H., Harrison, T.M., Ryerson, F.J., Wenji, C., Qi, L., Tapponnier, P., Lacassin, R., 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. *Journal of Geophysical Research*, 98(B4), 6715-6743, doi:10.1029/92JB02791.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Dalai, Z., Xiaohan, L., Liangshang, Z., Shaocheng, J., Trinh, P.T., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, **251**, 3-84.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Dalai, Z., Xiaohan, L., Liangshang, Z., Shaocheng, J. and Trinh, P.T., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina *Tectonophysics*, **251**, 3-84.
- Liégeois, J.P., 1987. Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali): géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans le cadre de l'orogénèse pan-africaine, Thèse de doctorat, Université libre de Bruxelles, 335 pp.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 161-190.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, **58**, 19-36.
- Ludwig, K.R., 2001. User’s manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, Berkeley, USA, 55 p.

- Mattauer, M. et Matte, P., 1998. Le bassin Stéphalien de St-Etienne ne résulte pas d'une extension tardi-hercynienne généralisée: c'est un bassin pull-apart en relation avec un décrochement dextre. *Geodinamica Acta (Paris)*, **11**, 23-31.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Collision Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, pp. 37-50.
- Matte, P., Tapponnier, P., Arnaud, N., Bourjot, L., Avouac, P., Vidal, P., Liu, Q., Pan, Y., Wang, Y., 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 311-330.
- McCaig, A.M., 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones. *In: M. Holness (ed), Deformation enhanced melt segregation and metamorphic fluids transport*, Chapman and Hall, pp. 227-260.
- Ménot, R.P. and Seddoh, K.F., 1977. Données nouvelles sur la pétrographie de l'Atacorien au Togo (région des Plateaux). *Bulletin Société Géologique France*, **19**, 331-334.
- Ménot, R.P. and Seddoh, K.F., 1985. The eclogites of Lato Hills (South Togo, West Africa): relics from early tectonometamorphic evolution of the Pan-African orogeny. *Chemical Geology* **50**, 313-330.
- Musumeci, G., Mazzarini, F., Corti, G., Barsella, M., Montanari, D., 2005. Magma emplacement in a thrust ramp anticline: The Gavorrano Granite (northern Apennines, Italy). *Tectonics*, **24**, TC6009, doi:10.1029/2005TC001801.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, **301**, 813-818.
- Naibert, T.J., Geissman, J.W., Heizler, M.T., 2010. Magnetic fabric, paleomagnetic, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic data bearing on the emplacement of the Late Cretaceous Philipsburg Batholith, SW Montana fold-and-thrust belt. *Lithosphere*, **2**, 303-327.
- Neves, P.S. and Vauchez, A., 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; State of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 289-298.

- Neves, P.S., 1996. Etude des relations entre magmatisme et zones de cisaillement lithosphériques: exemple des décrochements de Pernambuco et Fazenda Nova - Etat de Pernambuco – Brésil. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 243 p.
- Neves, P.S., 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, **22**: 1031, doi:10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P., Vauchez, A. and Archanjo, C.J., 1996. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zone? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, **262**, 349-364.
- Nomade, S., 2001. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire, Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 343 p.
- Nouar, O., Henry, B., Liégeois, J.P., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Amenna, M., Hemmia, A., Ayache, M., 2011. Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: Image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Ténéré (Tuareg shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, **60**, 133-152.
- Paquette, J.L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J.L., 1998. U–Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos*, **45**, 245-253.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. Micro-tectonics, Springer-Verlag, Berlin, 366 pp.
- Paterson, S.R. and Schmidt, K.L., 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology*, **21**, 1131-1142.
- Paterson, S.R., 2006. Close spatial relationship between plutons and shear zones: comment *Geology*, **33**, e72.
- Paterson, S.R., Fowler Jr., T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**, 53-82.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300.

- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams In: Wyman, D.A. (ed), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**, 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**, 669-673.
- Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., 1998. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise), U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, **90**, 107-117.
- Pouget, R., 1955. Le Précambrien du Dahomey, Thèse de Doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 186 pp.
- Rahaman, M.A., Van Bremen, O., Bowden, P. and Bennett, J.N., 1984. Age migration of anorogenic complexes in northern Nigeria. *Geology*, **92**, 173-184.
- Rochette, P., Scaillet, B., Guillot, S., Le Fort, P., Pêcher, A., 1994. Magnetic properties of the High Himalayan leucogranites. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 217-234.
- Rollinson, H.R., 1984. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* London, 352 p.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science*, **297**, 651-678.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, **33**, 267-309.
- Rutter, E.H. and Neumann, D.H.K., 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *Journal of Geophysical Research*, **B100**, 15697-15715.

- Rutter, E.H., Holdsworth, R.E. and Knipe, R.J., 2001. The nature and tectonic significance of fault zone weakening: an introduction. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Magloughlin and R.J. Knipe (eds), *The nature and tectonic significance of fault zone weakening: an introduction*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 1-11.
- Saint-Blanquat (de), M., 2002. Recherches sur les relations entre la tectonique et le magmatisme granitique, HDR, Toulouse III, France, 252 p.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as function of pressure. An experimental calibration of the aluminium in hornblende. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **110**, 304-310.
- Soumaila, A., Henry, P., Garba, Z., Rossi, M., 2008. REE patterns, Nd-Sm and U-Pb ages of the metamorphic rocks of the Diagorou-Darbani greenstone belt (Liptako, SW Niger): implication for Birimian (Palaeoproterozoic) crustal genesis. In: N. Ennih and J.P. Liégeois (eds), *The boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 19-32.
- Spanner, B.G. and Kruhl, J.H., 2002. Syntectonic granites in thrust and strike-slip regimes: the history of the Carmo and Cindacta plutons (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 431-444.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in ocean basins*, Geological Society, London, Special Publications, pp. 313-345.
- Taïrou, M.S., 2006. La tectonique tangentielle panafricaine au Nord-Togo, Thèse de doctorat, Université de Lomé, Togo, 401 p.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**, 319- 324.
- Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P.H., Scharer, U., Zhong, D., Wu, H., Liu, X., Ji, S., Zhang, L., Zhong, J. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, **343**, 431-437.

- Tapponnier, P., Peltzer, G. and Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *In* : Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, pp. 115-157.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, **19**, 113-157
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman and Hall, London. 217 p.
- Tibaldi, A., 2008. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **176**, 291-301.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, **13**, 421-437.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam 350 pp.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 247-266.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Mainprice, D., 2012. Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, **558-559**, 1-27.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E., Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, **26**, 1867-1884.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **89**, 113-119.
- Wang, P.L., Lo, C.H., Chung, S.L., Lee, T.Y., Lan, C.Y., Thang, T.V., 2000. Onset timing of left-lateral movement along the Ailao Shan–Red River shear zone: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating constraint from the Nam Dinh area, northeastern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**, 281-292.

- Wang, Y.Z. and Ding, J., 1996. Tectonic characteristics and evolution of the intermediate to high-grade metamorphic rocks in Ailao Shan, Yunnan province *Tethys Geology*, **20**, 52- 69.
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91**, 65-78.
- Wilson, M., 1991. *Igneous Petrogenesis*, London, 466 p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20**, 325-343.

Annexes

Annexe 1 : Résultats d'ASM par site des intrusions

Intrusion de Dassa

Site	Long (°E)	Lat (°N)	spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K3dec	K3inc
3	2.198	7.746	OCBE7A	198	1,09	0,13	345	14	250	22
			OCBE7B	197	1,09	0,04	342	18	245	21
			OCBE8A	216	1,08	0,18	350	9	257	16
			OCBE8B	400	1,08	0,56	15	51	252	24
			OCBE8C	204	1,09	0,11	353	10	259	20
5	2.186	7.78	OCBE13B	185	1,16	0,73	17	36	259	33
			OCBE13C	206	1,16	0,65	15	32	260	35
			OCBE14A	189	1,14	0,55	8	20	268	28
			OCBE14B	195	1,14	0,54	4	17	264	29
			OCBE14C	209	1,14	0,59	10	20	269	27
6	2.189	7.762	OCBE15A	250	1,09	0,18	351	9	258	21
			OCBE15B	247	1,09	0,39	349	7	257	15
			OCBE15C	258	1,1	0,28	357	10	264	19
			OCBE16A	254	1,06	-0,54	359	8	262	44
			OCBE16C	370	1,07	-0,39	359	12	258	42
13	2.245	7.771	OCBE31A	1286	1,11	-0,33	4	19	145	66
			OCBE31B	1498	1,1	-0,34	5	17	152	70
			OCBE32A	1898	1,17	-0,08	348	20	242	36
			OCBE32B	1518	1,11	0,07	354	22	247	35
			OCBE32C	2162	1,17	0,04	351	13	251	40
14	2.254	7.779	OCBE33A	490	1,06	-0,43	360	9	103	55
			OCBE33B	713	1,06	-0,33	342	6	121	83
			OCBE33C	363	1,05	-0,21	345	15	107	63
			OCBE35A	453	1,06	-0,71	343	12	108	71
			OCBE35B	333	1,07	-0,29	339	22	98	50
16	2.222	7.809	OCBE37A	529	1,09	0,21	355	39	243	25
			OCBE37B	590	1,09	-0,12	356	45	237	26
			OCBE37C	629	1,09	-0,44	1	48	243	23
			OCBE38B	387	1,07	0,33	334	30	230	23
			OCBE38C	472	1,09	0,56	1	47	248	20
18	2.306	7.84	OCBE42A	508	1,04	0,5	330	17	77	45
			OCBE42B	621	1,08	0,06	173	10	74	43
			OCBE42C	368	1,06	-0,01	213	12	105	56
			OCBE43A	421	1,07	-0,04	182	5	88	37
			OCBE43B	546	1,06	0,49	183	2	92	37
19	2.307	7.853	OCBE47A	289	1,06	0,36	262	25	116	61
			OCBE47A	604	1,1	0,36	195	6	101	37
			OCBE47C	475	1,1	0,46	193	14	89	45
			OCBE48A	666	1,11	0,07	176	5	82	38
			OCBE48B	516	1,21	0,77	11	14	277	16
69	2.185	7.795	OCBE132A	496	1,2	0,76	1	25	264	16
			OCBE132B	474	1,19	0,76	1	18	266	14
			OCBE132C	477	1,2	0,81	359	21	264	13
			OCBE133A	486	1,21	0,74	8	15	273	17
			OCBE133B	514	1,21	0,75	7	18	272	15
70	2.186	7.822	OCBE134B	319	1,17	0,92	170	26	274	27
			OCBE134C	304	1,16	0,88	171	16	270	29
			OCBE135A	329	1,17	0,84	168	29	275	29
			OCBE135B	312	1,17	0,85	169	27	274	27
			OCBE135C	335	1,19	0,91	171	30	278	26
71	2.204	7.859	OCBE136A	254	1,1	0,57	355	25	257	17
			OCBE136B	201	1,09	0,54	356	26	260	13
			OCBE136C	221	1,08	0,42	359	26	260	17
			OCBE137A	275	1,11	0,59	358	17	263	17
			OCBE137C	295	1,12	0,65	352	14	259	13

Intrusion de Tré

Site	Long (°E)	Lat (°N)	Spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K3dec	K3inc
			Granite							
1	2.202	7.719	OCBE3A	98	1,11	0,27	353	12	259	19
			OCBE3C	98	1,13	0,48	353	10	259	20
			OCBE4A	75	1,12	0,58	353	3	261	22
			OCBE4B	72	1,12	0,49	353	6	261	21
			OCBE4C	75	1,12	0,51	358	18	261	22
2	2.2	7.727	OCBE5A	217	1,08	0,14	287	27	22	10
			OCBE5B	205	1,09	0,13	287	31	22	8
			OCBE6A	160	1,07	-0,2	358	19	262	17
			OCBE6B	178	1,07	-0,05	353	13	258	17
			OCBE6C	196	1,07	-0,13	352	22	257	12
7	2.192	7.725	OCBE18A	307	1,15	-0,44	359	63	160	26
			OCBE18B	221	1,1	0,27	358	17	261	23
			OCBE18C	291	1,07	-0,28	9	26	219	60
			OCBE19A	143	1,15	0,34	357	24	254	26
			OCBE19B	207	1,13	0,21	358	22	255	31
8	2.201	7.716	OCBE20B	188	1,08	0,18	350	6	257	19
			OCBE20C	177	1,08	0,13	344	8	252	20
			OCBE21A	184	1,08	0,11	345	11	253	11
			OCBE21B	193	1,08	0,23	343	10	252	10
			OCBE21C	177	1,1	0,16	343	12	250	14
9	2.195	7.72	OCBE22A	106	1,1	0,09	348	23	243	31
			OCBE22B	180	1,09	-0,1	348	19	243	36
			OCBE22C	124	1,09	-0,06	347	18	243	36
			OCBE23B	77	1,1	-0,25	350	27	245	26
			OCBE23C	99	1,09	-0,55	355	23	239	47
12	2.201	7.717	OCBE29A	781	1,12	0,6	218	41	90	36
			OCBE29B	526	1,13	0,69	222	43	94	34
			OCBE30A	183	1,08	0,43	355	22	259	13
			OCBE30B	202	1,09	0,36	357	29	256	19
			OCBE30C	174	1,09	0,55	351	15	254	22
10	2.191	7.717	OCBE25A	548	1,08	0,26	351	10	81	1
			OCBE25B	509	1,07	-0,15	351	15	83	6
			OCBE25C	543	1,08	0,11	349	12	81	10
			OCBE26A	303	1,07	-0,01	349	23	80	2
			OCBE26B	355	1,07	-0,06	349	24	254	11

Intrusion de Gobada

Site	Long (°E)	Lat (°N)	Spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
20	2.01	7.802	OCBE49A	1417	1,12	0,88	183,1	19	86	20	313	62
			OCBE49B	508	1,05	0,49	341,2	7	240	56	76	33
			OCBE51A	558	1,07	0,61	316,4	2	47	14	217	76
			OCBE51B	776	1,09	-0,55	320,3	12	225	23	76	64
			OCBE51C	637	1,09	0,03	313,1	8	220	19	64	69
21	2.012	7.803	OCBE55A	1637	1,07	-0,03	251,6	48	153	8	56	41
			OCBE55B	1598	1,05	0,5	285,3	13	189	25	41	62
			OCBE55C	935	1,07	0,39	300,2	26	192	33	60	46
			OCBE56B	654	1,04	-0,52	235,4	6	141	36	334	54
			OCBE56C	388	1,05	-0,32	225,1	18	3	67	130	15
22	2.012	7.805	OCBE57B	1051	1,07	0,57	290,1	24	196	9	87	65
			OCBE57C	986	1,07	-0,62	1,2	6	271	1	172	84
			OCBE58A	425	1,11	-0,26	155,8	11	267	62	61	25
			OCBE58B	638	1,02	-0,03	225,6	36	323	10	66	52
			OCBE58C	1070	1,16	0,01	54,2	11	317	33	160	55
23	2.012	7.792	OCBE59A	171	1,01	0,06	168,9	42	54	25	303	37
			OCBE59B	171	1,02	-0,04	193,6	15	94	32	306	54
			OCBE59C	169	1,02	0,7	178,5	37	42	44	287	24
			OCBE60A	149	1,01	0,61	34,2	25	161	52	290	27
			OCBE60C	151	1,02	-0,42	204	50	79	26	334	29
24	2.014	7.793	OCBE61A	88	1,02	-0,29	123,8	23	1	52	227	28
			OCBE61B	96	1,02	-0,46	123	7	26	44	220	45
			OCBE62A	72	1,03	0,31	21	20	184	69	289	6
			OCBE62B	77	1,04	0,85	26	20	148	55	285	27
			OCBE62C	58	1,07	0,78	23,4	52	209	38	117	3
25	2.018	7.801	OCBE63A	227	1,01	0,76	7,2	68	170	21	263	6
			OCBE63B	222	1,18	-0,48	231,4	23	347	45	124	36
			OCBE63C	301	1,03	0,35	170	31	284	34	50	40
			OCBE64A	146	1,04	-0,19	15,7	6	115	54	281	35
			OCBE64C	134	1,02	0,03	134,5	24	23	40	246	40
26	2.018	7.803	OCBE65B	345	1,07	0,24	36,6	20	229	70	128	4
			OCBE65C	344	1,05	0,06	169,7	15	68	36	279	50
			OCBE66A	116	1,08	-0,11	187,1	32	322	48	81	23
			OCBE66B	108	1,02	-0,38	337,1	50	122	35	225	18
			OCBE66C	96	1,03	-0,45	30,7	33	126	8	227	56
27	2.014	7.788	OCBE67A	1496	1,07	-0,48	322,9	6	196	81	54	8
			OCBE67B	2533	1,1	-0,36	269,7	20	176	11	57	67
			OCBE67C	1613	1,06	0,54	299,2	21	192	38	52	44
			OCBE68A	1776	1,05	0,62	65,5	76	321	4	230	14
			OCBE68B	1698	1,07	-0,03	348,5	11	242	54	86	33
29	2.016	7.783	OCBE69A	168	1,02	-0,38	0,3	55	264	4	171	34
			OCBE69B	152	1,02	-0,67	18,8	49	112	3	204	41
			OCBE69C	154	1,02	-0,22	330,1	43	93	30	204	32
			OCBE70B	168	1,01	-0,29	3,7	11	103	40	261	48
			OCBE70C	157	1,02	-0,71	29,8	20	271	53	132	29

Intrusion de Gobada (suite et fin)

Site	Long (°E)	Lat (°N)	Spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
30	2.006	7.763	OCBE71A	127	1,02	-0,35	26,2	62	165	22	262	17
			OCBE71C	127	1,01	-0,65	59	49	306	19	202	35
			OCBE72A	138	1,01	-0,3	45,1	42	136	1	226	48
			OCBE72B	131	1,02	-0,68	44,3	38	243	50	142	9
			OCBE72C	116	1,01	0,41	5,9	39	115	23	228	43
32	2.014	7.768	OCBE73A	169	1,02	-0,66	264,8	75	81	15	172	1
			OCBE73B	162	1,03	0,48	312,4	67	218	2	127	23
			OCBE73C	162	1,02	0,16	293,6	68	48	10	142	20
			OCBE74B	175	1,02	0,57	310,6	39	49	10	151	49
			OCBE74C	148	1,02	0,55	273,5	38	32	32	149	36
33	2.022	7.782	OCBE76B	140	1,03	-0,1	246,9	55	156	0	66	35
			OCBE76C	147	1,03	0,71	254,2	63	136	14	40	23
			OCBE77A	182	1,02	0,5	309,5	66	206	6	113	23
			OCBE77B	152	1,03	-0,28	32,5	29	262	50	138	25
			OCBE77C	106	1,03	0,34	214	41	20	48	118	7
34	2.028	7.79	OCBE79A	75	1,01	0,3	109,1	17	345	61	206	22
			OCBE79B	74	1,02	0,12	143,3	4	51	30	239	60
			OCBE79C	61	1,01	-0,02	308,9	58	161	28	63	14
			OCBE80A	53	1,02	-0,63	295,1	14	200	21	56	65
			OCBE80C	43	1,02	0,05	280,1	70	91	20	182	3

Intrusion de Tchetti

Site	Long (°E)	Lat (°N)	Spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
47	1.664	7.828	OCBE88A	138	1,11	0,61	43	42	178	38	289	24
			OCBE88B	136	1,1	0,57	44	48	179	32	285	23
			OCBE88C	135	1,11	0,57	44	51	183	31	287	21
			OCBE89B	113	1,06	0,16	28	18	149	58	289	26
			OCBE89C	116	1,05	0,19	24	19	146	57	285	26
48	1.663	7.838	OCBE91B	118	1,04	0,45	129	65	27	5	294	24
			OCBE91C	118	1,04	0,42	97	61	205	10	301	27
			OCBE92A	115	1,04	-0,04	111	63	216	7	310	26
			OCBE92B	108	1,04	0,06	125	59	30	3	298	31
			OCBE92C	113	1,04	0,48	108	67	204	3	296	23
49	1.663	7.846	OCBE93B	110	1,07	0,12	65	54	187	22	289	28
			OCBE93C	110	1,07	0,11	57	50	187	28	292	26
			OCBE94A	104	1,09	0,05	55	53	199	32	300	18
			OCBE94B	108	1,09	0,1	51	52	197	33	298	17
			OCBE94C	112	1,09	0,07	47	53	194	32	294	16
50	1.663	7.82	OCBE95A	118	1,07	0,76	22	41	193	48	288	5
			OCBE95B	116	1,07	0,59	21	28	188	62	288	5
			OCBE96A	114	1,05	0,21	19	24	163	62	283	15
			OCBE96B	116	1,05	0,02	19	8	141	76	287	12
			OCBE96C	120	1,04	0,13	190	3	89	75	281	15
51	1.669	7.824	OCBE97A	106	1,07	0,54	31	26	168	57	291	19
			OCBE97C	112	1,07	0,7	23	4	122	67	291	22
			OCBE98A	96	1,06	0,63	204	3	109	61	296	29
			OCBE98B	92	1,07	0,91	19	1	111	66	288	24
			OCBE98C	101	1,08	0,79	195	11	76	68	289	19
52	1.66	7.83	OCBE99B	123	1,06	0,4	22	24	155	57	282	21
			OCBE99C	128	1,06	0,49	29	23	158	56	289	24
			OCBE100A	128	1,05	0,44	24	27	161	55	283	20
			OCBE100B	117	1,06	0,47	19	27	158	57	279	19
			OCBE100C	124	1,06	0,5	17	32	158	52	275	19

Intrusion de Fita

Site	Long (°E)	Lat (°N)	Spécimen	Km (μSI)	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
64	2.128	7.683	OCBE120A	238	1,02	-0,17	53	67	175	13	269	19
			OCBE120B	224	1,02	0,61	25	42	172	43	279	17
			OCBE120C	234	1,04	0,79	7	32	194	58	99	3
			OCBE122A	175	1,02	0,21	301	70	180	11	87	17
			OCBE122B	172	1,02	-0,13	318	68	187	15	92	16
65	2.123	7.678	OCBE123A	1774	1,16	0,56	40	25	166	52	296	27
			OCBE123C	1242	1,17	0,35	37	26	157	46	288	32
			OCBE124A	9481	1,23	0,18	34	27	168	55	293	22
			OCBE124B	10539	1,22	0,2	33	25	163	55	291	24
			OCBE124C	11568	1,21	0,04	34	28	164	51	290	25
66	2.109	7.67	OCBE126A	4557	1,1	-0,69	9	31	243	44	119	30
			OCBE126B	4291	1,09	-0,09	6	35	173	55	272	6
			OCBE126C	4102	1,08	-0,61	12	26	242	53	115	25
			OCBE127A	3254	1,08	-0,28	356	33	163	57	263	6
			OCBE127B	4682	1,08	-0,3	0	31	164	58	266	8
67	2.114	7.675	OCBE128A	2229	1,04	-0,32	41	13	309	5	197	76
			OCBE128B	2336	1,04	-0,1	39	19	131	7	241	70
			OCBE128C	3595	1,04	-0,45	41	16	132	4	235	74
			OCBE129A	8160	1,05	0,38	24	15	118	12	246	71
			OCBE129C	10204	1,05	-0,04	33	12	123	3	225	78
68	2.109	7.676	OCBE130A	3442	1,07	-0,18	52	38	219	51	317	6
			OCBE130B	4762	1,07	-0,33	48	33	209	56	313	9
			OCBE131A	11111	1,18	0,65	351	29	158	61	258	5
			OCBE131B	11144	1,07	0,41	11	47	179	42	274	6
			OCBE131C	14797	1,1	-0,09	45	26	214	64	313	4

**Annexe 2 : Tableaux des analyses chimiques des minéraux à la microsonde
électronique**

LES PYROXENES

Analyse chimique des pyroxènes des granulites de Savalou

N°Echantillon 10 BE 33

SiO2	51.69	51.63	50.36	51.43	50.58	51.91	51.94	51.62	50.29	51.22
TiO2	0.12	0.23	0.09	0.17	0.05	0.24	0.17	0.14	0.10	0.22
Al2O3	1.43	1.52	0.54	1.39	0.58	1.62	1.60	1.48	0.67	1.48
FeO	16.05	13.69	33.36	15.05	33.04	14.36	14.05	13.58	33.95	14.23
Cr2O3	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00
MnO	0.27	0.15	0.65	0.22	0.58	0.21	0.18	0.24	0.51	0.21
MgO	11.11	10.66	13.86	10.94	14.27	10.89	10.82	10.60	13.72	10.61
CaO	19.07	21.37	0.84	20.44	0.85	20.56	21.44	21.14	0.90	20.94
Na2O	0.43	0.43	0.01	0.33	0.00	0.26	0.39	0.52	0.00	0.46
K2O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04
Total	100.17	99.69	99.73	99.97	99.95	100.10	100.64	99.35	100.15	99.40
TSi	1.97	1.97	1.99	1.96	1.99	1.98	1.96	1.98	1.98	1.96
Tal	0.03	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04
M1Al	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03
M1Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
M1Fe2	0.33	0.35	0.16	0.35	0.14	0.32	0.35	0.35	0.18	0.36
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.63	0.61	0.82	0.62	0.84	0.62	0.61	0.61	0.81	0.61
M2Fe2	0.18	0.09	0.94	0.13	0.95	0.14	0.10	0.09	0.95	0.10
M2Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
M2Ca	0.78	0.87	0.04	0.84	0.04	0.84	0.87	0.87	0.04	0.86
M2Na	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.03
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	40.34	45.46	1.79	42.95	1.81	43.67	45.04	45.30	1.91	44.57
Mg	32.71	31.55	41.32	31.99	42.28	32.18	31.63	31.59	40.72	31.43
Fe2_Mn	26.95	22.98	56.89	25.06	55.91	24.16	23.33	23.11	57.37	23.99
JD1	1.62	1.66	0.04	1.25	0.00	1.02	1.53	2.00	0.00	1.49
WO1	39.55	44.14	1.39	42.29	1.36	42.16	43.91	44.15	1.10	43.59
EN1	32.33	31.11	41.76	31.71	42.70	31.96	31.24	31.08	41.07	30.97
FS1	26.19	22.42	56.39	24.47	55.47	23.65	22.75	22.34	57.00	23.29
Q	1.92	1.92	1.96	1.94	1.96	1.92	1.92	1.91	1.97	1.92
J	0.06	0.06	0.00	0.05	0.00	0.04	0.06	0.08	0.00	0.07
WO	40.34	45.46	1.79	42.95	1.81	43.67	45.04	45.30	1.91	44.57
EN	32.71	31.55	41.32	31.99	42.28	32.18	31.63	31.59	40.72	31.43
FS	26.95	22.98	56.89	25.06	55.91	24.16	23.33	23.11	57.37	23.99
WEF	96.82	96.79	99.92	97.58	100.00	98.00	97.11	96.10	100.00	96.60
JD	3.18	3.21	0.08	2.42	0.00	2.00	2.89	3.90	0.00	3.40
AE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Analyse chimique des pyroxènes des granulites de Savalou (suite et fin)

N°Echantillon	BE 05-49		KA 10							
SiO2	52.03	49.06	50.12	49.03	49.23	49.12	49.60	49.59	49.47	
TiO2	0.03	0.10	0.06	0.06	0.03	0.06	0.00	0.00	0.06	
Al2O3	0.76	0.73	0.51	0.57	0.58	0.64	0.55	0.51	0.60	
FeO	37.64	37.86	36.51	38.41	38.39	37.84	36.99	37.72	38.11	
Cr2O3	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	
MnO	0.71	0.79	0.78	0.81	0.86	0.95	0.94	0.86	0.83	
MgO	11.14	11.20	11.97	10.83	11.08	10.70	11.12	10.96	10.94	
CaO	0.37	0.35	0.26	0.35	0.36	0.36	0.56	0.46	0.36	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	
K2O	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	
Total	102.69	100.14	100.25	100.11	100.56	99.69	99.77	100.14	100.40	
TSi	2.04	1.97	2.00	1.98	1.98	1.99	2.00	2.00	1.99	
Tal	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	
M1Al	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	
M1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M1Fe2	0.31	0.32	0.26	0.34	0.33	0.33	0.31	0.32	0.33	
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M1Mg	0.65	0.67	0.71	0.65	0.66	0.65	0.67	0.66	0.66	
M2Fe2	0.92	0.96	0.96	0.95	0.96	0.95	0.94	0.95	0.96	
M2Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
M2Ca	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
M2Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.82	0.75	0.57	0.76	0.77	0.79	1.23	0.99	0.78	
Mg	33.84	33.80	36.17	32.73	33.20	32.71	33.90	33.28	33.10	
Fe2_Mn	65.35	65.45	63.26	66.51	66.03	66.51	64.88	65.73	66.12	
JD1	0.01	0.00	0.10	0.18	0.00	0.10	0.05	0.03	0.03	
WO1	0.83	0.11	0.58	0.61	0.55	0.27	1.24	0.79	0.16	
EN1	34.25	34.26	36.63	33.13	33.70	33.22	34.44	33.77	33.57	
FS1	64.91	64.98	62.69	65.92	65.52	65.88	64.27	65.19	65.61	
Q	1.90	1.96	1.94	1.96	1.97	1.94	1.94	1.95	1.95	
J	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
WO	0.82	0.75	0.57	0.76	0.77	0.79	1.23	0.99	0.78	
EN	33.84	33.80	36.17	32.73	33.20	32.71	33.90	33.28	33.10	
FS	65.35	65.45	63.26	66.51	66.03	66.51	64.88	65.73	66.12	
WEF	100.00	100.00	100.00	99.77	100.00	99.93	99.94	99.97	99.94	
JD	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.07	0.06	0.03	0.06	
AE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

LES GRENATS

Analyse chimique des grenats des granulites de Savalou

N°Echantillon	BE 05-49		KA 10					
SiO ₂	37.23	37.44	37.70	37.75	37.31	37.64	37.68	37.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	21.34	21.26	21.16	21.18	21.52	21.42	21.09	21.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04	0.00
FeO	34.52	33.90	33.03	33.52	33.63	33.21	33.05	33.24
MnO	2.25	2.36	2.21	2.35	2.22	2.20	2.52	2.68
MgO	2.77	2.84	2.86	2.56	2.78	2.78	2.77	2.36
CaO	3.42	3.25	3.71	3.42	3.61	3.85	3.57	3.75
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	101.53	101.08	100,67	100,78	101,08	101,10	100,69	100,17
FeCalc	33.00	33.12	33.03	33.52	32.86	32.98	33.06	32.50
Fe ₂ O ₃ Calc	1.69	0.87	0.00	0.00	0.85	0.25	0.00	0.83
TSi	2.95	2.98	3.01	3.01	2.96	2.99	3.01	2.98
TAI	0.05	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03
Alvi	1.94	1.97	1.99	1.99	1.98	1.99	1.98	1.97
Fe ₃	0.10	0.05	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂	2.19	2.20	2.20	2.24	2.18	2.19	2.21	2.19
Mg	0.33	0.34	0.34	0.31	0.33	0.33	0.33	0.28
Mn	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15	0.17	0.18
Ca	0.29	0.28	0.32	0.29	0.31	0.33	0.31	0.32
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Alm	74.00	73.93	73.22	74.73	73.51	73.13	73.25	73.38
And	4.93	2.57	0.00	0.00	2.51	0.76	0.00	2.47
Gross	4.87	6.72	10.46	9.64	7.76	10.19	10.00	8.36
Pyrope	11.06	11.29	11.29	10.19	11.10	10.99	10.96	9.50
Spess	5.10	5.34	4.96	5.31	5.04	4.93	5.66	6.14
Uvaro	0.01	0.01	0.08	0.13	0.07	0.00	0.13	0.01
Xfegnt	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

**Analyse chimique des grenats des gneiss à grenat-biotite-sillimanite-cordiérite de
Logozohè**

N°Echantillon 10 BE 32

SiO2	37.50	37.32	37.54	37.35	37.86	36.87	37.45	37.08	37.99	37.30	37.58	37.56
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.09	0.07	0.04	0.01
Al2O3	21.17	21.24	21.18	21.18	21.49	21.17	21.18	21.17	21.08	21.17	21.30	20.99
Cr2O3	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00
FeO	32.24	33.82	33.44	34.60	31.78	35.47	33.93	34.99	32.08	34.58	31.53	33.30
MnO	1.25	1.58	1.50	1.84	1.30	2.45	1.50	2.47	1.18	2.02	1.20	2.12
MgO	5.33	4.91	4.95	4.24	6.11	2.82	5.16	3.33	6.21	4.05	6.12	4.60
CaO	1.31	1.03	1.18	0.95	1.63	1.03	1.01	0.95	1.27	1.09	1.74	1.21
Na2O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	98.81	99.93	99.81	100.16	100.21	99.83	100.23	100.01	99.90	100.27	99.50	99.81
FeCalc	32.24	32.90	33.13	34.09	31.11	35.27	32.87	34.71	31.70	34.09	30.72	33.03
Fe2O3Calc	0.00	1.03	0.34	0.56	0.75	0.23	1.18	0.31	0.43	0.54	0.90	0.30
TSi	3.01	2.97	2.99	2.98	2.98	2.98	2.97	2.98	3.00	2.98	2.97	3.00
TAI	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00
Alvi	2.00	1.96	1.98	1.98	1.97	2.00	1.95	1.99	1.96	1.97	1.96	1.98
Fe3	0.00	0.06	0.02	0.03	0.04	0.01	0.07	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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
Fe2	2.16	2.19	2.21	2.28	2.05	2.39	2.18	2.34	2.09	2.28	2.03	2.21
Mg	0.64	0.58	0.59	0.51	0.72	0.34	0.61	0.40	0.73	0.48	0.72	0.55
Mn	0.09	0.11	0.10	0.13	0.09	0.17	0.10	0.17	0.08	0.14	0.08	0.14
Ca	0.11	0.09	0.10	0.08	0.14	0.09	0.09	0.08	0.11	0.09	0.15	0.10
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Alm	72.13	73.69	73.64	76.20	68.51	79.92	0.00	78.18	69.52	76.19	68.17	73.45
And	0.00	3.03	1.02	1.67	2.19	0.69	0.00	0.92	1.27	1.62	2.65	0.90
Gross	3.72	0.00	2.36	1.05	2.34	2.23	0.00	1.69	2.30	1.42	2.18	2.54
Pyrope	21.27	19.62	19.62	16.89	24.01	11.37	0.00	13.37	24.28	16.12	24.19	18.23
Spess	2.84	3.58	3.37	4.17	2.89	5.63	0.00	5.63	2.63	4.57	2.71	4.78
Uvaro	0.04	0.04	0.00	0.02	0.06	0.07	0.00	0.12	0.00	0.09	0.11	0.00
Xfegnt	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

LES AMPHIBOLES

Analyse chimique des amphiboles des gneiss à amphibole et biotite

N°Echantillon	10 BE 35									
SiO ₂	41.40	41.33	42.46	41.78	42.22	41.41	41.74	42.26	42.46	42.21
TiO ₂	1.57	1.50	1.61	1.38	1.40	1.60	1.48	1.72	1.63	1.49
Al ₂ O ₃	11.14	11.43	10.80	11.30	10.89	11.26	11.14	11.10	11.05	10.97
FeO	19.14	19.94	18.41	19.61	18.98	19.53	18.94	19.55	19.00	19.30
MnO	0.53	0.53	0.42	0.45	0.38	0.47	0.50	0.49	0.45	0.40
MgO	8.29	8.39	9.22	8.63	8.74	8.61	8.74	8.59	8.71	8.65
CaO	11.72	11.25	11.47	12.05	11.32	11.52	11.06	11.74	11.71	11.41
Na ₂ O	1.22	1.36	1.11	1.08	1.35	1.50	1.41	1.27	1.29	1.29
K ₂ O	1.56	1.63	1.40	1.44	1.58	1.63	1.59	1.51	1.52	1.55
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.09	0.06	0.04	0.08	0.06	0.14	0.03	0.06
Total	98.87	99.95	99.45	100.20	99.28	100.02	99.16	100.75	100.15	99.75
Si	6.37	6.28	6.42	6.33	6.43	6.30	6.36	6.36	6.42	6.40
Al iv	1.63	1.72	1.58	1.67	1.57	1.70	1.64	1.64	1.58	1.60
Al vi	0.38	0.32	0.35	0.35	0.39	0.31	0.36	0.34	0.39	0.37
Ti	0.18	0.17	0.18	0.16	0.16	0.18	0.17	0.19	0.18	0.17
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.35	0.67	0.55	0.50	0.46	0.50	0.60	0.44	0.36	0.49
Fe ²⁺	2.11	1.86	1.78	1.98	1.96	1.98	1.82	2.02	2.05	1.96
Mn	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
Mg	1.90	1.90	2.08	1.95	1.98	1.95	1.98	1.93	1.96	1.96
Ca	1.93	1.83	1.86	1.96	1.85	1.88	1.81	1.90	1.90	1.85
Na	0.36	0.40	0.33	0.32	0.40	0.44	0.42	0.37	0.38	0.38
K	0.31	0.32	0.27	0.28	0.31	0.32	0.31	0.29	0.29	0.30
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.07	0.17	0.14	0.04	0.15	0.12	0.19	0.10	0.10	0.15
(Na+K) (A)	0.60	0.55	0.45	0.55	0.55	0.64	0.53	0.55	0.57	0.54
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.47	0.50	0.54	0.50	0.50	0.50	0.52	0.49	0.49	0.50
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi)	0.48	0.67	0.61	0.59	0.54	0.62	0.62	0.57	0.48	0.57
P (kbars)										
Hammarstrom & Zen 86	6.23	6.37	5.76	6.23	5.92	6.22	6.14	5.99	5.98	5.95
Hollister et al. 87	6.62	6.78	6.09	6.62	6.27	6.62	6.52	6.36	6.34	6.31
Johnson & Rutherford 89	5.07	5.19	4.68	5.07	4.81	5.07	5.00	4.88	4.87	4.84
Schmidt 92	6.59	6.73	6.15	6.59	6.30	6.59	6.51	6.37	6.36	6.33

Analyse chimique des amphiboles de l'intrusion de Dassa

N°Echantillon	10 BE 14								
SiO ₂	41.38	40.81	41.25	42.12	41.90	41.21	42.23	41.39	41.07
TiO ₂	1.30	1.17	1.28	1.45	1.63	1.25	1.32	1.12	1.41
Al ₂ O ₃	10.86	10.76	10.59	9.76	9.89	10.83	9.96	10.82	10.60
FeO	22.49	22.82	22.74	22.49	22.41	22.77	22.51	22.69	22.66
MnO	0.50	0.49	0.50	0.50	0.42	0.54	0.55	0.40	0.41
MgO	6.47	6.15	5.79	6.78	6.76	6.31	6.67	6.22	6.24
CaO	11.34	11.57	11.47	11.32	11.27	11.49	11.40	11.60	11.46
Na ₂ O	1.35	1.24	1.23	1.25	1.28	1.26	1.19	1.29	1.30
K ₂ O	1.59	1.47	1.62	1.45	1.55	1.59	1.35	1.62	1.54
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.61	98.74	98.56	99.51	99.41	99.54	99.51	99.33	98.91
Si	6.40	6.39	6.48	6.51	6.49	6.39	6.52	6.44	6.42
Al _{iv}	1.60	1.61	1.52	1.49	1.51	1.61	1.48	1.56	1.58
Al _{vi}	0.38	0.37	0.44	0.29	0.29	0.37	0.33	0.42	0.37
Ti	0.15	0.14	0.15	0.17	0.19	0.15	0.15	0.13	0.17
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.44	0.41	0.22	0.44	0.41	0.44	0.44	0.30	0.35
Fe ²⁺	2.47	2.58	2.77	2.46	2.49	2.52	2.46	2.65	2.61
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05
Mg	1.49	1.43	1.36	1.56	1.56	1.46	1.53	1.44	1.45
Ca	1.88	1.94	1.93	1.88	1.87	1.91	1.89	1.93	1.92
Na	0.41	0.37	0.37	0.38	0.38	0.38	0.36	0.39	0.39
K	0.31	0.29	0.33	0.29	0.31	0.32	0.27	0.32	0.31
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.12	0.06	0.07	0.12	0.13	0.09	0.11	0.07	0.08
(Na+K) (A)	0.60	0.61	0.63	0.54	0.56	0.60	0.51	0.64	0.62
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.38	0.36	0.33	0.39	0.39	0.37	0.38	0.35	0.36
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al _{vi})	0.53	0.52	0.33	0.61	0.59	0.54	0.57	0.41	0.49
P (kbars)									
Hammarstrom & Zen 86	6.04	6.07	5.94	5.02	5.16	6.04	5.20	6.06	5.90
Hollister et al. 87	6.41	6.44	6.30	5.26	5.42	6.41	5.46	6.43	6.25
Johnson & Rutherford 89	4.92	4.94	4.83	4.06	4.17	4.92	4.21	4.93	4.80
Schmidt 92	6.42	6.44	6.32	5.45	5.58	6.42	5.62	6.43	6.28

Analyse chimique des amphiboles de l'intrusion de Dassa (suite et fin)

N°Echantillon	10 BE 14				
SiO ₂	41.45	42.11	41.13	41.10	42.03
TiO ₂	1.04	1.38	1.28	1.35	1.41
Al ₂ O ₃	10.82	9.78	10.73	10.63	9.97
FeO	22.98	22.22	23.03	22.83	22.57
MnO	0.51	0.48	0.42	0.46	0.47
MgO	6.60	6.81	6.45	6.25	6.60
CaO	11.25	11.50	11.31	11.43	11.23
Na ₂ O	1.25	1.27	1.31	1.15	1.25
K ₂ O	1.63	1.46	1.66	1.68	1.43
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.00	0.02	0.07
Total	100.07	99.23	99.72	99.19	99.36
Si	6.38	6.53	6.37	6.40	6.50
Al iv	1.62	1.47	1.63	1.60	1.50
Al vi	0.34	0.32	0.33	0.35	0.32
Ti	0.12	0.16	0.15	0.16	0.16
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.64	0.34	0.54	0.43	0.45
Fe ²⁺	2.32	2.54	2.45	2.55	2.47
Mn	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06
Mg	1.51	1.57	1.49	1.45	1.52
Ca	1.85	1.91	1.88	1.91	1.86
Na	0.37	0.38	0.39	0.35	0.37
K	0.32	0.29	0.33	0.33	0.28
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.15	0.09	0.12	0.09	0.14
(Na+K) (A)	0.55	0.58	0.60	0.59	0.52
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.39	0.38	0.38	0.36	0.38
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi)	0.65	0.51	0.62	0.55	0.59
P (kbars)					
Hammarstrom & Zen 86	5.95	5.07	5.93	5.90	5.22
Hollister et al. 87	6.30	5.32	6.28	6.25	5.49
Johnson & Rutherford 89	4.84	4.10	4.82	4.80	4.23
Schmidt 92	6.33	5.50	6.31	6.28	5.64

Analyse chimique des amphibole de l'intrusion de Tré

N°Echantillon	10 Be 11							
SiO2	40.38	40.51	40.82	40.55	41.61	40.91	40.61	40.64
TiO2	1.17	0.93	1.77	1.00	1.64	0.91	0.95	1.36
Al2O3	11.46	11.38	10.32	11.26	10.42	11.00	11.38	10.75
FeO	25.78	25.94	25.62	26.26	25.61	26.45	26.04	25.79
MnO	0.56	0.54	0.61	0.55	0.56	0.46	0.51	0.52
MgO	4.13	4.11	4.26	4.10	4.33	4.25	3.89	4.12
CaO	11.28	11.23	11.40	11.38	11.21	11.66	11.40	11.35
Na2O	1.32	1.10	1.32	1.22	1.25	1.22	1.11	1.25
K2O	1.67	1.74	1.68	1.65	1.62	1.59	1.68	1.65
Cr2O3	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00
Total	100.04	99.83	99.95	100.31	100.43	100.80	99.82	99.61
Si	6.33	6.35	6.42	6.34	6.48	6.37	6.38	6.40
Al iv	1.67	1.65	1.58	1.66	1.52	1.63	1.62	1.60
Al vi	0.44	0.46	0.33	0.42	0.39	0.39	0.49	0.40
Ti	0.14	0.11	0.21	0.12	0.19	0.11	0.11	0.16
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe3+	0.43	0.52	0.24	0.49	0.30	0.43	0.40	0.32
Fe2+	2.95	2.89	3.13	2.94	3.03	3.01	3.02	3.08
Mn	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
Mg	0.96	0.96	1.00	0.96	1.01	0.99	0.91	0.97
Ca	1.89	1.89	1.92	1.91	1.87	1.95	1.92	1.92
Na	0.40	0.34	0.40	0.37	0.38	0.37	0.34	0.38
K	0.33	0.35	0.34	0.33	0.32	0.32	0.34	0.33
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.11	0.11	0.08	0.09	0.13	0.05	0.08	0.08
(Na+K) (A)	0.63	0.57	0.66	0.61	0.57	0.63	0.59	0.63
Mg/(Mg+Fe2)	0.25	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.23	0.24
Fe3/(Fe3+Alvi)	0.49	0.53	0.41	0.54	0.43	0.52	0.45	0.45
P (kbars)								
Hammarstrom & Zen 86	6.73	6.66	5.70	6.52	5.70	6.24	6.67	6.12
Hollister et al. 87	7.18	7.10	6.03	6.95	6.03	6.63	7.12	6.50
Johnson & Rutherford 89	5.49	5.43	4.63	5.32	4.63	5.09	5.45	4.98
Schmidt 92	7.06	7.00	6.09	6.87	6.09	6.61	7.02	6.49

Analyse chimique des amphiboles de l'intrusion de Tré (suite et fin)

10 BE 10

40.98	41.29	40.68	42.03	41.08
1.54	1.21	1.73	1.42	1.39
11.27	10.72	10.89	10.22	11.08
24.81	25.64	25.11	24.67	25.33
0.44	0.47	0.51	0.51	0.46
4.41	4.58	4.18	4.82	4.25
11.47	11.71	11.36	11.50	11.50
1.05	1.05	1.07	1.06	1.08
1.57	1.35	1.55	1.31	1.51
0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
99.67	100.28	99.21	99.74	99.84
6.41	6.43	6.41	6.55	6.43
1.59	1.57	1.59	1.45	1.57
0.49	0.40	0.44	0.43	0.47
0.18	0.14	0.20	0.17	0.16
0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
0.27	0.40	0.27	0.27	0.29
2.98	2.94	3.04	2.95	3.02
0.06	0.06	0.07	0.07	0.06
1.03	1.06	0.98	1.12	0.99
1.92	1.95	1.92	1.92	1.93
0.32	0.32	0.33	0.32	0.33
0.31	0.27	0.31	0.26	0.30
2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
0.08	0.05	0.08	0.08	0.07
0.55	0.54	0.56	0.50	0.56
0.26	0.27	0.24	0.28	0.25
0.35	0.50	0.38	0.39	0.38
6.53	5.97	6.26	5.52	6.36
6.96	6.33	6.65	5.83	6.77
5.33	4.86	5.10	4.48	5.18
6.88	6.35	6.62	5.93	6.72

Analyse chimique des amphiboles de l'intrusion de Gobada

N°Echantillon	10 BE 26								
SiO2	45.92	49.31	47.18	47.03	44.96	46.10	48.98	45.62	45.20
TiO2	0.88	0.95	0.95	0.54	1.49	1.12	0.78	1.41	1.34
Al2O3	7.43	5.60	6.36	6.73	7.87	7.16	5.09	7.65	7.63
FeO	19.90	17.99	18.92	19.18	19.93	19.27	18.05	19.68	19.79
MnO	0.37	0.37	0.38	0.37	0.41	0.37	0.32	0.39	0.36
MgO	9.36	10.81	10.30	10.11	8.95	9.38	11.20	9.21	9.21
CaO	11.73	12.03	11.82	11.82	11.61	11.83	12.00	11.41	11.68
Na2O	0.89	0.63	0.81	0.73	1.01	0.67	0.68	1.16	0.90
K2O	0.83	0.55	0.64	0.74	1.07	0.86	0.51	0.89	0.96
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.16	0.03	0.05	0.02	0.08	0.01
Total	99.67	100.46	99.72	99.83	99.61	99.04	99.92	99.83	99.40
Si	6.92	7.27	7.06	7.03	6.82	6.98	7.27	6.87	6.85
Al iv	1.08	0.73	0.94	0.97	1.18	1.02	0.73	1.13	1.15
Al vi	0.24	0.25	0.18	0.22	0.22	0.26	0.16	0.23	0.21
Ti	0.10	0.10	0.11	0.06	0.17	0.13	0.09	0.16	0.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe3+	0.43	0.18	0.40	0.46	0.34	0.29	0.29	0.37	0.39
Fe2+	2.08	2.04	1.97	1.94	2.19	2.15	1.95	2.11	2.12
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Mg	2.10	2.38	2.30	2.25	2.02	2.12	2.48	2.07	2.08
Ca	1.89	1.90	1.89	1.89	1.89	1.92	1.91	1.84	1.90
Na	0.26	0.18	0.23	0.21	0.30	0.20	0.20	0.34	0.26
K	0.16	0.10	0.12	0.14	0.21	0.17	0.10	0.17	0.19
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09	0.16	0.10
(Na+K) (A)	0.31	0.18	0.25	0.25	0.39	0.28	0.20	0.35	0.35
Mg/(Mg+Fe2)	0.50	0.54	0.54	0.54	0.48	0.50	0.56	0.50	0.50
Fe3/(Fe3+Alvi)	0.64	0.42	0.69	0.68	0.61	0.53	0.65	0.61	0.65
P (kbars)	not valid				not valid				
Hammarstrom & Zen 86	2.72		1.72	2.05	3.15	2.51		2.91	2.93
Hollister et al. 87	2.69		1.56	1.93	3.17	2.44		2.90	2.93
Johnson & Rutherford 89	2.13		1.28	1.56	2.49	1.94		2.28	2.30
Schmidt 92	3.28		2.33	2.64	3.68	3.07		3.45	3.48

Analyse chimique des amphiboles dans la dolérite

N°Echantillon	BE 07-16				
SiO ₂	56.02	56.38	54.81	56.11	55.07
TiO ₂	0.12	0.04	0.07	0.08	1.07
Al ₂ O ₃	0.77	0.87	1.31	1.49	1.16
FeO	9.27	9.55	12.23	9.16	10.24
MnO	0.15	0.22	0.32	0.29	0.32
MgO	18.37	18.39	16.17	18.29	17.95
CaO	12.62	12.20	12.10	12.38	12.56
Na ₂ O	0.10	0.12	0.08	0.20	0.17
K ₂ O	0.05	0.07	0.22	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	0.15	0.16	0.15	0.10	0.09
Total	99.96	100.52	99.90	100.58	101.16
Si	7.88	7.87	7.82	7.83	7.71
Al iv	0.12	0.13	0.18	0.17	0.19
Al vi	0.01	0.01	0.04	0.07	0.00
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.11
Cr	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.23	0.40	0.35	0.31	0.34
Fe ²⁺	0.87	0.71	1.11	0.76	0.86
Mn	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04
Mg	3.85	3.83	3.44	3.80	3.74
Ca	1.90	1.82	1.85	1.85	1.88
Na	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05
K	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
(Ca+Na) (B)	1.93	1.86	1.87	1.90	1.93
Na (B)	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05
(Na+K) (A)	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.82	0.84	0.76	0.83	0.81
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Alvi)	0.96	0.97	0.90	0.81	1.00

LES BIOTITES

Analyse chimique de la biotite dans les granulites de Savalou

N°Echantil	10 BE 33	BE 05-49	KA 10		KA 11	KA 12	KA 13	KA 14	KA 15	
SiO ₂	35.38	35.91	35.31	35.88	35.27	35.61	34.27	37.57	35.65	35.78
TiO ₂	6.00	5.05	4.32	3.65	3.74	3.35	1.84	1.86	4.35	4.48
Al ₂ O ₃	13.75	14.50	13.93	13.63	14.08	13.86	15.09	15.03	14.10	14.11
FeO	21.77	22.99	23.40	23.41	24.14	23.97	23.04	22.12	22.79	24.12
MnO	0.03	0.02	0.05	0.03	0.12	0.11	0.04	0.09	0.08	0.09
MgO	8.78	8.59	8.70	9.27	8.08	9.03	9.29	10.30	8.25	7.88
CaO	0.00	0.00	0.03	0.14	0.07	0.07	0.30	0.20	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.09	0.06	0.07	0.03
K ₂ O	9.82	9.89	9.53	9.49	9.49	9.48	8.30	8.86	9.31	9.42
Total	95,57	96,97	95,30	95,58	95,02	95,56	92,27	96,12	94,62	95,95
Si	5.74	5.76	5.78	5.85	5.81	5.83	5.76	5.98	5.85	5.82
Al(iv)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al(vi)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.73	0.61	0.53	0.45	0.46	0.41	0.23	0.22	0.54	0.55
Fe ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂	2.96	3.08	3.20	3.19	3.33	3.28	3.24	2.95	3.13	3.28
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.12	2.05	2.12	2.25	1.99	2.20	2.33	2.45	2.02	1.91
Ca	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
K	2.03	2.02	1.99	1.97	2.00	1.98	1.78	1.80	1.95	1.96
fe_FeMg	0.50	0.60	0.60	0.60	0.75	0.60	0.60	0.50	0.60	0.75

**Analyse chimique de la biotite dans les gneiss à grenat-biotite-sillimanite-
cordiérite**

N°Echantillon 10 BE 32

SiO2	35.36	35.33	35.20	35.29	35.42	36.01	35.30	35.29	35.86
TiO2	3.47	4.19	3.14	3.39	4.10	0.27	3.61	4.48	3.46
Al2O3	17.74	17.51	17.79	17.43	17.52	20.15	17.87	17.10	18.80
FeO	18.75	17.17	18.71	19.62	19.11	17.38	18.63	19.75	17.21
MnO	0.08	0.00	0.08	0.07	0.03	0.04	0.05	0.08	0.03
MgO	9.74	10.08	10.31	9.73	9.55	11.41	9.91	9.53	10.63
CaO	0.11	0.00	0.05	0.00	0.06	0.03	0.00	0.02	0.04
Na2O	0.02	0.08	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.10
K2O	9.54	9.75	9.16	10.01	9.89	9.85	9.75	9.68	10.09
Total	94.88	94.20	94.51	95.61	95.77	95.24	95.22	96.09	96.24
Si	5.65	5.65	5.64	5.64	5.63	5.67	5.62	5.61	5.61
Al(iv)	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al(vi)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.42	0.51	0.38	0.41	0.49	0.03	0.43	0.54	0.41
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.51	2.30	2.51	2.62	2.54	2.29	2.48	2.63	2.25
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	2.32	2.41	2.46	2.32	2.26	2.68	2.36	2.26	2.48
Ca	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
K	1.94	1.99	1.87	2.04	2.01	1.98	1.98	1.96	2.01
fe_FeMg	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

Analyse chimique des biotites dans les gneiss à amphibole et biotite

N°Echantil 10 BE 35

SiO2	35.99	36.28	36.23	36.48	36.65
TiO2	4.01	3.71	4.33	4.66	4.28
Al2O3	14.78	14.83	14.72	15.75	15.29
FeO	19.75	20.75	19.87	18.46	18.73
MnO	0.34	0.34	0.34	0.27	0.28
MgO	10.45	10.42	10.25	10.15	10.48
CaO	0.10	0.00	0.02	0.00	0.03
Na2O	0.09	0.01	0.02	0.04	0.07
K2O	9.73	9.75	10.09	9.77	10.07
Total	95.23	96.16	95.95	95.63	95.98

Si	5.79	5.80	5.80	5.79	5.82
Al(iv)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al(vi)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.49	0.45	0.52	0.56	0.51
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.66	2.77	2.66	2.45	2.49
Mn	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04
Mg	2.51	2.48	2.45	2.40	2.48
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02
K	2.00	1.99	2.06	1.98	2.04
fe_FeMg	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

Analyse chimique de la biotite de l'intrusion de Gobada

N°Echantil 10 BE 20

10 BE 24

SiO2	37.51	37.16	37.96	38.19	37.49	38.06	37.08	37.17	35.73	35.71	36.20	36.01	36.23	36.14	36.26	35.98
TiO2	1.67	1.74	1.70	1.62	1.70	1.79	2.67	1.92	3.10	3.34	2.52	2.70	2.70	3.02	3.13	3.16
Al2O3	14.82	15.10	14.32	15.08	14.74	14.65	14.76	14.89	14.97	14.93	15.42	15.12	15.17	15.19	15.26	15.32
FeO	21.48	21.72	21.58	20.97	21.94	21.47	23.01	22.63	26.09	26.84	25.82	26.10	26.17	26.08	26.09	26.17
MnO	0.44	0.49	0.45	0.38	0.54	0.46	0.53	0.48	0.34	0.40	0.40	0.34	0.33	0.31	0.33	0.35
MgO	8.25	8.03	8.55	8.64	8.20	8.63	7.63	7.68	5.56	5.16	5.43	5.50	5.53	5.39	5.27	5.16
CaO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.06	0.02	0.03	0.00	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.05
Na2O	0.05	0.06	0.04	0.07	0.09	0.03	0.06	0.06	0.04	0.02	0.05	0.05	0.02	0.03	0.00	0.03
K2O	9.54	9.64	9.81	9.82	9.82	9.89	9.80	9.73	9.51	9.74	9.57	9.89	9.72	9.54	9.86	9.60
Total	93.75	93.94	94.43	94.86	94.57	94.99	95.62	94.57	95.41	96.16	95.45	95.73	95.91	95.77	96.22	95.83
Si	5.87	5.82	5.91	5.89	5.85	5.89	5.76	5.82	5.65	5.63	5.70	5.68	5.69	5.68	5.68	5.66
Al(iv)	2.13	2.18	2.09	2.11	2.15	2.12	2.25	2.18	2.35	2.37	2.30	2.32	2.31	2.32	2.32	2.34
Al(vi)	0.61	0.61	0.54	0.63	0.56	0.55	0.45	0.56	0.43	0.40	0.56	0.49	0.50	0.49	0.49	0.50
Ti	0.20	0.21	0.20	0.19	0.20	0.21	0.31	0.23	0.37	0.40	0.30	0.32	0.32	0.36	0.37	0.37
Fe3	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
Fe2	2.81	2.85	2.81	2.71	2.86	2.78	2.99	2.96	3.45	3.54	3.40	3.44	3.44	3.43	3.42	3.44
Mn	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05
Mg	1.93	1.88	1.99	1.99	1.91	1.99	1.77	1.79	1.31	1.21	1.28	1.29	1.30	1.26	1.23	1.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
K	1.91	1.93	1.95	1.93	1.96	1.95	1.94	1.94	1.92	1.96	1.92	1.99	1.95	1.91	1.97	1.93
fe_FeMg	0.59	0.60	0.59	0.58	0.60	0.58	0.63	0.62	0.72	0.74	0.73	0.73	0.73	0.73	0.74	0.74

N°Echantillon	10 BE 25										10 BE 26					BE 08-12				
SiO2	36.29	36.88	35.96	36.37	35.94	36.41	36.48	36.05	36.85	37.05	36.46	36.63	36.01	36.27	35.44	35.95	35.84	35.66		
TiO2	2.86	2.13	2.29	2.70	2.69	2.66	2.10	2.75	2.80	2.35	2.04	1.90	2.05	2.99	2.85	2.86	2.98	2.88		
Al2O3	15.26	15.54	15.43	15.22	15.34	15.65	15.51	14.94	14.56	14.69	14.93	14.86	14.67	15.71	15.29	15.52	15.67	15.31		
FeO	23.89	23.71	24.17	23.87	23.76	23.80	23.06	23.82	22.53	21.72	22.05	22.30	22.37	26.41	25.41	25.83	25.95	26.50		
MnO	0.35	0.30	0.25	0.27	0.22	0.23	0.28	0.23	0.20	0.24	0.29	0.27	0.24	0.53	0.51	0.59	0.52	0.52		
MgO	7.83	7.98	7.75	7.79	7.75	7.79	8.33	7.72	9.43	9.75	10.15	10.03	9.53	4.28	4.33	4.29	4.43	4.36		
CaO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00		
Na2O	0.07	0.07	0.08	0.06	0.05	0.11	0.03	0.05	0.04	0.03	0.08	0.09	0.02	0.05	0.08	0.06	0.07	0.06		
K2O	9.75	9.47	9.70	9.72	9.77	9.58	9.41	9.65	9.95	9.74	9.93	9.64	9.58	9.68	9.58	9.60	9.72	9.37		
Total	96.28	96.11	95.68	96.00	95.53	96.28	95.21	95.24	96.41	95.60	95.95	95.73	94.47	95.95	93.57	94.73	95.20	94.70		
Si	5.62	5.69	5.61	5.64	5.61	5.62	5.67	5.64	5.66	5.71	5.62	5.66	5.65	5.70	5.71	5.72	5.68	5.69		
Al(iv)	2.38	2.31	2.39	2.36	2.39	2.38	2.33	2.36	2.34	2.29	2.38	2.34	2.35	2.30	2.29	2.28	2.32	2.31		
Al(vi)	0.40	0.52	0.45	0.43	0.43	0.47	0.51	0.40	0.30	0.37	0.34	0.36	0.36	0.61	0.61	0.62	0.60	0.57		
Ti	0.33	0.25	0.27	0.32	0.32	0.31	0.25	0.32	0.32	0.27	0.24	0.22	0.24	0.35	0.35	0.34	0.36	0.35		
Fe3	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		
Fe2	3.09	3.06	3.16	3.10	3.10	3.07	3.00	3.12	2.90	2.80	2.84	2.88	2.93	3.47	3.42	3.44	3.44	3.54		
Mn	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07		
Mg	1.81	1.84	1.80	1.80	1.80	1.79	1.93	1.80	2.16	2.24	2.33	2.31	2.23	1.00	1.04	1.02	1.05	1.04		
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02		
K	1.93	1.87	1.93	1.93	1.95	1.89	1.87	1.93	1.95	1.92	1.96	1.90	1.92	1.94	1.97	1.95	1.96	1.91		
fe_FeMg	0.63	0.63	0.64	0.63	0.63	0.63	0.61	0.63	0.57	0.56	0.55	0.55	0.57	0.78	0.77	0.77	0.77	0.77		

Analyse chimique de la biotite de l'intrusion de Tchetti

N°Echantil 10 BE 41

SiO2	35.21	35.10	35.28	35.21	35.56	35.69	35.10	34.70	35.77	35.61	35.07
TiO2	1.73	1.77	1.71	1.77	1.77	1.79	1.79	1.89	2.26	2.19	1.77
Al2O3	16.89	16.87	17.09	16.72	17.15	16.46	16.69	16.24	16.58	16.18	17.01
FeO	27.75	28.12	28.34	28.45	28.10	27.87	28.29	28.75	28.29	27.45	28.33
MnO	0.55	0.55	0.51	0.47	0.62	0.58	0.56	0.59	0.52	0.59	0.54
MgO	3.39	3.45	3.33	3.25	3.37	3.48	3.25	3.46	3.46	3.44	3.34
CaO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.05	0.04	0.00	0.04	0.02	0.07	0.04
Na2O	0.03	0.01	0.05	0.02	0.09	0.03	0.00	0.06	0.05	0.08	0.00
K2O	9.65	9.68	9.57	9.57	9.63	9.67	9.58	9.47	9.92	9.83	9.48
Total	95.22	95.60	95.88	95.47	96.35	95.63	95.25	95.20	96.88	95.46	95.59
Si	5.62	5.59	5.60	5.62	5.61	5.67	5.62	5.58	5.62	5.67	5.59
Al(iv)	2.38	2.41	2.40	2.38	2.39	2.33	2.38	2.42	2.38	2.33	2.41
Al(vi)	0.80	0.76	0.79	0.76	0.80	0.75	0.76	0.66	0.69	0.71	0.78
Ti	0.21	0.21	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.27	0.26	0.21
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	3.71	3.75	3.76	3.80	3.71	3.70	3.79	3.87	3.72	3.66	3.77
Mn	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07
Mg	0.81	0.82	0.79	0.77	0.79	0.83	0.77	0.83	0.81	0.82	0.79
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
K	1.97	1.97	1.94	1.95	1.94	1.96	1.96	1.94	1.99	2.00	1.93
fe_FeMg	0.82	0.82	0.83	0.83	0.82	0.82	0.83	0.82	0.82	0.82	0.83

Analyse chimique de la biotite de l'intrusion de Dassa

N°Echantillon 10 BE 06

10 BE 14

SiO2	34.39	34.73	35.08	34.99	34.47	34.89	34.52	34.51	35.89	35.70	36.76
TiO2	1.45	1.34	1.53	1.70	1.80	1.73	1.86	2.59	2.27	1.81	2.13
Al2O3	17.46	17.48	17.62	17.30	16.78	16.94	16.90	16.36	14.79	14.12	14.92
FeO	28.86	28.88	28.93	28.89	29.14	29.83	28.73	29.36	23.02	24.53	23.73
MnO	0.32	0.31	0.41	0.50	0.41	0.44	0.43	0.39	0.29	0.35	0.34
MgO	3.40	3.44	3.34	3.40	3.27	3.29	3.32	3.20	8.70	8.96	9.10
CaO	0.02	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.05	0.04
Na2O	0.03	0.05	0.08	0.00	0.05	0.04	0.06	0.09	0.09	0.01	0.08
K2O	9.75	9.59	9.64	9.59	9.67	9.46	9.66	9.31	9.80	9.41	9.79
Total	95.71	95.98	96.63	96.37	95.60	96.66	95.47	95.88	94.90	94.93	96.89
Si	5.50	5.53	5.54	5.54	5.53	5.53	5.53	5.52	5.63	5.64	5.65
Al(iv)	2.50	2.47	2.46	2.46	2.47	2.47	2.47	2.48	2.37	2.36	2.35
Al(vi)	0.79	0.80	0.81	0.77	0.70	0.70	0.72	0.60	0.36	0.26	0.35
Ti	0.18	0.16	0.18	0.20	0.22	0.21	0.22	0.31	0.27	0.22	0.25
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	3.86	3.84	3.82	3.83	3.91	3.96	3.85	3.93	3.02	3.24	3.05
Mn	0.04	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05
Mg	0.81	0.82	0.79	0.80	0.78	0.78	0.79	0.76	2.04	2.11	2.08
Ca	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02
K	1.99	1.95	1.94	1.94	1.98	1.92	1.98	1.90	1.96	1.90	1.92
fe_FeMg	0.83	0.82	0.83	0.83	0.83	0.84	0.83	0.84	0.60	0.61	0.59

N°Echantillon	10 BE 14				BE 08-10				BE 08-11			
SiO2	35.93	36.44	36.30	36.01	35.83	35.69	35.54	36.48	35.17	34.40	35.47	
TiO2	2.11	2.17	2.07	1.24	1.27	1.14	2.94	0.82	2.37	1.24	2.52	
Al2O3	15.52	15.44	15.53	16.47	16.12	16.43	15.67	16.26	15.28	17.02	15.94	
FeO	23.45	22.68	22.65	24.84	25.34	24.81	25.24	23.87	29.40	26.75	27.38	
MnO	0.30	0.32	0.28	0.43	0.43	0.47	0.40	0.39	0.13	0.30	0.28	
MgO	8.45	8.81	8.65	7.19	7.16	6.97	6.36	7.59	5.15	4.67	4.81	
CaO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.08	0.16	0.02	
Na2O	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04	0.00	0.08	0.03	0.04	0.03	
K2O	10.04	9.76	9.51	10.03	9.58	9.55	9.50	9.76	7.71	9.40	9.66	
Total	95.91	95.69	95.05	96.23	95.79	95.10	95.70	95.25	95.32	93.98	96.12	
Si	5.59	5.64	5.65	5.61	5.61	5.62	5.58	5.70	5.59	5.54	5.60	
Al(iv)	2.41	2.36	2.35	2.39	2.39	2.38	2.43	2.30	2.41	2.46	2.40	
Al(vi)	0.43	0.46	0.49	0.63	0.59	0.66	0.47	0.69	0.46	0.77	0.56	
Ti	0.25	0.25	0.24	0.15	0.15	0.14	0.35	0.10	0.28	0.15	0.30	
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe2	3.05	2.94	2.95	3.23	3.32	3.26	3.31	3.12	3.91	3.60	3.61	
Mn	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.04	
Mg	1.96	2.03	2.01	1.67	1.67	1.64	1.49	1.77	1.22	1.12	1.13	
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	
K	1.99	1.93	1.89	1.99	1.91	1.92	1.90	1.95	1.56	1.93	1.94	
fe_FeMg	0.61	0.59	0.59	0.66	0.67	0.67	0.69	0.64	0.76	0.76	0.76	

Analyse chimique de la biotite de l'intrusion de Tré

N°Echantillon	10 BE 10				10 BE 11								
SiO2	34.64	34.81	34.35	34.45	34.76	34.80	34.81	35.26	35.19	35.36	35.25	35.27	35.21
TiO2	1.85	2.24	2.05	2.17	2.16	1.59	1.63	1.62	1.66	1.73	1.60	1.60	1.60
Al2O3	16.10	16.21	16.14	15.61	16.27	15.64	15.39	15.76	15.63	15.53	15.54	15.62	15.94
FeO	27.60	27.12	27.65	27.30	27.05	27.30	26.95	28.34	27.38	27.26	27.35	27.86	27.11
MnO	0.37	0.28	0.30	0.36	0.28	0.31	0.29	0.29	0.31	0.40	0.35	0.33	0.30
MgO	5.51	5.41	5.49	5.43	5.51	5.74	5.76	5.66	5.64	5.99	5.93	5.73	5.75
CaO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.35	0.10	0.00	0.07	0.04	0.04	0.00	0.03	0.06
Na2O	0.05	0.06	0.05	0.07	0.24	0.07	0.06	0.07	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06
K2O	9.43	9.49	9.37	9.62	8.37	9.37	9.40	9.56	9.79	9.83	9.49	9.41	9.64
Total	95.61	95.69	95.44	95.05	95.01	94.93	94.29	96.63	95.66	96.20	95.55	95.92	95.67
Si	5.51	5.52	5.48	5.52	5.52	5.57	5.60	5.56	5.59	5.59	5.60	5.59	5.58
Al(iv)	2.49	2.48	2.52	2.48	2.48	2.43	2.40	2.44	2.41	2.41	2.40	2.41	2.42
Al(vi)	0.53	0.54	0.51	0.47	0.56	0.52	0.52	0.49	0.52	0.48	0.51	0.51	0.56
Ti	0.22	0.27	0.25	0.26	0.26	0.19	0.20	0.19	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19
Fe3	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
Fe2	3.67	3.59	3.69	3.66	3.59	3.65	3.63	3.74	3.64	3.60	3.63	3.69	3.59
Mn	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
Mg	1.31	1.28	1.30	1.30	1.30	1.37	1.38	1.33	1.34	1.41	1.40	1.35	1.36
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	1.91	1.92	1.91	1.97	1.70	1.91	1.93	1.93	1.99	1.98	1.92	1.90	1.95
fe_FeMg	0.74	0.74	0.74	0.74	0.73	0.73	0.72	0.74	0.73	0.72	0.72	0.73	0.73

N°Echantillon 10 BE 12 BE 08-09

SiO2	35.22	34.71	34.44	34.58	34.32	29.93	31.39	34.79	34.54	34.21	34.48
TiO2	2.58	2.73	2.27	2.87	2.62	3.73	2.08	2.42	2.61	2.43	2.55
Al2O3	16.19	16.33	16.18	15.59	16.08	16.05	16.63	15.73	16.35	15.81	16.04
FeO	27.83	27.57	28.21	28.27	27.93	32.04	30.40	27.82	27.73	28.22	28.06
MnO	0.27	0.19	0.33	0.43	0.42	0.31	0.43	0.36	0.38	0.33	0.39
MgO	4.40	4.39	4.66	4.33	4.56	5.10	4.95	4.80	4.44	4.63	4.37
CaO	0.00	0.01	0.14	0.04	0.04	1.84	0.80	0.21	0.03	0.13	0.07
Na2O	0.04	0.04	0.07	0.00	0.06	0.01	0.03	0.04	0.08	0.06	0.04
K2O	10.02	9.86	8.93	9.52	9.80	4.05	4.65	9.18	9.49	8.86	9.38
Total	96.60	95.88	95.22	95.64	95.84	93.12	91.37	95.34	95.66	94.74	95.38
Si	5.56	5.51	5.51	5.53	5.48	4.95	5.22	5.55	5.50	5.50	5.51
Al(iv)	2.45	2.49	2.50	2.47	2.52	3.06	2.78	2.45	2.50	2.50	2.49
Al(vi)	0.56	0.56	0.55	0.46	0.50	0.07	0.47	0.51	0.56	0.50	0.54
Ti	0.31	0.33	0.27	0.35	0.31	0.46	0.26	0.29	0.31	0.29	0.31
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	3.67	3.66	3.77	3.78	3.73	4.43	4.23	3.71	3.69	3.80	3.75
Mn	0.04	0.03	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Mg	1.04	1.04	1.11	1.03	1.08	1.26	1.23	1.14	1.05	1.11	1.04
Ca	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.33	0.14	0.04	0.01	0.02	0.01
Na	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01
K	2.02	2.00	1.82	1.94	1.99	0.85	0.99	1.87	1.93	1.82	1.91
fe_FeMg	0.78	0.78	0.77	0.79	0.77	0.78	0.77	0.76	0.78	0.77	0.78

Analyse chimique de la biotite de l'intrusion de Fita

N°Echantillon 10 BE 55

SiO2	34.42	34.69	34.00	34.96	34.22	33.95	34.94	34.66	33.68	33.91
TiO2	2.44	2.42	2.31	2.56	2.64	2.35	2.63	2.49	2.45	2.48
Al2O3	15.42	15.57	15.61	15.36	15.67	15.84	15.49	15.65	15.59	15.28
FeO	32.00	32.21	31.73	31.78	31.05	31.37	31.50	31.41	32.79	32.54
MnO	0.41	0.39	0.39	0.46	0.64	0.64	0.53	0.67	0.31	0.72
MgO	1.07	1.08	1.07	1.15	1.08	1.06	1.13	1.06	0.91	1.05
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.07	0.00	0.03	0.11	0.00
Na2O	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.15	0.08
K2O	9.45	9.53	9.29	9.72	9.69	9.35	9.51	9.56	8.75	9.61
Total	95.28	95.97	94.45	96.06	95.06	94.68	95.76	95.57	94.74	95.72
Si	5.63	5.63	5.60	5.66	5.60	5.58	5.66	5.63	5.55	5.56
Al(iv)	2.37	2.37	2.40	2.34	2.40	2.42	2.34	2.37	2.45	2.44
Al(vi)	0.60	0.60	0.63	0.59	0.62	0.64	0.62	0.63	0.58	0.51
Ti	0.30	0.30	0.29	0.31	0.33	0.29	0.32	0.31	0.30	0.31
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	4.38	4.37	4.37	4.30	4.25	4.31	4.27	4.27	4.52	4.46
Mn	0.06	0.05	0.05	0.06	0.09	0.09	0.07	0.09	0.04	0.10
Mg	0.26	0.26	0.26	0.28	0.26	0.26	0.27	0.26	0.23	0.26
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03
K	1.97	1.97	1.95	2.01	2.02	1.96	1.97	1.98	1.84	2.01
fe_FeMg	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.95

LES FELDSPATHS

Analyse chimique des feldspaths de l'intrusion de Dassa

N°Echantillon	10 BE 06	10 BE 14	BE 08-10									
SiO ₂	65.13	60.44	60.23	60.84	64.78	60.26	64.62	64.13	64.75	64.33	64.71	60.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	18.79	25.31	24.94	24.93	18.55	24.98	18.50	18.73	18.60	18.33	18.50	25.59
FeO	0.02	0.06	0.32	0.06	0.01	0.08	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00	0.02
MnO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.03
MgO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
CaO	0.04	6.76	6.34	6.51	0.00	6.48	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	6.76
Na ₂ O	0.83	7.46	7.67	8.09	0.91	7.45	0.55	0.58	0.76	0.65	0.77	7.54
K ₂ O	15.94	0.18	0.08	0.20	15.64	0.24	16.45	16.40	15.85	15.80	16.28	0.11
Total	100.77	100.24	99.58	100.68	99.92	99.53	100.15	99.95	100.05	99.22	100.29	100.35
Si	11.94	10.73	10.76	10.77	11.96	10.77	11.95	11.90	11.95	11.98	11.95	10.69
Al	4.06	5.29	5.25	5.20	4.03	5.26	4.03	4.09	4.04	4.02	4.02	5.34
Ca	0.01	1.29	1.21	1.23	0.00	1.24	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	1.28
Na	0.30	2.57	2.66	2.78	0.33	2.58	0.20	0.21	0.27	0.24	0.28	2.59
K	3.73	0.04	0.02	0.05	3.68	0.06	3.88	3.88	3.73	3.75	3.84	0.02
Ab	0.00	66.70	66.70	66.70	0.00	66.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	66.70
An	0.00	33.30	33.30	33.30	0.00	33.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.30
Or	100.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	0.00

N°Echantillon BE 08-11

SiO2	62.26	64.66	64.83	64.67	64.97	64.67	64.76
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al2O3	23.64	18.38	18.40	18.29	18.19	18.31	18.11
FeO	0.01	0.03	0.05	0.00	0.04	0.05	0.01
MnO	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.22	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00
Na2O	8.74	0.66	0.81	0.61	0.66	0.52	0.68
K2O	0.09	16.59	16.12	16.20	16.16	16.12	16.20
Total	99.97	100.36	100.27	99.80	100.02	99.67	99.75

Si	11.04	11.95	11.97	11.99	12.01	11.99	12.01
Al	4.94	4.00	4.00	3.99	3.96	4.00	3.96
Ca	0.99	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	3.01	0.24	0.29	0.22	0.24	0.19	0.24
K	0.02	3.91	3.80	3.83	3.81	3.82	3.83
Ab	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Analyse chimique des feldspaths de l'intrusion de Tré

N°Echantillon BE 08-09

SiO2	64.65	65.47	64.55	64.89	63.03	65.06	64.73	64.80
TiO2	0.00	0.05	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
Al2O3	18.12	18.34	18.34	18.21	23.60	18.34	18.61	18.22
FeO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01
MnO	0.00	0.04	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00
MgO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	0.02	0.01	0.10	0.00	4.67	0.07	0.03	0.04
Na2O	0.53	0.51	0.75	0.56	8.84	0.86	0.67	0.56
K2O	16.36	15.20	15.69	16.40	0.13	15.89	16.09	16.28
Total	99.69	99.65	99.48	100.18	100.31	100.32	100.19	99.94

Si	12.01	12.06	11.98	12.00	11.12	11.99	11.95	12.00
Al	3.96	3.98	4.01	3.96	4.90	3.98	4.05	3.97
Ca	0.00	0.00	0.02	0.00	0.88	0.02	0.01	0.01
Na	0.19	0.18	0.27	0.20	3.02	0.31	0.24	0.20
K	3.88	3.57	3.72	3.87	0.03	3.74	3.79	3.85
Ab	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	100.00	100.00	100.00	100.00	0.00	100.00	100.00	100.00

10 BE 10

10 BE 11

56.98	55.09	56.34	57.11	62.43	59.26	61.95	62.29
0.03	0.14	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
27.26	27.04	27.17	27.65	24.10	25.92	24.53	24.49
0.01	0.84	0.53	0.01	0.03	0.01	0.03	0.05
0.04	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
0.00	0.12	0.13	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
9.26	9.57	9.22	9.55	5.24	7.68	5.86	5.85
6.15	5.69	6.03	6.20	8.41	7.30	8.24	8.43
0.11	0.42	0.28	0.10	0.16	0.09	0.14	0.13
99.84	98.92	99.87	100.67	100.37	100.27	100.76	101.28
10.23	10.07	10.16	10.18	11.01	10.55	10.91	10.92
5.77	5.82	5.77	5.81	5.01	5.44	5.09	5.06
1.78	1.87	1.78	1.82	0.99	1.47	1.11	1.10
2.14	2.02	2.11	2.14	2.88	2.52	2.82	2.87
0.02	0.10	0.06	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03
66.70	66.70	66.70	66.70	100.00	66.70	66.70	66.70
33.30	33.30	33.30	33.30	0.00	33.30	33.30	33.30
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Analyse chimique des feldspaths de l'intrusion de Fita

N°Echantillon 10 BE 55

SiO2	66.74	66.99	67.55	65.97	64.83
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al2O3	20.86	21.07	20.61	18.83	18.45
FeO	0.03	0.10	0.09	0.00	0.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
MgO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	1.72	1.91	1.13	0.20	0.00
Na2O	10.57	10.53	10.95	3.34	0.26
K2O	0.08	0.07	0.09	11.94	16.82
Total	100.01	100.67	100.43	100.31	100.50
Si	11.70	11.67	11.78	11.97	11.96
Al	4.31	4.32	4.23	4.02	4.01
Ca	0.32	0.36	0.21	0.04	0.00
Na	3.59	3.56	3.70	1.18	0.09
K	0.02	0.02	0.02	2.76	3.96
Ab	100.00	100.00	100.00	33.30	0.00
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.00	0.00	0.00	66.70	100.00

Analyse chimique des feldspaths de l'intrusion de Tchetti

N°Echantillon 10 BE 41

SiO2	65.62	65.02	65.70	68.38	65.10	67.63
TiO2	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00
Al2O3	22.06	18.55	22.34	20.47	18.59	21.63
FeO	0.02	0.05	0.06	0.01	0.00	0.01
MnO	0.03	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	2.56	0.00	3.03	0.78	0.00	1.78
Na2O	10.07	0.37	9.75	10.84	0.71	10.31
K2O	0.16	16.64	0.18	0.09	16.10	0.12
Total	100.51	100.69	101.13	100.56	100.58	101.48

Si	11.48	11.96	11.44	11.87	11.97	11.67
Al	4.55	4.02	4.58	4.18	4.02	4.39
Ca	0.48	0.00	0.57	0.15	0.00	0.33
Na	3.42	0.13	3.29	3.65	0.25	3.45
K	0.04	3.91	0.04	0.02	3.78	0.03
Ab	100.00	0.00	100.00	100.00	0.00	100.00
An	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.00	100.00	0.00	0.00	100.00	0.00

Analyse chimique des feldspaths de l'intrusion de Gobada

10 BE 24

10 BE 25

64.61	68.50	64.20	62.36	63.41	62.51	62.20	64.36	66.68	65.03
0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02
18.62	20.50	23.15	24.00	23.20	24.06	24.63	18.66	17.95	18.60
0.03	0.05	0.05	0.13	0.14	0.06	0.07	0.00	0.01	0.05
0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
0.03	0.75	3.95	5.20	4.52	5.36	5.94	0.19	0.00	0.01
0.69	10.51	9.06	8.43	9.01	8.52	7.95	0.86	0.47	0.75
15.88	0.12	0.13	0.22	0.16	0.15	0.27	15.13	15.77	15.95
99.89	100.46	100.57	100.36	100.49	100.70	101.07	99.25	100.91	100.41
11.95	11.89	11.26	11.02	11.17	11.01	10.92	11.94	12.15	11.96
4.06	4.19	4.78	4.99	4.81	4.99	5.09	4.08	3.85	4.03
0.01	0.14	0.74	0.98	0.85	1.01	1.12	0.04	0.00	0.00
0.25	3.54	3.08	2.89	3.08	2.91	2.71	0.31	0.17	0.27
3.75	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	3.58	3.67	3.74
0.00	100.00	100.00	100.00	100.00	66.70	66.70	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.30	33.30	0.00	0.00	0.00
100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	100.00	100.00

10 BE 26

BE 08 12

55.42	60.61	64.68	63.81	63.70	63.36	64.66	64.50
0.05	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02
28.42	25.41	18.19	18.70	18.29	18.41	18.42	18.57
0.06	0.05	0.06	0.01	0.05	0.05	0.01	0.07
0.04	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00
10.70	6.57	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.11
5.58	7.54	0.67	0.69	0.90	0.79	0.59	0.71
0.10	0.12	15.86	16.02	15.27	16.08	16.41	16.01
100.36	100.32	99.51	99.41	98.25	98.70	100.09	99.98
9.95	10.74	12.01	11.89	11.96	11.90	11.96	11.94
6.01	5.30	3.98	4.10	4.04	4.07	4.01	4.05
2.06	1.25	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
1.94	2.59	0.24	0.25	0.33	0.29	0.21	0.26
0.02	0.03	3.76	3.81	3.66	3.85	3.88	3.78
33.30	66.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66.70	33.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Analyse chimique des feldspaths dans les rhyolites de Idaho - Mahou

BE 07-10

BE 07-12

68.67	68.59	67.79	64.46	64.95	69.15	64.60	69.30	68.39	64.84	68.02	67.68	65.26
0.00	0.00	0.03	0.06	0.01	0.00	0.04	0.00	0.07	0.02	0.02	0.02	0.00
19.87	19.51	16.85	18.32	18.32	20.22	18.01	20.10	20.08	18.34	20.36	20.27	20.69
0.07	0.06	0.15	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.08
0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
0.45	0.14	0.00	0.00	0.00	0.10	0.03	0.08	0.08	0.00	0.83	1.02	1.57
11.38	11.69	0.18	0.19	0.18	10.87	0.25	11.69	11.64	0.34	10.54	10.62	9.61
0.15	0.03	16.01	16.79	17.01	0.29	16.78	0.11	0.07	16.82	0.05	0.07	0.08
100,63	100,05	101,00	99,86	100,50	100,63	99,77	101,31	100,36	100,47	99,90	99,70	97,31
11.93	11.98	12.33	11.97	11.99	11.97	12.01	11.95	11.90	11.97	11.88	11.86	11.72
4.07	4.01	3.61	4.01	3.98	4.12	3.94	4.08	4.12	3.99	4.19	4.18	4.38
0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.16	0.19	0.30
3.83	3.96	0.06	0.07	0.06	3.65	0.09	3.91	3.93	0.12	3.57	3.61	3.35
0.03	0.01	3.71	3.98	4.01	0.06	3.98	0.02	0.02	3.96	0.01	0.02	0.02
100.00	100.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00	100.00	100.00	0.00	100.00	100.00	100.00
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	100.00	100.00	100.00	0.00	100.00	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00

Analyse chimique des feldspaths des basaltes de Idaho – Mahou

N°Echantillon BE 07-07

SiO2	67.78	68.24	69.39
TiO2	0.24	0.00	0.00
Al2O3	20.38	19.88	20.00
FeO	0.03	0.05	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	0.01
CaO	0.61	0.55	0.18
Na2O	9.22	10.34	10.76
K2O	2.46	1.24	0.11
Total	100.73	100.30	100.48

Si	11.84	11.93	12.01
Al	4.19	4.09	4.08
Ca	0.12	0.10	0.03
Na	3.12	3.51	3.61
K	0.55	0.28	0.03
Ab	100.00	100.00	100.00
An	0.00	0.00	0.00
Or	0.00	0.00	0.00

Analyse chimique des feldspaths de la dolérite de Idaho - Mahou

N°Echa BE 07-16

SiO2	53.07	53.33	53.69	55.46	55.36
TiO2	0.12	0.13	0.11	0.05	0.16
Al2O3	28.41	28.52	28.39	27.64	27.78
FeO	0.40	0.87	0.38	0.25	0.39
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.06	0.22	0.05	0.02	0.07
CaO	11.93	11.42	11.72	10.16	10.35
Na2O	4.72	4.77	4.61	5.52	5.68
K2O	0.12	0.24	0.24	0.10	0.12
Total	98,82	99,50	99,20	99,19	99,90

Si	9.74	9.73	9.80	10.06	10.00
Al	6.14	6.13	6.10	5.90	5.91
Ca	2.35	2.23	2.29	1.97	2.00
Na	1.68	1.69	1.63	1.94	1.99
K	0.03	0.06	0.06	0.02	0.03
Ab	33.30	33.30	33.30	50.00	33.30
An	66.70	66.70	66.70	50.00	66.70
Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Annexe 3 : Tableaux des analyses isotopiques des zircons

Tableau 1 : Analyse chimique des zircons des granulites de Savalou

BE-48 Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 sigma error		2 sigma error		Rho	Age (Ma)	2 sigma error	
					Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238			Pb207/Pb206	Pb207/Pb206
05251111b	186	20	566	0.04	5.8080	0.1294	0.3329	0.0073	0.98	2050	36	
06251111b	40	28	102	0.27	6.7974	0.1557	0.3801	0.0084	0.96	2094	37	
07251111b	195	18	523	0.04	6.6935	0.1489	0.3783	0.0083	0.98	2075	36	
08251111b	239	14	686	0.02	6.1997	0.1378	0.3541	0.0077	0.98	2057	36	
10251111b	127	24	389	0.06	5.7838	0.1296	0.3301	0.0072	0.97	2058	37	
12251111b	194	12	527	0.02	6.6433	0.1479	0.3774	0.0082	0.97	2066	36	
15251111b	260	16	726	0.02	6.3867	0.1421	0.3658	0.0079	0.97	2052	37	
17251111b	185	38	511	0.08	6.3528	0.1417	0.3629	0.0078	0.97	2056	37	
18251111b	376	32	1067	0.03	6.1720	0.1377	0.3582	0.0077	0.97	2028	37	
19251111b	44	43	113	0.39	6.5970	0.1534	0.3691	0.0080	0.93	2093	39	
20251111b	729	122	2048	0.06	6.2474	0.1393	0.3627	0.0078	0.96	2028	37	
22251111b	201	17	587	0.03	6.1289	0.1377	0.3508	0.0075	0.95	2053	37	
26251111b	988	432	2706	0.16	6.2807	0.1415	0.3596	0.0077	0.95	2052	38	
05251111c	173	16	533	0.03	5.7212	0.1305	0.3253	0.0073	0.99	2065	36	
06251111c	53	53	134	0.40	6.6261	0.1573	0.3675	0.0083	0.96	2108	38	
07251111c	63	9	167	0.05	6.6266	0.1531	0.3767	0.0085	0.98	2065	36	
08251111c	199	17	597	0.03	5.9722	0.1359	0.3390	0.0076	0.99	2067	36	
09251111c	25	37	65	0.57	6.1617	0.1481	0.3447	0.0078	0.94	2093	38	
11251111c	177	10	505	0.02	6.3414	0.1433	0.3615	0.0081	0.99	2060	36	
15251111c	76	7	225	0.03	6.0401	0.1402	0.3384	0.0076	0.97	2090	37	
17251111c	39	18	108	0.17	6.3202	0.1534	0.3516	0.0079	0.93	2103	39	
18251111c	151	6	415	0.02	6.4982	0.1460	0.3718	0.0083	0.99	2053	36	
19251111c	107	11	297	0.04	6.4636	0.1457	0.3624	0.0081	0.99	2089	36	
20251111c	243	15	726	0.02	6.0242	0.1359	0.3446	0.0077	0.99	2054	36	
21251111c	214	14	653	0.02	5.8151	0.1299	0.3376	0.0075	0.99	2027	36	
22251111c	67	38	199	0.19	5.8961	0.1389	0.3295	0.0074	0.95	2095	38	

Tableau 2 : Analyse chimique des zircons des gneiss à amphibole + biotite

BE-28 gneiss Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 sigma error		2 sigma error		Rho	Age (Ma)	2 sigma error	
					Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238			Pb206/U238	Pb206/U238
05140312d	11	53	105	0.50	0.807840	0.020320	0.09763	0.00200	0.81	601	12	
06140312d	34	130	323	0.40	0.841380	0.019480	0.10077	0.00206	0.88	619	12	
09140312d	11	96	87	1.10	0.855640	0.022360	0.09974	0.00206	0.79	613	12	
10140312d	10	78	85	0.92	0.812860	0.021400	0.09767	0.00202	0.79	601	12	
11140312d	26	121	253	0.48	0.799510	0.018040	0.09646	0.00196	0.90	594	12	
12140312d	14	110	118	0.94	0.818220	0.020300	0.09804	0.00202	0.83	603	12	
16140312d	14	87	128	0.68	0.817480	0.019760	0.09847	0.00202	0.85	605	12	
17140312d	18	181	166	1.09	0.755050	0.021060	0.08836	0.00184	0.75	546	11	
18140312d	35	137	343	0.40	0.818060	0.018360	0.09665	0.00196	0.90	595	12	
19140312d	66	30	732	0.04	0.816120	0.017800	0.09690	0.00196	0.93	596	12	
20140312d	4.7	26	42	0.62	0.829690	0.027180	0.09885	0.00210	0.65	608	12	
22140312d	20	74	195	0.38	0.810930	0.018920	0.09768	0.00200	0.88	601	12	
25140312d	13	122	111	1.10	0.798950	0.020060	0.09623	0.00198	0.82	592	12	
26140312d	11	98	93	1.05	0.800060	0.020620	0.09575	0.00198	0.80	589	12	
27140312d	18	147	161	0.91	0.799590	0.018960	0.09622	0.00196	0.86	592	12	
28140312d	32	127	340	0.37	0.771030	0.018920	0.09027	0.00186	0.84	557	11	
29140312d	85	257	870	0.30	0.806670	0.017460	0.09781	0.00198	0.94	602	12	
30140312d	11	94	91	1.03	0.779730	0.023160	0.09477	0.00198	0.70	584	12	
31140312d	19	72	187	0.38	0.809230	0.019140	0.09801	0.00200	0.86	603	12	
33140312d	26	219	214	1.02	0.816180	0.019240	0.09820	0.00200	0.86	604	12	
36140312d	17	108	164	0.66	0.781940	0.021400	0.09406	0.00196	0.76	580	12	
37140312d	14	108	116	0.93	0.811450	0.020140	0.09809	0.00202	0.83	603	12	
38140312d	29	237	250	0.95	0.799980	0.019580	0.09696	0.00200	0.84	597	12	
39140312d	17	71	167	0.43	0.788350	0.021480	0.09563	0.00198	0.76	589	12	
40140312d	18	136	159	0.86	0.800370	0.020160	0.09771	0.00202	0.82	601	12	
41140312d	11	7.9	124	0.06	0.804810	0.021180	0.09770	0.00202	0.79	601	12	
42140312d	8.8	62	76	0.81	0.811040	0.024060	0.09942	0.00208	0.71	611	12	
43140312d	12	70	108	0.65	0.831290	0.021420	0.09975	0.00206	0.80	613	12	

Tableau 3 : Analyse chimique des zircons de l'intrusion de Dassa

BE-14					2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb207/Pb206	Pb207/Pb206
05251111a	48	156	561	0.28	0.72042	0.01856	0.08558	0.00200	0.91	641	49
10251111a	40	321	379	0.85	0.69099	0.01998	0.08087	0.00190	0.81	673	57
12251111a	34	195	333	0.58	0.75964	0.01962	0.09285	0.00216	0.90	579	50
17251111a	48	186	560	0.33	0.69651	0.01784	0.08359	0.00194	0.91	619	50
22251111a	52	116	536	0.22	0.81556	0.02180	0.09842	0.00228	0.87	607	53
25251111a	91	348	979	0.36	0.76448	0.01832	0.09098	0.00208	0.95	637	46
26251111a	116	531	1393	0.38	0.68825	0.01636	0.08046	0.00184	0.96	675	45
27251111a	46	154	475	0.32	0.77768	0.01980	0.09364	0.00214	0.90	612	50
30251111a	21	138	206	0.67	0.72711	0.01990	0.08888	0.00204	0.84	579	55
31251111a	53	268	643	0.42	0.66005	0.01892	0.07939	0.00182	0.80	614	58
32251111a	272	493	3555	0.14	0.66651	0.01582	0.07820	0.00178	0.96	667	46
35251111a	176	330	1785	0.19	0.83765	0.02246	0.10114	0.00230	0.85	606	54
37251111a	68	219	639	0.34	0.86431	0.02174	0.10208	0.00232	0.90	653	49
41251111a	85	356	911	0.39	0.76821	0.01824	0.09002	0.00202	0.95	670	46

Tableau 4 : Analyse chimique des zircons de l'intrusion de Tré

BE-12 granite					2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05140312c	62	299	741	0.40	0.6704	0.0217	0.0810	0.0021	0.79	502	12
08140312c	37	63	410	0.15	0.7688	0.0214	0.0930	0.0024	0.91	573	14
09140312c	18	69	179	0.38	0.7868	0.0228	0.0944	0.0024	0.88	582	14
10140312c	5.5	44	46	0.95	0.8195	0.0355	0.0988	0.0026	0.61	607	15
11140312c	5.3	41	44	0.93	0.8472	0.0329	0.1005	0.0026	0.67	617	15
12140312c	53	217	655	0.33	0.6573	0.0201	0.0802	0.0021	0.84	498	12
15140312c	131	343	1455	0.24	0.7487	0.0199	0.0914	0.0023	0.95	564	14
18140312c	43	156	470	0.33	0.7326	0.0203	0.0892	0.0023	0.91	551	13
20140312c	72	209	750	0.28	0.7869	0.0213	0.0956	0.0024	0.94	589	14
21140312c	9.3	30	105	0.29	0.7043	0.0302	0.0875	0.0023	0.62	541	14
22140312c	60	136	677	0.20	0.7539	0.0207	0.0911	0.0023	0.92	562	14
25140312c	61	134	664	0.20	0.7724	0.0211	0.0942	0.0024	0.93	581	14
26140312c	11	71	109	0.64	0.7557	0.0253	0.0914	0.0024	0.77	564	14
27140312c	61	213	637	0.33	0.7664	0.0209	0.0938	0.0024	0.93	578	14
28140312c	29	110	341	0.32	0.6823	0.0199	0.0832	0.0021	0.88	515	13
29140312c	18	251	138	1.82	0.7749	0.0263	0.0950	0.0025	0.76	585	14
31140312c	52	165	581	0.28	0.7753	0.0216	0.0943	0.0024	0.91	581	14
32140312c	134	679	1460	0.47	0.7510	0.0204	0.0899	0.0023	0.93	555	14
35140312c	23	68	254	0.27	0.7778	0.0238	0.0931	0.0024	0.84	574	14
36140312c	85	280	934	0.30	0.7806	0.0215	0.0949	0.0024	0.92	584	14
37140312c	34	129	374	0.35	0.7666	0.0224	0.0944	0.0024	0.87	582	14
38140312c	68	382	705	0.54	0.7791	0.0217	0.0936	0.0024	0.91	577	14
40140312c	81	465	842	0.55	0.7263	0.0205	0.0879	0.0022	0.90	543	13
41140312c	5.2	55	42	1.30	0.7687	0.0334	0.0923	0.0025	0.61	569	15
42140312c	16	135	145	0.93	0.7596	0.0323	0.0921	0.0025	0.63	568	15
45140312c	49	395	474	0.83	0.7435	0.0230	0.0877	0.0023	0.83	542	13

Tableau 5 : Analyse chimique des zircons de l'intrusion de Tchetti

BE-24 Analysis #	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 sigma error		2 sigma error		Rho	Age (Ma)	2 sigma error	
					Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238			Pb207/Pb206	Pb207/Pb206
25251111c	6.4	45	54	0.83	0.8621	0.0245	0.1026	0.0023	0.79	636	58	
26251111c	17	119	164	0.72	0.7711	0.0188	0.0926	0.0021	0.91	618	49	
27251111c	26	151	262	0.58	0.7486	0.0176	0.0914	0.0020	0.94	582	47	
29251111c	21	58	213	0.27	0.7987	0.0190	0.0970	0.0021	0.93	594	47	
31251111c	21	171	199	0.86	0.7601	0.0196	0.0898	0.0020	0.85	653	52	
32251111c	12	68	105	0.64	0.8234	0.0208	0.0984	0.0022	0.88	627	51	
35251111c	18	95	158	0.60	0.8683	0.0211	0.1030	0.0023	0.90	644	49	
36251111c	13	75	120	0.63	0.7669	0.0190	0.0937	0.0021	0.89	581	51	
37251111c	15	126	127	0.99	0.7746	0.0208	0.0946	0.0021	0.83	580	56	
39251111c	11	54	128	0.42	0.6987	0.0218	0.0857	0.0019	0.72	571	66	
40251111c	16	110	146	0.76	0.7658	0.0208	0.0931	0.0021	0.82	592	56	
42251111c	9.5	59	84	0.70	0.8245	0.0231	0.0993	0.0022	0.79	610	58	
45251111c	15	91	148	0.62	0.7719	0.0193	0.0941	0.0020	0.87	584	52	
46251111c	12	81	120	0.67	0.7134	0.0219	0.0879	0.0020	0.73	562	65	
47251111c	8.2	46	78	0.59	0.7949	0.0262	0.0951	0.0021	0.68	625	70	
48251111c	16	96	147	0.65	0.7866	0.0199	0.0949	0.0021	0.86	608	52	
49251111c	8.6	55	87	0.63	0.7145	0.0324	0.0876	0.0021	0.52	572	98	
50251111c	32	127	328	0.39	0.7797	0.0178	0.0945	0.0020	0.94	598	47	
51251111c	25	279	197	1.42	0.7942	0.0187	0.0963	0.0021	0.92	597	48	
52251111c	7.4	55	63	0.87	0.8213	0.0223	0.0990	0.0022	0.80	610	57	
55251111c	10	80	92	0.87	0.7602	0.0209	0.0924	0.0020	0.80	591	58	
56251111c	17	120	164	0.73	0.7609	0.0198	0.0917	0.0020	0.83	609	54	
57251111c	18	117	152	0.77	0.8514	0.0202	0.1016	0.0022	0.90	631	49	
58251111c	12	78	99	0.79	0.8334	0.0206	0.1003	0.0022	0.87	612	51	
60251111c	12	62	114	0.54	0.8064	0.0198	0.0956	0.0020	0.87	644	51	
61251111c	35	250	365	0.69	0.6997	0.0184	0.0862	0.0019	0.82	563	55	
62251111c	21	128	208	0.62	0.7457	0.0182	0.0918	0.0020	0.88	564	51	
65251111c	13	101	130	0.78	0.7016	0.0224	0.0852	0.0019	0.68	594	68	
66251111c	16	134	156	0.86	0.7468	0.0189	0.0916	0.0020	0.85	572	53	

Tableau 6 : Analyse chimique des zircons de l'intrusion de Gobada

BE-24 Analysis #	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 sigma error		2 sigma error		Rho	Age (Ma)	2 sigma error	
					Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238			Pb207/Pb206	Pb207/Pb206
25251111c	6.4	45	54	0.83	0.8621	0.0245	0.1026	0.0023	0.79	636	58	
26251111c	17	119	164	0.72	0.7711	0.0188	0.0926	0.0021	0.91	618	49	
27251111c	26	151	262	0.58	0.7486	0.0176	0.0914	0.0020	0.94	582	47	
29251111c	21	58	213	0.27	0.7987	0.0190	0.0970	0.0021	0.93	594	47	
31251111c	21	171	199	0.86	0.7601	0.0196	0.0898	0.0020	0.85	653	52	
32251111c	12	68	105	0.64	0.8234	0.0208	0.0984	0.0022	0.88	627	51	
35251111c	18	95	158	0.60	0.8683	0.0211	0.1030	0.0023	0.90	644	49	
36251111c	13	75	120	0.63	0.7669	0.0190	0.0937	0.0021	0.89	581	51	
37251111c	15	126	127	0.99	0.7746	0.0208	0.0946	0.0021	0.83	580	56	
39251111c	11	54	128	0.42	0.6987	0.0218	0.0857	0.0019	0.72	571	66	
40251111c	16	110	146	0.76	0.7658	0.0208	0.0931	0.0021	0.82	592	56	
42251111c	9.5	59	84	0.70	0.8245	0.0231	0.0993	0.0022	0.79	610	58	
45251111c	15	91	148	0.62	0.7719	0.0193	0.0941	0.0020	0.87	584	52	
46251111c	12	81	120	0.67	0.7134	0.0219	0.0879	0.0020	0.73	562	65	
47251111c	8.2	46	78	0.59	0.7949	0.0262	0.0951	0.0021	0.68	625	70	
48251111c	16	96	147	0.65	0.7866	0.0199	0.0949	0.0021	0.86	608	52	
49251111c	8.6	55	87	0.63	0.7145	0.0324	0.0876	0.0021	0.52	572	98	
50251111c	32	127	328	0.39	0.7797	0.0178	0.0945	0.0020	0.94	598	47	
51251111c	25	279	197	1.42	0.7942	0.0187	0.0963	0.0021	0.92	597	48	
52251111c	7.4	55	63	0.87	0.8213	0.0223	0.0990	0.0022	0.80	610	57	
55251111c	10	80	92	0.87	0.7602	0.0209	0.0924	0.0020	0.80	591	58	
56251111c	17	120	164	0.73	0.7609	0.0198	0.0917	0.0020	0.83	609	54	
57251111c	18	117	152	0.77	0.8514	0.0202	0.1016	0.0022	0.90	631	49	
58251111c	12	78	99	0.79	0.8334	0.0206	0.1003	0.0022	0.87	612	51	
60251111c	12	62	114	0.54	0.8064	0.0198	0.0956	0.0020	0.87	644	51	
61251111c	35	250	365	0.69	0.6997	0.0184	0.0862	0.0019	0.82	563	55	
62251111c	21	128	208	0.62	0.7457	0.0182	0.0918	0.0020	0.88	564	51	
65251111c	13	101	130	0.78	0.7016	0.0224	0.0852	0.0019	0.68	594	68	
66251111c	16	134	156	0.86	0.7468	0.0189	0.0916	0.0020	0.85	572	53	

Tableau 7 : Analyse chimique des zircons de l'intrusion de Fita

BE-55 granite					2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05140312b	95	402	737	0.55	1.1643	0.0334	0.11205	0.00288	0.90	685	17
08140312b	37	279	372	0.75	0.7144	0.0210	0.08610	0.00223	0.88	532	13
09140312b	72	572	757	0.76	0.8335	0.0230	0.08042	0.00205	0.92	499	12
10140312b	38	255	400	0.64	0.7595	0.0263	0.08420	0.00220	0.76	521	13
11140312b	28	139	268	0.52	0.8214	0.0241	0.09484	0.00245	0.88	584	14
15140312b	46	277	428	0.65	0.8646	0.0268	0.09516	0.00245	0.83	586	14
16140312b	358	2320	4149	0.56	0.6692	0.0179	0.07883	0.00200	0.95	489	12
17140312b	58	497	534	0.93	0.8558	0.0242	0.08892	0.00228	0.91	549	14
18140312b	20	197	188	1.05	0.7841	0.0348	0.08494	0.00230	0.61	526	14
19140312b	5.7	37	58	0.63	0.7373	0.0300	0.08831	0.00235	0.65	546	14
20140312b	21	192	174	1.11	0.8393	0.0259	0.09172	0.00238	0.84	566	14
21140312b	80	755	743	1.02	0.8919	0.0256	0.08526	0.00220	0.90	528	13
25140312b	74	576	669	0.86	0.7626	0.0209	0.09328	0.00238	0.93	575	14
26140312b	54	365	518	0.70	0.9782	0.0289	0.09299	0.00240	0.87	573	14
27140312b	93	647	840	0.77	0.8738	0.0245	0.09597	0.00245	0.91	591	14
29140312b	244	1619	2292	0.71	0.7828	0.0219	0.09324	0.00238	0.91	575	14
30140312b	88	894	892	1.00	0.8337	0.0251	0.07739	0.00200	0.86	481	12
32140312b	51	489	499	0.98	0.6959	0.0213	0.08318	0.00215	0.84	515	13
36140312b	115	1091	1130	0.97	0.7258	0.0209	0.08350	0.00215	0.89	517	13
37140312b	43	319	390	0.82	0.7936	0.0240	0.09375	0.00243	0.86	578	14
40140312b	46	357	461	0.78	0.7779	0.0235	0.08757	0.00225	0.85	541	13
42140312b	219	1737	2111	0.82	0.7828	0.0217	0.08825	0.00225	0.92	545	13
45140312b	55	307	566	0.54	0.9235	0.0309	0.08662	0.00225	0.78	536	13
47140312b	18	163	171	0.95	0.7160	0.0240	0.08848	0.00230	0.78	547	14

Tableau 8 : Analyse chimique des zircons de la rhyolite de Idaho - Mahou

BE-70 rhyolite					2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb207/Pb206	Pb207/Pb206
05140312a	22	232	201	1.15	0.7171	0.0228	0.08776	0.00248	0.89	576	64
06140312a	10	72	96	0.76	0.7496	0.0260	0.09169	0.00260	0.82	578	71
07140312a	17	135	155	0.87	0.7399	0.0237	0.09162	0.00258	0.88	551	65
08140312a	11	82	101	0.81	0.7557	0.0259	0.09140	0.00258	0.82	602	69
09140312a	13	108	123	0.88	0.7324	0.0264	0.08718	0.00248	0.79	637	73
10140312a	14	117	136	0.86	0.7401	0.0262	0.08923	0.00253	0.80	609	72
11140312a	9.8	70	93	0.75	0.7714	0.0259	0.09341	0.00263	0.84	600	68
12140312a	12	97	121	0.80	0.7231	0.0282	0.08857	0.00253	0.73	575	81
15140312a	12	85	113	0.75	0.7577	0.0245	0.09313	0.00260	0.86	567	67
17140312a	8.5	72	81	0.89	0.7308	0.0306	0.08698	0.00250	0.69	637	87
18140312a	13	101	117	0.86	0.7825	0.0290	0.09521	0.00268	0.76	589	77
19140312a	14	98	99	0.99	0.7972	0.0276	0.09582	0.00268	0.81	615	71
20140312a	21	158	194	0.82	0.7850	0.0246	0.09575	0.00265	0.88	584	63
21140312a	15	125	142	0.88	0.7550	0.0244	0.09282	0.00258	0.86	566	67
22140312a	12	94	103	0.91	0.7917	0.0264	0.09561	0.00265	0.83	605	68
25140312a	6.8	43	63	0.67	0.7827	0.0290	0.09561	0.00268	0.75	580	77
26140312a	23	258	180	1.43	0.7775	0.0244	0.09426	0.00260	0.88	597	64
27140312a	17	149	166	0.90	0.7382	0.0261	0.08947	0.00250	0.79	597	73
29140312a	11	79	92	0.86	0.7887	0.0272	0.09527	0.00265	0.81	605	71
31140312a	15	118	137	0.87	0.7700	0.0253	0.09316	0.00258	0.84	601	68
32140312a	6.9	44	63	0.70	0.7918	0.0291	0.09518	0.00265	0.76	615	76
36140312a	9.0	66	84	0.78	0.7682	0.0303	0.08962	0.00250	0.71	680	82
37140312a	15	130	133	0.98	0.7949	0.0261	0.09337	0.00255	0.83	665	67
39140312a	28	329	237	1.39	0.7460	0.0235	0.08647	0.00235	0.86	694	64

Résumé

La présente étude porte sur les caractéristiques structurales de la zone de cisaillement de Kandi dans la région Savalou-Dassa au Centre-Bénin et ses relations avec le magmatisme spatialement associé. Elle vise à comprendre l'évolution tardi- à post-collision de la chaîne panafricaine des Dahoméyides.

Les études structurales, pétrologiques et géochronologiques indiquent que la zone de cisaillement de Kandi au Centre-Bénin correspond à un décrochement ductile dextre, large d'au moins 50 Km, et dans laquelle l'évolution de la déformation jusqu'à plus basse température a entraîné l'apparition des bandes de tectonites d'épaisseur kilométrique. Le décrochement ductile de Kandi a fonctionné dans la chaîne des Dahoméyides à partir de *c.* 606 Ma et il a affecté des granulites d'âge paléoprotérozoïque et des gneiss, migmatites et granitoïdes néoprotérozoïques.

Les magmatites spatialement associés à la zone de cisaillement de Kandi sont anté- et syn-décrochements ductiles. Le magmatisme anté-décrochement ductile est sub-alcalin et comporte une composante crustale et une composante mantellique appauvrie. Le magmatisme sub-alcalin s'est poursuivi au cours du décrochement ductile et cette période se caractérise par un cogénéisme plutonisme-volcanisme. De même, on observe une transition de magmas sub-alcalins-alcalins, qui traduit un changement de sources mantelliques-manteau appauvri-manteau enrichi. Nous montrons également que le bassin volcano-sédimentaire de Idaho-Mahou est ouvert par le jeu de décrochements. Les volcanites du bassin, présentant des analogies de composition chimique et de chronologie de mise en place avec le pluton syn-cisaillement de Fita, indiquent que ce bassin est syn-orogénique, intramontagneux. La présence de magmas d'origine mantellique remontant dans la zone de cisaillement implique l'ampleur lithosphérique de la zone de cisaillement de Kandi.

La synthèse des données indique que le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi est contemporain de l'édifice de nappes et chevauchements dans les unités externes des Dahoméyides et démontre ainsi une partition de la déformation à l'échelle de la chaîne pendant la période post-collision. Elle indique également que le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi à l'Ouest de la chaîne des Dahoméyides est synchrone de la période d'activité des zones de cisaillement à l'Est de la chaîne et du Hoggar et du Brésil.

Mots clés : Bénin - Dassa-Savalou - zone de cisaillement de Kandi - structure - pétrologie - géochronologie - chaîne des Dahoméyides - panafricain.