



UNIVERSITE DE OUAGADOUGOU
Unité De Formation Et De Recherche
Sciences De La Vie et de la Terre
UFR/SVT



**Laboratoire de Géologie
Minéralogie - Pétrophysique
& Tectonique**
UNIVERSITÉ DE OUAGADOUGOU

THÈSE UNIQUE
Pour l'obtention du
Grade de Docteur en Géologie
Sciences Appliquées de la Terre, de l'Eau et des Sols
THÈSE - S.A.T.E.S
Option : Ressources Minérales/Structurale-Pétrophysique

**MISE EN PLACE DES PLUTONS DE GRANITES ALCALINS
PALEOPROTEROZOÏQUES DU BURKINA FASO
(AFRIQUE DE L'OUEST)**

Abraham Seydoux TRAORÉ

Le *11 Janvier 2011* devant le Jury composé de :

Président

Pr. Papa Malick NGOM

Université Cheick Anta Diop de Dakar

Membres du jury:

Pr. Martin LOMPO

Université de Ouagadougou

Pr. Samuel NAKOLEMDOUSSE

Université de Ouagadougou

Pr. Jérôme GANNE

Chargé de Recherche, IRD

Pr Marc JESSELL

Directeur de Recherche, IRD

Remerciements

Au terme de ces années de thèse, je tiens à dire MERCI à tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont contribué à ce que ce rêve devienne une réalité. En effet, sans les apports multiples et multiformes de plusieurs personnes et structures, je n'aurais jamais pu voir le bout du tunnel. Tout d'abord je tiens à dire merci :

Au Pr Martin LOMPO qui, malgré ces multiples fonctions a accepté de m'accueillir dans son laboratoire et de s'occuper de mon encadrement depuis le DEA jusqu'à l'aboutissement de cette thèse. Vraiment Grand merci.

Au Dr Séta NABA qui depuis le DEA, a toujours su me trouver des sujets et guider mes pas dans l'étude de la pétrophysique et des microstructures. Ce travail est le vôtre car vous aviez toujours été là à mes cotés depuis la définition du thème jusqu'à la finalisation des travaux en passant par les sorties de terrain. Je vous serai éternellement redevable.

Au Pr Papa Malick N'GOM de l'Université Cheick Anta Diop de Dakar (SENEGAL) pour avoir accepté de présider ce jury malgré vos multiples occupations surtout en ce début de rentrée académique.

Au Pr Samuel NAKOLEMDOUSSE, Vice Président de l'Université de Ouaga II d'avoir accepté juger ce travail malgré vos multiples fonctions. Merci pour tous vos conseils et votre aide pendant tout mon parcours.

Au Pr Marc JESSEL de l'IRD, d'avoir accepter participer à mon jury de soutenance.

Au Pr Jérôme GANNE de l'IRD, d'avoir fait un rapport et de participer à ce jury.

Au Dr Nicolas KAGAMBEGA, Chef de Département de Géologie, vous avez été comme un grand frère pour moi. Merci pour vos conseils et pour tous les travaux que vous avez pu réaliser pour moi malgré vos multiples tâches.

Aux enseignants, Pr A. N. SAWADOGO, Pr P. ZOMBRE, Pr U. WENMENGA, Dr Y. KOUSSOUBE, Dr S. YAMEOGO, Dr O. BAMBA, Dr M. MINOUNGOU, Dr E. HIEN, Mr D. SOME, Mr S. PELEDE pour vos encouragements sans cesse renouvelés.

Au Dr P. BAZIE pour tout ce que vous avez fait pour moi.

A Mr M. DAO, pour vos encouragements et votre disponibilité.

Au Dr H. ILBOUDO. Merci pour les discussions très enrichissantes que nous avons eues pendant les jours de terrain à Déou et tout au long de cette formation. Tes soutiens et encouragements tant renouvelés resteront gravés dans ma mémoire.

Aux doctorants (Ada, Stéphane, Hubert, Ghislain, Rockia, Amara, Cécile). Merci pour votre soutien et vos encouragements. Préservez cette ambiance qui a toujours régné dans le laboratoire, vivement que cela continue. A toi ADA particulièrement pour m'avoir accompagné sur le terrain, les discussions que nous avons eues à Déou ont été très fructueuses.

A Yacouba TRAORE "le driver", Fofa, car sans toi beaucoup de carottes de Déou n'auraient jamais vues Ouagadougou.

Au délégué de Wayen, Mr OUEDRAOGO pour son hospitalité pendant notre séjour à Wayen.

Au préfet de Déou, Mr S. SAWADOGO pour l'accueil très chaleureux dont nous avons bénéficié pendant notre passage et pour votre grande hospitalité.

Au Directeur Général du BUMIGEB, M. Pascal DIENDERE et à son personnel. Je pense particulièrement à MIHIN Stéphane, Mme OUEDRAOGO Hélène (à la bibliothèque) et à Mr ZONGO Aristide (Responsable du laboratoire d'analyse) sans oublier Aimé. Merci pour votre collaboration.

A Lenka BARATOUX pour avoir accepté faire certaines mesures de sonde, vraiment merci.

Aux parents (Mr et Mme TRAORE), vos bénédictions m'ont été d'un très grand apport et vos soutiens toujours renouvelés m'ont permis de supporter ces années de thèse. Seul Dieu vous le rendra.

A toi Assétou Espérance, ma grande sœur. Je te dois tout ce que je suis aujourd'hui car depuis l'école primaire, tu as toujours trouvé les mots justes pour me pousser à travailler. Et sans toi mes années d'université n'auraient pas été aussi faciles. Merci du fond du cœur.

A Mr et Mme ROUAMBA ainsi que votre famille. Merci pour vos multiples soutiens et surtout les rendez-vous « Benga » de Vendredis soirs que j'ai tant appréciés.

A mon frère Amedh Sorry Sibiry et sa petite famille. Merci pour tes encouragements car tu as vraiment joué ton rôle d'aîné.

A mes amis (Oumar D. "Rivo", Brad C. et sa famille, Oumar S. et sa famille, Bachirou Y. et sa famille, Issa S., Seydou S. et sa famille, Adama O., Djakalia S., Dramane B. et sa famille). Merci pour tout, car vos encouragements ont été d'un grand réconfort. Je n'oublierai pas nos soirées de thé qui étaient des moments de détente.

Ce travail a également bénéficié du soutien d'un certain nombre de structures sous forme d'aide aux analyses. Je dis donc grand merci :

A Corus II, pour m'avoir permis de participer à l'école d'automne 2007 à Toulouse sur le thème "*Concentrations minérales en Afrique*" au cours de laquelle, j'ai profité me familiariser avec les matériels de laboratoire de mesures de la Susceptibilité Magnétique et de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique et aussi pour le soutien financier.

A l'IRD, à travers Gérôme GANNE, qui a bien voulu prendre en charge une partie de mes analyses chimiques.

Enfin, je dis GRAND MERCI à tous ceux qui ont contribué d'une façon ou d'une autre pour l'achèvement de ces travaux car aucune liste ne saurait être exhaustive.

Je ne saurais terminer sans te dire à toi Aminata KONE "mon Gros Bébé" à quel point ta présence m'a été d'un grand bien durant ces très longues années de thèse.

DEDICACE

Je dédie ce mémoire

A mon oncle, feu le docteur Seydoux TRAORE

A mes parents,

A mes sœurs,

A mon frère.

SOMMAIRE

Remerciement

Résumé

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : METHODOLOGIE.....	8
I- Susceptibilité et anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	9
1- Bases théoriques de la méthode	9
2- Comportement magnétique des minéraux.....	11
3- L'anisotropie magnétique.....	14
4- Échantillonnage.....	15
5- Mesure au laboratoire.....	17
6- Fabrique magnétique et fabrique minérale.....	19
7- ASM et déformation.....	21
II- Apport de la microstructure dans l'étude structurale par l'ASM.....	23
III- Géophysique aéroportée.....	25
CHAPITRE II : LE COMPLEXE MAGMATIQUE DE WAYEN (CMW).....	27
I- Cadre géologique.....	28
II- Caractères pétrographiques du Complexe Magmatique de Wayen.....	29
1- La syénite de Wayen.....	32
2- Les métalaves porphyriques.....	34
3- Granite à grains moyens.....	34
4- Granite à grains fins.....	36
5- Conclusion à l'étude pétrographique.....	38
III- Caractères géochimiques du Complexe Magmatique de Wayen.....	38
1- Géochimie sur les minéraux.....	43
2- Géochimie sur roche totale.....	47
3- Conclusion à l'étude géochimique.....	49
IV- Caractères structuraux du CMW.....	49
1- Les données scalaires.....	49
2- Les données directionnelles.....	56
3- Les microstructures.....	58
4- Conclusion à l'étude structurale.....	64
V- DISCUSSION ET CONCLUSION.....	64

CHAPITRE III : LE PLUTON DE GRANITE DE DEOU.....	69
I- CADRE GEOLOGIQUE.....	70
II- CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PRINCIPALES UNITES.....	70
1- Le granite alcalin de Déou.....	70
2- Le proche encaissant.....	76
3- Conclusion à l'étude pétrographique.....	79
III- CARACTERES GEOCHIMIQUES DU GRANITE ALCALIN DE DEOU.....	79
1- Géochimie sur les minéraux.....	79
2- Géochimie sur roche totale.....	85
3- Conclusion à l'étude géochimique du granite de Déou.....	87
IV- CARACTERES STRUCTURAUX DU GRANITE ALCALIN DE DEOU.....	90
1- Les données scalaires.....	90
2- Les données directionnelles.....	95
3- Les microstructures.....	100
4- Discussion et conclusion à l'étude microstructurale.....	100
V- DISCUSSION ET CONCLUSION.....	100
CHAPITRE IV : DISCUSSION ET CONCLUSION	
(Contexte géodynamique de mise en place des plutons de granites alcalins	
Paléoprotérozoïques du Burkina).....	104
Références bibliographiques.....	108
Annexes.....	122

Résumé

Les granitoïdes représentent environ 70% des formations géologiques de la dorsale de Léo en Afrique de l'Ouest. Ils se subdivisent en deux générations dont la première génération est assez homogène avec une affinité de type TTG (tonalite, trondhjémite et granodiorite). La deuxième génération est composée des granitoïdes calco-alcalins potassiques, des granites peralumineux et des granitoïdes alcalins. La structure et le contexte géodynamique de mise en place de ces derniers n'ont été étudiés qu'au Niger. Ces structures sont pourtant importantes pour interpréter les mécanismes de mise en place et déduire le régime tectonique qui a prévalu à la fin de l'orogénèse éburnéenne (actif ou inactif). L'étude du pluton de syénite de Wayen et du granite de Déou s'inscrit dans ce but c'est-à-dire comprendre les mécanismes qui ont prévalu à la fin de l'orogénèse éburnéenne.

L'étude pétrographique et géochimique révèle que la syénite de Wayen est en fait une monzonite quartzique et que le granite de Déou est un granite alcalin appartenant au A-type.

Les valeurs de susceptibilité magnétique montrent que les deux plutons sont pour l'essentiel ferromagnétiques due à la présence de la magnétite. Les fabriques magnétiques mesurées au laboratoire donnent des foliations toujours fortement pentées et des linéations fortement plongeantes par endroit. Ces zones à linéation fortement plongeante, s'interprètent comme des zones d'alimentation en magma des plutons. Ces fabriques sont celles de mise en place des plutons puisque les microstructures observées sont pour l'essentiel magmatiques. Mais, pour le pluton de monzonite quartzique, on observe parfois aux abords, des microstructures de relativement basse ou haute température surtout due à des cisaillements dextres tardifs.

Les fabriques de la monzonite quartzique de Wayen et du granite alcalin de Déou obtenues à partir des mesures de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et les différents diagrammes géotectoniques utilisés, permettent de proposer des contextes de mise en place différents pour ces plutons. Pour la monzonite quartzique, la fabrique montre une orientation moyenne NE-SW qui est conforme avec celle de l'encaissant immédiat. Ces observations montrent que la monzonite quartzique de Wayen se met en place au cours d'un cisaillement NE-SW. Puis, postérieurement, de manière très localisée, se développe un cisaillement NW-SE qui imprime une fabrique secondaire. Pour celui de Déou, sa fabrique concentrique qui est propre aux corps diapiriques, déduit une mise en place anorogénique. Ces données confirment bien le caractère post-orogénique du granite de Déou qui par ailleurs ne subit pas de remaniement majeur postérieurement à sa mise en place.

La diversité des modèles de mise en place montre que le plutonisme alcalin du craton Ouest Africain (tardi-orogénique pour le complexe magmatique de Wayen et post-orogénique pour celui de Déou) ne s'est probablement pas déroulé en une seule phase.

Mots clés: Dorsale de Léo, Contexte géodynamique, Syénite, Granite, Eburnéenne, Monzonite quartzique, A-type, Fabriques magnétiques, Microstructures, Anorogénique.

Abstract

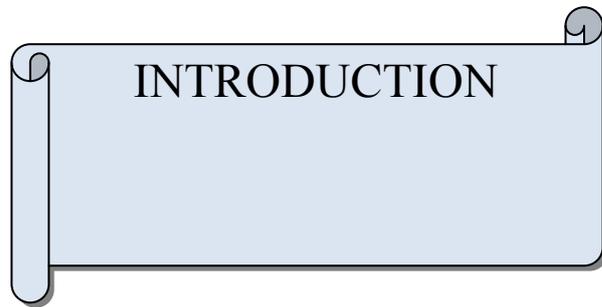
Granitoids represent about 70% of the geological formations of Leo shield in West Africa. They are divided into two generations, the first generation is quite homogeneous with an affinity of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). The second generation is composed of calc-alkaline granitoids potassic, peraluminous granites and alkaline granitoids. The structure and geodynamic context of emplacement of these have been studied in Niger. Yet these structures are important for interpreting the mechanisms of emplacement and deduce the tectonic regime that prevailed at the late- eburnean orogeny (active or inactive). The study of the Wayen syenite pluton and the Déou granite aim to understand the mechanisms which prevailed at the late- eburnean orogeny.

The petrographic and geochemical study reveals that the Wayen syenite is actually a quartz monzonite and that the Déou granite is an alkali granite belonging to the A-type. The magnetic susceptibility values show that the two plutons are essentially ferromagnetic due to the presence of magnetite. The magnetic fabrics measured in the laboratory always give steeply dipping foliations and some local strong plunging lineations. These areas with strong plunging lineation are interpreted to belong to the feeder zones of the pluton. These factories are those of emplacement of plutons as observed microstructures are essentially magmatic. But for the quartz monzonite, some microstructures of relatively low or high temperature mainly due to the dextral shear are observed at the surroundings.

Fabrics of Wayen quartz monzonite and Deou alkaline granite obtained from measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility and different geotectonic diagrams allowed us to propose different contexts of emplacement for these plutons. For the quartz monzonite, the factory with a NE-SW average orientation is consistent with that of the immediate host rock. These observations show that emplacement of the quartz monzonite of Wayen occurred in a NE-SW shear. Then, later, a very localized shear developed in NW-SE direction prints a secondary fabrics. For the Deou granite his concentric fabric proper to diapiric bodies inferred an anorogenic emplacement. These data clearly confirm the nature of post-orogenic of Deou alkaline granite.

The diversity of patterns of development shows that the alkaline plutonism in West African Craton (late-orogenic of Wayen syenite and post-orogenic to that of Deou granite) probably did not take place in a single phase.

Keywords: Leo Shield, Geodynamic context, Syenite, Granite, Eburnean, Quartz monzonite, A-type, Magnetic fabric, Microstructures, Anorogenic.



Les granitoïdes représentent environ 70% des formations géologiques de la dorsale de Léo (Fig. I-1) en Afrique de l'Ouest (Milési et al., 1992). Les études récentes sur ces granitoïdes montrent que deux générations se distinguent nettement par leurs compositions et leurs âges (Hirdes et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998 ; Castaing et al., 2003). La première génération est assez homogène avec une affinité de Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG). La deuxième génération peut être subdivisée en deux sous groupes (Doumbia et al., 1998). Le sous groupe des granites calco-alcalins potassiques et des granites peralumineux d'une part et le sous groupe des granitoïdes alcalins de l'autre. La structure et le contexte géodynamique de mise en place de ces groupes a été pour la première fois mise en évidence au Niger par Pons et al. (1995). Ainsi, des modèles de mise en place ont été aussi proposés pour les granites calco-alcalins potassiques et les granites peralumineux au Sénégal, au Burkina Faso et en Côte d'Ivoire (Pons et al., 1992 ; Lompo et al., 1995 ; Ouattara, 1998 ; Naba et al., 2004 ; Vegas et al., 2007). Quant aux granitoïdes alcalins, ils se retrouvent un peu partout sur le Craton Ouest Africain (COA) mais leurs extensions sont en général faibles. Ils représentent en effet une composante négligeable de la croûte granitique du Paléoprotérozoïque de l'Afrique de l'Ouest et se présentent le plus souvent sous forme de petits plutons de quelques km² (Rocci et al., 1991 ; Doumbia et al., 1998 ; Kahoui et Mahdjoub, 2004).

Dans le monde entier, des formations de granites alcalins d'âge différent ont été étudiés. Une classification de ces granitoïdes a été fait par Bonin (2007) en fonction du contexte de mise en place et des étapes orogéniques (Fig. I-2). De cette synthèse, il ressort que les granites alcalins se mettent en place dans beaucoup de contextes tectoniques aussi bien sur les continents que dans les océans. De plus, on constate que le contexte tectonique n'est pas fonction de l'âge du granite alcalin.

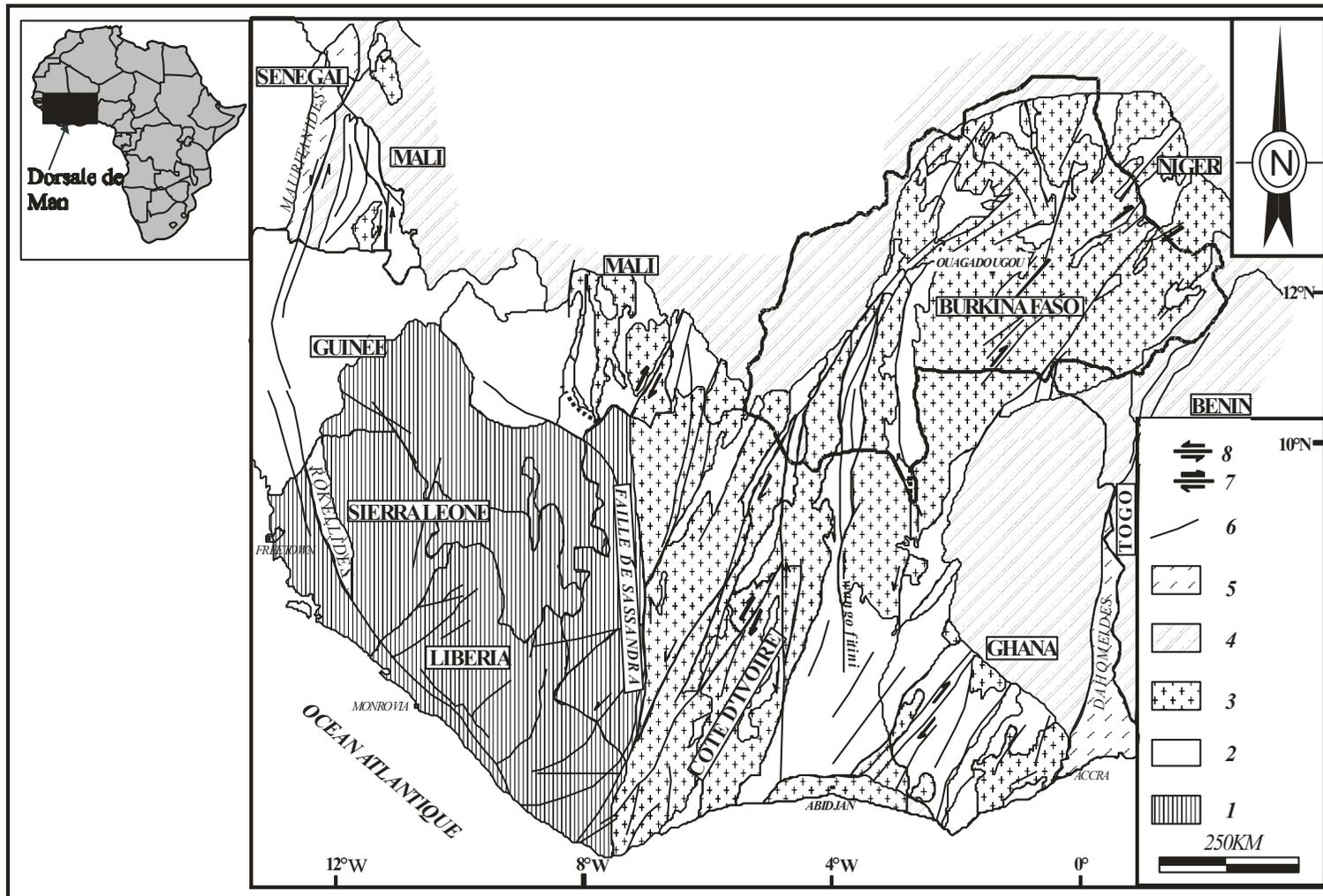


Figure I-1: Carte géologique schématique de la dorsale de Léo (d'après Milési et al., 1992 modifiée). 8: Zone de cisaillement senestre; 7: Zone de cisaillement dextre; 6: Accidents ou failles majeurs; 5: Chaînes panafricaines; 4: Post éburnéen; 3: Granitoïdes paléoprotérozoïques; 2: Ceintures de roches vertes; 1: Archéen.

Location	Orogenic stages	Tectonique contexts	Examples	Ages	References	
Continents	Post-collision	Transcurrents shear zones	Finland-Russia border Post-kinematic suite of Finland Adrar des Iforas, Mali Taourirt suite, Hoggar, Algeria Western Mediterranean province Comendite, San Pietro Island	2.44 Ga 1.88-1.87 Ga 560-540 Ma c. 530 Ma 280-235 Ma 15 Ma	Lauri et al. (2006) Nironen et al. (2000) Liégeois and Black (1984) Azzouni-Sekkal et al. (2003) Bonin et al. (1987, 1998) Morra et al. (1994)	
	Cratonic	Re-activation of transcurrent shear zones within uplifts and swells	Bushveld complex, S. Africa Rapakivi magmatism, S. Finland Rogoland, Norway Air, Niger Damagaram, S. Niger Younger granite, N. Nigeria Snake River Plain and Yellowstone, USA Saltion Sea geothermal field, USA	2.05±0.01 Ga 1.7-1.5 Ga 930-920 Ma c. 410 Ma 320-258 Ma 213-141 Ma 17-0 Ma c. 0.016 Ma	Kleeman and Twist (1989) Rämö and Haapala (1995) Schärer et al. (1996) Liégeois et al. (1998) Rahaman et al. (1984) Rahaman et al. (1984) Christiansen et al. (2002) Robinson et al. (1976)	
	Rifts	Extension regime	Oslo Rift Tadhac province, Mali Topaz rhyolites, Western USA Latir intuitives, USA Jibisi ring complex, East African Rift Pantellerite, Pantelleria Island	c. 280 Ma 262-161 Ma 50-0 Ma 25-19 Ma 20-15 Ma 0.33- 0.003 Ma	Neumann (1978) Liégeois et al. (1991) Christiansen et al. (1986) Johnson et al. (1989) Key (1989) Mahood and Hildreth (1986)	
	Passive margins	Diverging plate boundary	BTIP	c. 50 Ma	Richey et al. (1961)	
		Extension regime	Limmo massif, Afar, Ethiopia Western border of the Yemen Plateau	23 Ma 30-20 Ma	Black et al. (1972) Capaldi et al. (1987)	
	Active margins	Converging plate	Papua-New Guinea and mayor Island	5-0 Ma	Smith et al. (1977)	
		Extension regime	New Zealand Ashizuri massif, S. Japon	14±1 Ma	Stein et al. (1992)	
	Ocean	Oceanic ridges	Diverging plate boundary	Plagiogranite, Faeroe-Shetland Basin Austurhorn, SE Iceland Argo Fracture Zone, Indian Ridge	Eocene 7-6 Ma	Kanaris-Sotiriou and Gibb (1989) Furman et al. (1992) Engel and Fisher (1975)
		Oceanic Islands	Within-plate	Seychelles archipelago Seychelles younger intrusives Ascension Island São Miguel, Azores	809-703 Ma c. 63 Ma 7-1.5 Ma 0.2-0.01 Ma	Tucker et al. (2001) Dickin et al. (1986) Harris and Bell (1982) Widom et al. (1993)
		Oceanic plateaus	Within-plate	Rallier-du-Baty ring complex, Kerguelen	18-0 Ma	Gagnevin et al. (2003); Bonin et al. (2004)
Terrestrial planets	Moon	KREEP magmatism	Granite clasts	4.4-3.9 Ma	Warren et al. (1983)	
	Mars	Pathfinder side	Sulphur-free rock		McSween et al. (1999)	
	Asteroids	SNC meteorites	Silicic melt inclusion	4.5 Ga- 180 Ma	Bonin and Bébian (2005)	
		Chondrites, IIE irons, Howardite-eucrite-diogenite (HED)	Quartz fedspar assemblages High-silica melt inclusions	4.5-3.5 Ga ?	Bonin et al. (2002) Bonin and Bébian (2005)	
	Venus	Equatorial zone	Pancake domes	?	Fink et al. (1993)	

Figure I-2 : Tableau de synthèse sur les granites alcalins du monde et leur contexte de mise en place (Bonin, 2007).

Pour ce qui est du Craton Ouest Africain, les études centrées sur les plutons de granites n'ont véritablement commencé que depuis une vingtaine d'année.

En Côte d'Ivoire par exemple, un certain nombre de granitoïdes alcalins ont été étudiés. Il s'agit des complexes de Troquoi (Papon, 1973), de Mont Nginfiguile (Arnould, 1960), de Kalakala (Le et al., 1980), de Anombakro (Adam, 1965), de Siraodi (Arnould, 1960 ; Le et al., 1980), de Ninakri (Morel et Alinat, 1993). Ce sont des petits massifs ou de réseaux filoniens, intrusifs dans les formations birimiennes. De toutes ces formations alcalines, seule la syénite de Ninakri à environ 120 Km de Bouaké (au centre de la Côte d'Ivoire) à fait l'objet d'études un peu plus détaillées. Elle a été d'abord datée à 1938 ± 40 Ma par la méthode Rb/Sr (Bonhomme, 1962) puis fait l'objet de caractérisation pétrologique et géochimique (Morel et Alinat, 1993). De cette dernière étude, il ressort que la syénite de Ninakri est post-collisionnelle et provient de la fusion partielle de la croûte.

Au Sud Ouest du Niger, le batholite de granite alcalin de Dolbel a été daté par la méthode Rb/Sr à $2\ 137 \pm 126$ Ma (Leger et al., 1992). Une étude structurale de ce batholite (Pons et al., 1995) montre qu'il s'agit d'une suite de plutons subcirculaires coalescentes suivant une orientation NW-SE.

Au Burkina Faso, des plutons de granitoïdes alcalins (Fig. I-2) ont été mis en évidence au cours des travaux de cartographie (Wenmenga, 1986 ; Ouédraogo et Castaing, 2003). L'âge de 1819 ± 25 obtenu par Wenmenga (1986) par la méthode Rb/Sr sur un pluton de granite alcalin de la feuille de Ouagadougou et celui de 1889 ± 27 Ma obtenu par Ouédraogo et Castaing (2003) sur une syénite de la feuille de Boulsa par la méthode K/Ar sont des données qui militent en faveur du caractère tardif de ce type de formations géologiques.

De l'ensemble de ces travaux, il ressort que les granitoïdes alcalins du Craton Ouest Africain ont une mise en place tardive dans le système birimien. Mise à part l'étude du batholite de Dolbel (Pons et al., 1995), aucune autre étude n'a véritablement porté sur la caractérisation des structures de ce type de pluton. Ces structures sont pourtant importantes pour interpréter les mécanismes de mise en place et déduire le régime tectonique qui a prévalu à la fin de l'orogénèse éburnéenne (actif ou inactif).

Dans le cadre de ce mémoire de thèse, nous proposons deux cas d'études structurales et de mode de mise en place de plutons de granitoïdes alcalins du Burkina Faso en utilisant la technique de la susceptibilité magnétique et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Les plutons en étude sont :

- Le pluton de syénite de Wayen situé au centre est du Burkina Faso à cheval entre le degré carré de Ouagadougou et de Boulsa (Fig. I-3).
- Le pluton de Déou situé au Nord du Burkina Faso dans le degré carré de l'Oudalan (Fig. I-3).

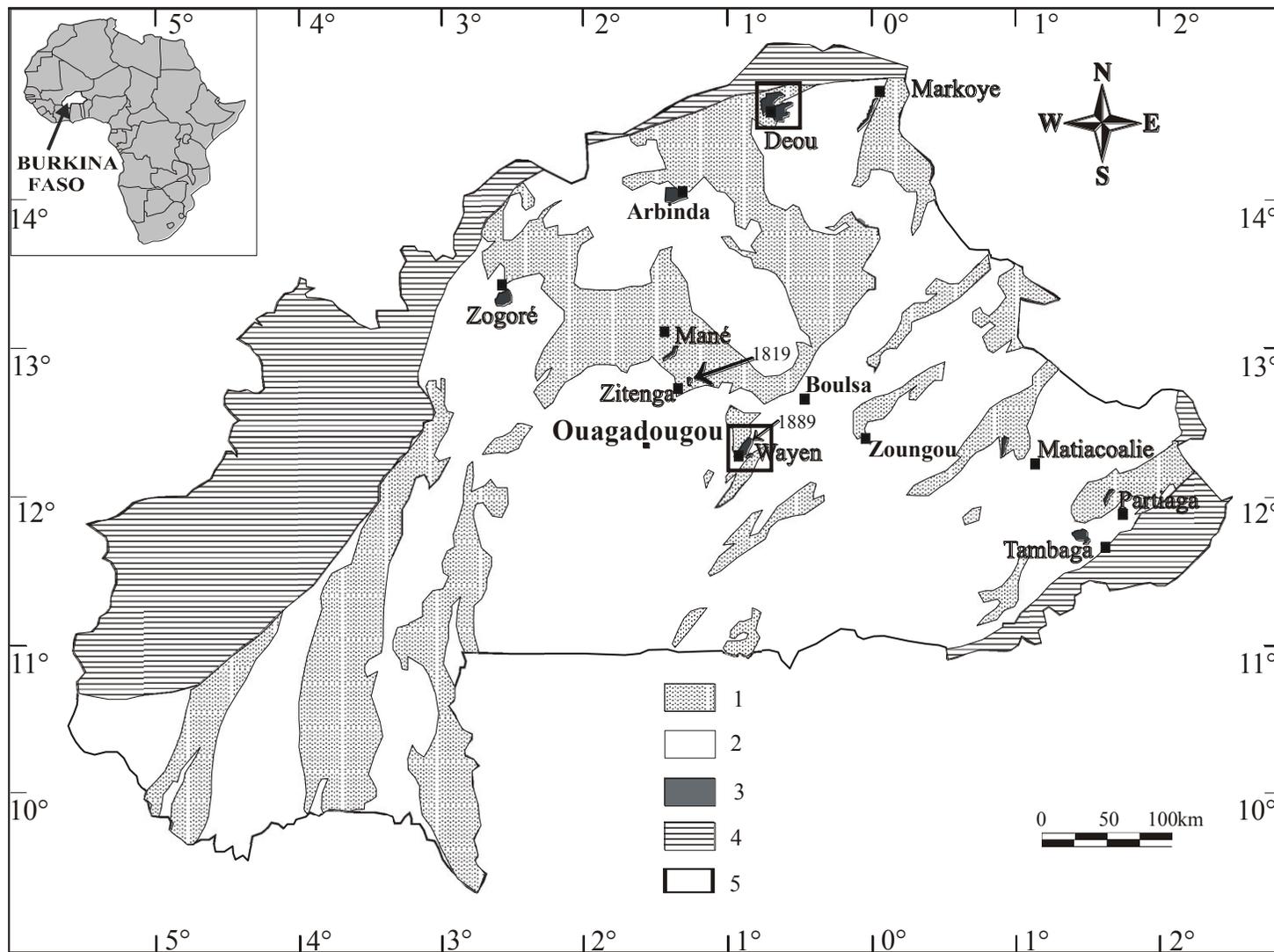
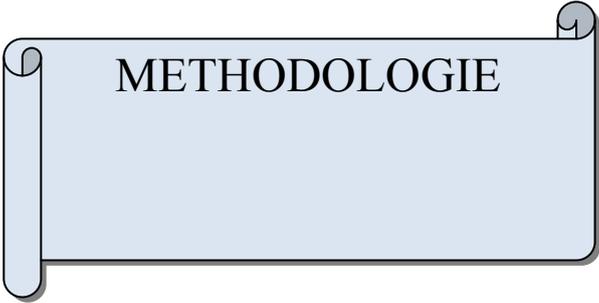


Figure I-3: Carte géologique simplifiée du Burkina Faso (Castaing et al., 2003). 5 Zone d'étude; 4: Couverture phanérozoïque; 3: Granitoïdes alcalins; 2: Granitoïdes Paléoprotérozoïques; 1: Ceintures de roches vertes et de roches métasédimentaires Paléoprotérozoïques.



METHODOLOGIE

Les travaux portant sur le Complexe Magmatique de Wayen (CMW) et sur le pluton de Déou se sont surtout appuyés sur la méthode de la susceptibilité magnétique. En effet, les granitoïdes en général ont des fabriques quasiment indétectables macroscopiquement ce qui a guidé notre choix pour cette méthode. Cette méthode a été couplée de l'étude pétrographique et géochimique afin de préciser les différents faciès des différentes zones d'étude. Puis, cela a été suivi d'une étude microstructurale afin de faire le lien entre la fabrique et le contexte rhéologique de la mise en place. Enfin, pour la zone de Wayen une approche par interprétation d'image aéromagnétique a permis de dégager les structures majeures de déformation (linéaments).

I- SUSCEPTIBILITE ET ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

La mesure de la susceptibilité magnétique (SM) et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) en champ faible et son application aux matériaux naturels (roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques) permet d'obtenir des informations quantitatives sur la fabrique de la roche. Elle constitue aujourd'hui une méthode de prédilection dans la cartographie structurale des plutons granitiques. De nombreux domaines granitiques ont déjà fait l'objet d'étude par cette méthode. Nous citons entre autres les travaux de Amice (1990), Gleizes (1992), Archanjo (1993), Ferré et al. (1995), Lompo et al. (1995), Olivier et al. (1997), Naba (1999). Une synthèse sur des travaux d'ASM effectués au niveau de certains domaines granitiques par Bouchez (1997) montre que le granite n'est jamais isotrope. Ainsi, les domaines granitiques jadis difficiles voir impossibles à étudier par les méthodes classiques d'étude structurale du fait de l'absence de structures internes visibles à l'œil nu, peuvent maintenant faire l'objet d'études structurales détaillées.

1- Bases théoriques de la méthode

Lorsqu'un corps est soumis à un champ magnétique (H), il acquiert une aimantation dite induite (M) qui est telle que :

$$\vec{M} = K \times \vec{H}$$

K est un facteur de proportionnalité appelé susceptibilité magnétique. Il caractérise l'état d'aimantation des minéraux lorsqu'ils sont placés dans un champ magnétique.

Pour un corps isotrope, M et H sont colinéaires et la relation précédente peut alors s'écrire :

$$M = K H \quad K \text{ est un scalaire}$$

Pour un corps anisotrope, M et H ne sont plus colinéaires et K varie avec la direction, ce qui s'exprime par la relation :

$$M_i = K_{ij} H_j \quad i, j = 1, 2, 3$$

K_{ij} est un tenseur de second rang que l'on représente graphiquement par un ellipsoïde dont les trois demi-axes principaux K_1 (ou K_{\max}) \geq K_2 (ou K_{int}) \geq K_3 (ou K_{\min}) correspondent aux vecteurs propres de la matrice matérialisant ce tenseur d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM).

L'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique est caractérisé par un certain nombre de paramètres dont les plus couramment utilisés sont :

- La susceptibilité moyenne : $K_m = (K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min}) / 3$

- L'anisotropie totale : $P = K_{\max} / K_{\min}$ ou $P\% = (P-1) \times 100$

- L'anisotropie linéaire : $L = K_{\max} / K_{\text{int}}$ ou $L\% = (L-1) \times 100$

- L'anisotropie planaire : $F = K_{\text{int}} / K_{\min}$ ou $F\% = (F-1) \times 100$

- Le paramètre de Flinn : $P_{\text{flinn}} = L/F$;

- pour $0 < P_{\text{flinn}} < 1$, l'ellipsoïde est aplati (fabrique planaire)

- pour $P_{\text{flinn}} > 1$, l'ellipsoïde est allongé (fabrique linéaire)

- Le paramètre de forme : $T = [2 (\ln K_{\text{int}} - \ln K_{\min}) / (\ln K_{\max} - \ln K_{\min})] - 1$

$T \in [-1 ; +1]$ $0 < T < 1$ pour les ellipsoïdes aplatis,

$0 > T > - 1$ pour les ellipsoïdes allongés.

Tous les paramètres s'expriment couramment en unités du système international (SI).

2- Comportement magnétique des minéraux

L'état magnétique d'un minéral dépend de la nature de ses atomes, de leur état électronique et de leur agencement au sein du réseau cristallin. Les minéraux sont classés en quatre grandes familles selon leur état magnétique qui sont : le diamagnétisme, le paramagnétisme, le ferromagnétisme au sens large et l'antiferromagnétisme.

Diamagnétisme. Il est caractérisé par un moment magnétique résultant nul en l'absence d'un champ magnétique extérieur (H), et en présence d'un champ magnétique extérieur, par un moment résultant de sens opposé à ce dernier. La susceptibilité diamagnétique est donc négative (Fig. I-4), indépendante de l'intensité du champ appliqué et de la température. Les intensités de la susceptibilité diamagnétique sont souvent voisines de -1×10^{-5} SI. Tous les corps sont diamagnétiques mais le quartz, les feldspaths et la calcite ne sont que diamagnétiques. Les valeurs sont tellement faibles que l'on ne se préoccupe guère du diamagnétisme et encore moins de son anisotropie.

Paramagnétisme. Il est environ 100 fois plus intense que le diamagnétisme. Il tire son origine du spin des électrons, c'est-à-dire de leur rotation sur eux-mêmes (Stacey and Banerjee, 1974). En l'absence d'un champ magnétique extérieur (H), les moments magnétiques élémentaires sont désordonnés, donc le moment résultant est nul (Fig. I-4). Mais en présence d'un champ extérieur (H) les moments élémentaires lui sont parallèles et de même sens. La susceptibilité est positive (Fig. I-5), de faible intensité de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} SI, indépendante du champ extérieur (H) et inversement proportionnelle à la température. Le comportement paramagnétique est gouverné par les ions fer (Fe^{2+} , Fe^{3+}) et manganèse (Mn^{2+}) présents dans les réseaux des silicates, et aussi de certains carbonates et oxydes. Parmi les minéraux des granitoïdes, les micas, l'amphibole, le pyroxène sont paramagnétiques.

Ferromagnétisme au sens large. Les atomes sont suffisamment rapprochés pour avoir une interaction forte tendant à ordonner les spins et à coupler les moments magnétiques. Suivant le type d'ordre on distingue (Fig. I-4) : le ferromagnétisme, caractérisé par des moments parallèles et de même sens ; le ferrimagnétisme, caractérisé par deux réseaux opposés parallèles d'intensité différentes ; le faible ferromagnétisme, caractérisé par deux réseaux opposés sub-parallèles entre eux.

En l'absence de champ extérieur (H), le moment résultant n'est pas nul dans le cas du ferromagnétisme sens large (Fig. I-5). En champ faible, la susceptibilité des minéraux ferromagnétiques sens large est beaucoup plus élevée que celle des minéraux paramagnétiques, de l'ordre de 10^{-3} à 1 SI. Sous l'action d'un champ extérieur d'intensité croissante, l'aimantation induite augmente jusqu'à une saturation (M_s). Il persiste une certaine aimantation lorsque le champ magnétique extérieur (H) cesse d'agir : c'est l'aimantation rémanente. Au-dessus d'une certaine température dite de Curie, l'aimantation rémanente disparaît et le minéral prend un comportement paramagnétique. La magnétite, la pyrrhotite monoclinique sont ferromagnétiques.

Antiferromagnétisme. Les moments magnétiques sont antiparallèles et de même intensité (Fig. I-4), ce qui entraîne la disparition de l'aimantation spontanée en l'absence de champ extérieur. Au-dessus d'une certaine température dite de Néel (T_n), les moments magnétiques sont fortement désorganisés par l'énergie thermique et le minéral prend un comportement paramagnétique. L'hématite et l'ilménite à basse température sont antiferromagnétiques.

Dans la roche qui est un agrégat de minéraux, le comportement magnétique global est la somme des comportements des différentes espèces minérales en présence. Dans les roches granitiques, les constituants essentiels ont un comportement paramagnétique pour les silicates colorés (biotite, amphibole, \pm pyroxène, \pm muscovite ferrifère, ...). La contribution ferromagnétique, lorsqu'elle existe, résulte le plus souvent d'une participation d'oxydes de fer et/ou de titane dont la composition peut être variable (Fig. I-6). Notons cependant que dans les roches magmatiques la magnétite est proche du pôle ferrifère pur. Ces oxydes, même en très faible quantité peuvent entraîner une très forte augmentation de la susceptibilité de la roche. La valeur limite entre susceptibilité d'un granite renfermant des particules ferromagnétiques (magnétite principalement) et un granite dépourvu de grains ferromagnétiques est empiriquement fixée à 500 μ SI (Rochette, 1987). En dessous de cette valeur, la susceptibilité est directement proportionnelle à la teneur en fer des silicates ferromagnésiens, ce qui permet de cartographier les faciès granitiques d'après leur susceptibilité (Gleizes et al., 1993).

En conclusion, les propriétés magnétiques des minéraux et des roches sont caractérisées par des mesures en laboratoire.

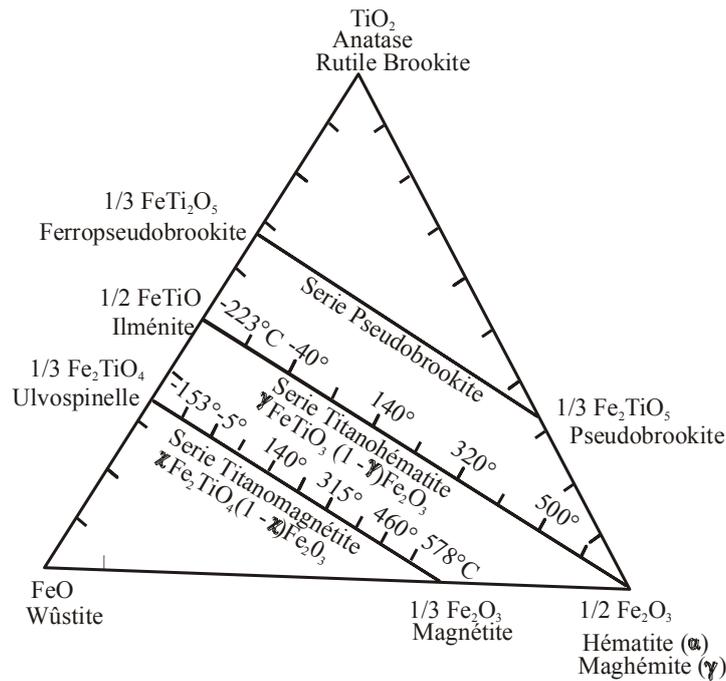


Figure I-6 : Les trois principales séries de solutions solides du système $FeO-TiO_2-1/2Fe_2O_3$ des roches magmatiques. Pour les titanomagnétites et les titanohématite sont notées (par intervalles de 0,1 mole) les températures de Curie. (In Merrill et McElhinny 1983).

3- L'anisotropie magnétique

L'anisotropie magnétique est le reflet d'une orientation des minéraux de la roche. A l'échelle d'un minéral on distingue l'anisotropie magnétocristalline liée au réseau cristallographique du minéral et l'anisotropie de forme des minéraux ferromagnétiques. Les interactions entre particules ferromagnétiques peuvent être à l'origine d'une anisotropie de distribution. Ces mêmes particules peuvent encore présenter une anisotropie de rémanence (ARM). Dans ce travail, seule l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) sera étudiée.

- Anisotropie magnétocristalline

L'aimantation de certains cristaux tend à s'aligner selon des axes privilégiés du réseau. Ce sont les axes de facile aimantation. Cette anisotropie magnétocristalline est négligeable pour des minéraux du système cubique comme la magnétite et la pyrite. Elle est surtout importante dans les systèmes cristallins à plus faible symétrie comme l'hématite (rhomboédrique), la pyrrhotite (hexagonal), l'ilménite (hexagonal) et les silicates ferromagnésiens où les axes principaux d'anisotropie coïncident avec les axes cristallins.

- Anisotropie de forme

L'anisotropie magnétique de forme n'intervient que dans les minéraux à forte susceptibilité. Elle résulte, dans un grain non équant, de l'inégalité de l'intensité du champ démagnétisant qui apparaît dans le grain selon différentes directions. Sous l'influence d'un champ externe, l'aimantation d'un grain allongé se traduit par l'apparition d'un champ interne démagnétisant dû aux charges électriques polarisées à la surface du grain et dont les densités sont différentes selon la localisation dans le grain. Si le facteur démagnétisant est très faible, seule l'anisotropie magnétocristalline intervient. S'il est très fort c'est lui qui détermine l'anisotropie magnétique. L'anisotropie de la magnétite est un exemple caractéristique. Dans la magnétite polydomaine, la susceptibilité maximale est parallèle à l'axe long du minéral et le rapport d'anisotropie peut atteindre 5 (Hrouda, 1982). Dans la magnétite monodomaine par contre, l'aimantation est nulle suivant l'axe long du grain (Nagata, 1953). Ceci peut être à l'origine d'une fabrique magnétique inverse.

4- Échantillonnage

Le matériel d'échantillonnage se compose : d'une carotteuse portative (moteur à 2 temps) sur laquelle on fixe un forêt amagnétique à couronne diamantée dont le diamètre mesure 25 mm et dont le refroidissement est assuré par une circulation d'eau. Les échantillons doivent être orientés par rapport au référentiel géographique en utilisant un "orientomètre" muni d'une bulle qui permet de repérer l'horizontale, d'une boussole et un clinomètre. Sur chaque site d'échantillonnage géoréférencé par des coordonnées (longitude, latitude) à l'aide d'un récepteur GPS (Global Positioning System), on prélève avec un espacement variant de quelques mètres un minimum de deux carottes de longueur comprise entre 7 cm et 10 cm. Avant extraction, la carotte est orientée en azimut, plongement et sens de plongement (Fig. I-7a). L'orientation obtenue est matérialisée par le tracé d'une flèche et son prolongement sur les génératrices de la carotte, le sens de la flèche indique le sens du plongement (Fig. I-7b).

Au laboratoire, on débite les carottes perpendiculairement à leur axe en tenant compte de la relation $h = 0,88 \times d$, d étant le diamètre de la carotte (diamètre intérieur de la couronne). Ce rapport h/d pour un cylindre est celui qui se rapproche le mieux de la forme d'une sphère (Fig. 7b). En pratique $d \approx 25$ mm et $h \approx 22$ mm. Deux échantillons cylindriques par carotte sont utilisés pour les mesures de laboratoire. Le restant de la carotte est utilisé pour la confection de lames minces orientées et éventuellement de sections polies (Fig. I-7b).

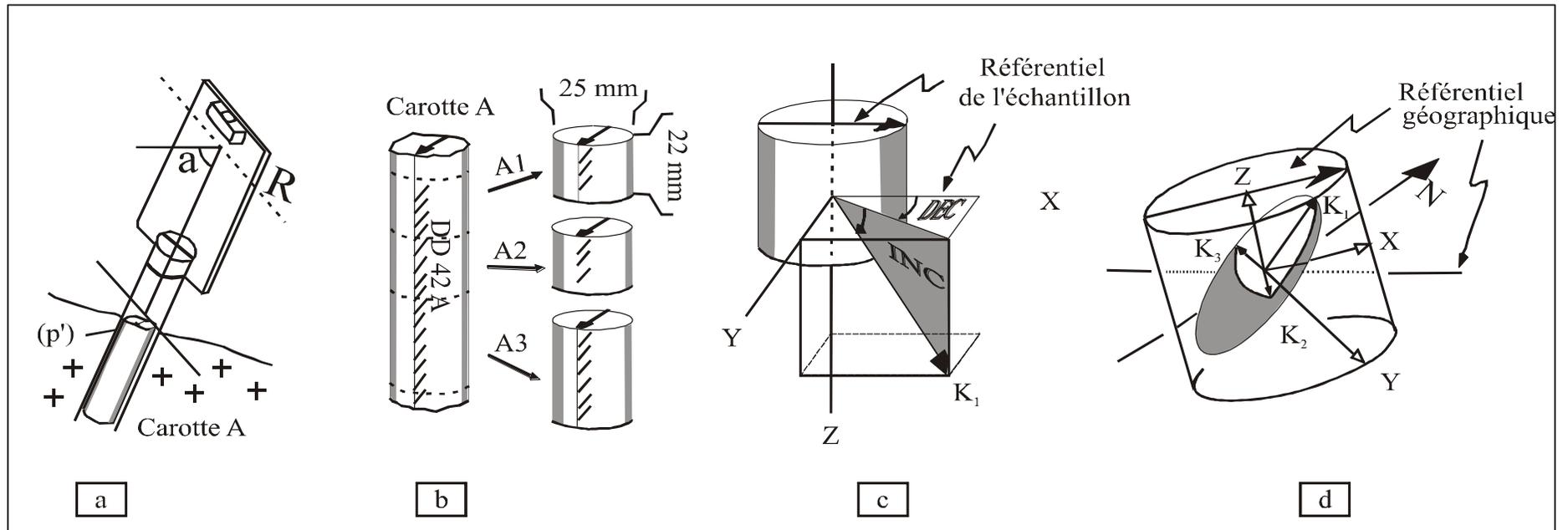


Figure I-7: Procédure de collecte d'échantillons pour les mesures d'ASM. *a*: après forage à l'aide d'une carotteuse portable, la carotte est orientée à la boussole et au clinomètre; p est la direction du plan perpendiculaire à l'axe de la carotte. p' ($= p \pm 90$) et α sont l'azimut et le plongement de l'axe de carotte; la ligne le long de la carotte matérialise le plan vertical passant à travers l'axe de la carotte et la flèche au-dessus de la carotte indique le sens de plongement parallèle à p' . **b**: les échantillons A1 et A2 sont collectés à partir de la carotte A; deux autres échantillons sont collectés à partir de la B donnant ainsi 4 échantillons par site, c'est à dire un volume de roche de $4 \times 10,8 \text{ cm}^3$; les morceaux A3 et B3 peuvent éventuellement fournir des échantillons additionnels d'ASM et sont utilisés aussi pour la confection de lames minces et la détermination des microstructures. **c**: la mesure ASM donne la déclinaison et l'inclinaison de chaque axe en rapport avec les axes des échantillons. **d**: en utilisant p' et α l'ellipsoïde d'ASM est calculé par rapport au référentiel géographique. (In Bouchez, 1997).

5- Mesure au laboratoire

Les mesures de la SM et de l'ASM ont été effectuées à l'atelier de magnétisme du Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie de Toulouse (LMTG). Les instruments de mesures sont les susceptomètres Kappabridge KLY-2 et KLY-3, et le CS2 tous de conception Agico.

Les mesures d'ASM ont été effectuées avec un susceptomètre Kappabridge KLY-3 opérant sous champ faible alternatif de $4 \cdot 10^{-4}$ T (de fréquence 920 Hz) avec une sensibilité d'environ $5 \cdot 10^{-8}$ SI (Fig. I-8a). Le principe de la mesure repose sur une méthode de zéro (celle du pont, d'où "Bridge") permettant de rétablir la perturbation d'inductance d'une bobine, provoquée par l'échantillon placé au centre de la bobine. Cette perturbation est fonction de la quantité de porteurs magnétiques dans l'échantillon et de son état dans le réseau des minéraux.

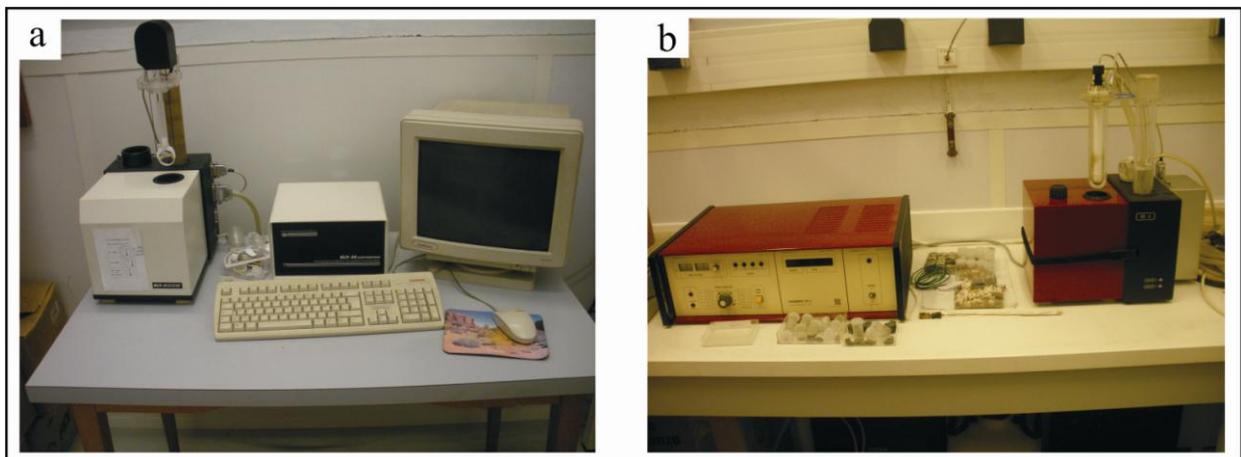


Figure I-8: Instruments de mesure: a: Susceptomètre Kappabridge KLY-3 et son unité de contrôle; b: Dispositif CS-3 (four)-CSL (cryogénique) couplé au susceptomètre KLY-2

L'enregistrement continu de la susceptibilité pendant des cycles de chauffage et de refroidissement (appareil CS-2 couplé à un Kappabridge KLY-2) (Fig. I-8b) permet de caractériser certains minéraux en fonction de leur température de Curie (Akimoto et al., 1957) et leur taille (Gonzalez et al., 1997). Pour ce faire, un dispositif tubulaire contenant l'échantillon (en poudre) est introduit dans le solénoïde du susceptomètre. Il permet soit de chauffer l'échantillon jusqu'à $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, soit de le refroidir jusqu'à la température de l'azote liquide ($-196,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Un thermocouple est associé à l'unité de contrôle. Quelques milligrammes de poudre sont placés dans un tube de silice contre le thermocouple.

Notons ici, que cette mesure de susceptibilité se fait à l'air, et donc en milieu susceptible d'oxydes de fer vers le pôle hématite. On peut également effectuer ces mesures sous argon, ce qui permet de minimiser les oxydations minérales. Dans le cas des roches à minéralogie magnétique complexe, de telles mesures peuvent faciliter le diagnostic des minéraux magnétiques présents à partir de leur température de Curie (haute température) ou de leur transition de Verwey (basse température).

La (Fig. I-9) présente les températures de Curie de quelques minéraux magnétiques courants.

Minéral	Composition	Etat magnétique	T° Curie/Néel	Observation
Goethite	αFeOOH	Antiferromagnétique avec ferromagnétisme de défaut	120°C	Déshydratation en hématite entre 250°C et 400°C
Pyrrhotite monoclinique	Fe_{1-x}S ($0 < x \leq 1/8$)	Ferrimagnétique	320°C	Transformation en magnétite au-dessus de 500°C à l'air
Greigite	Fe_3S_4	Ferrimagnétique	330°C	Transformation en pyrite puis en magnétite
Magnétite	Fe_2O_3	Ferrimagnétique	580°C	
Titanomagnétite (TM60)	Fe_2TiO_4	Ferrimagnétique	150°C	
Hématite	$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	Faible ferromagnétisme	675°C	
Maghémite	$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$	Ferrimagnétisme	590-675°C	Transformation en hématite à partir de 300°C
Ilménite	FeTiO_3	Antiferromagnétique	-233°C	

Figure I-9 : Propriétés magnétiques de quelques minéraux communs. (in McElhinny and McFadden (2000))

6- Fabrique magnétique et fabrique minérale

- Contribution des différentes phases

Compte tenu de leurs histoires différentes au sein du magma, et de leurs comportements magnétiques spécifiques, les phases ferromagnétiques doivent être considérées séparément des phases qui constituent la matrice. En effet, la susceptibilité ferromagnétique étant de deux ordres de grandeur supérieure à celle de la matrice, un petit nombre de grains ferromagnétiques est suffisant pour que la fraction ferromagnétique domine la susceptibilité totale de la roche. Des modèles théoriques montrent qu'à environ 1% de magnétite, l'anisotropie magnétique du modèle est identique à celle de la magnétite.

Les propriétés magnétiques de la matrice peuvent être séparées de celles de la fraction ferromagnétique par des mesures en champ fort (pouvant atteindre 4,5 Tesla). Pour une telle intensité, la fraction ferromagnétique est saturée (aimantation constante et donc susceptibilité ferromagnétique nulle) et la susceptibilité provient uniquement de la matrice. Les mesures en champ fort sur divers granitoïdes de l'hercynien français ont permis de fixer une limite empirique entre paramagnétisme (antiferromagnétisme) dominant et ferromagnétisme dominant à : $K \approx 50 \times 10^{-5}$ SI et $P < 1,25$ (Rochette, 1987).

- Les marqueurs de la matrice

En l'absence de contribution ferromagnétique, l'ASM résulte des contributions des fractions paramagnétiques et antiferromagnétiques. Dans un granite, il s'agit des micas (biotite, muscovite,...), de l'amphibole, de l'ilménite, et plus rarement, de l'hématite. L'ellipsoïde de la susceptibilité résulte alors de l'orientation préférentielle de réseau (OPR) de ces minéraux magnétiques (Fig. I-10).

Les micas (biotite, muscovite,...) présentent une anisotropie intrinsèque planaire avec K_{min} perpendiculaire à la section (001), c'est-à-dire au plan de clivage. La disposition tabulaire des plans de clivage des micas définit alors la foliation magnétique. Si le mica présente effectivement un habitus en paillettes aplaties selon le clivage, comme c'est habituel dans les roches plutoniques, la foliation magnétique (normale à K_{min}) est l'image de la foliation magmatique. La linéation magnétique correspond à l'orientation des sections (001) en zone autour d'un axe dont la direction est parallèle à K_{max} . Ces mêmes considérations géométriques s'appliquent à l'hématite en plaquette pour laquelle l'anisotropie intrinsèque est telle que $K_{max} = K_{int}$ appartient à la section basale, et K_{min} est perpendiculaire au plan de la plaquette.

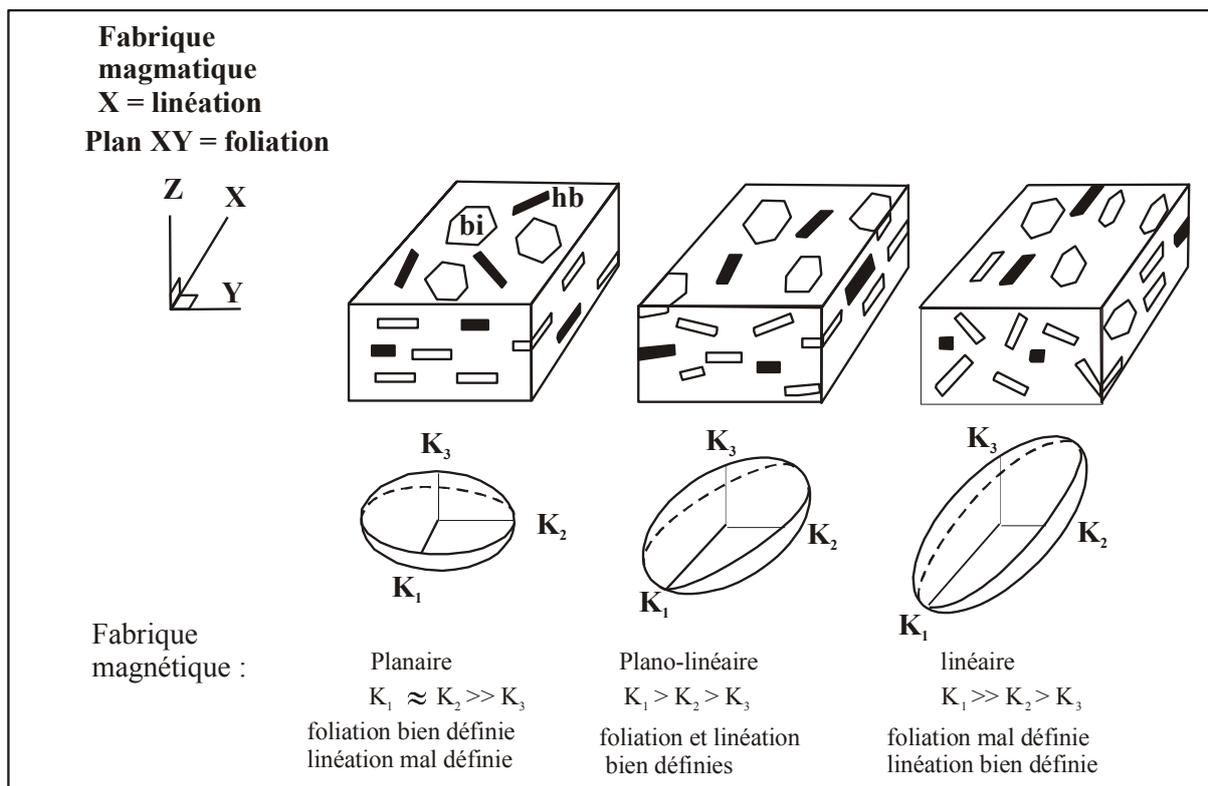


Figure I-10: Relations entre fabrique magmatique et fabrique magnétique à partir de l'OPF des biotites (bi) et amphiboles (hb) (d'après Gleizes, 1992).

Le cas de l'amphibole est probablement plus complexe car il s'agit d'une famille de minéraux ayant des symétries variables. On pense cependant que l'ellipsoïde magnétocristallin est allongé et de révolution autour de l'axe c (axe long = K_{max}) du cristal. Ainsi, l'alignement des amphiboles définit aussi bien la linéation magnétique que la linéation magmatique. La présence de certains minéraux dont les axes d'anisotropie magnétique intrinsèque ne coïncident pas avec les axes cristallographiques est la source de dispersion ou même d'inversion de la fabrique magnétique. C'est le cas de la tourmaline ou de la cordiérite, où K_{min} est parallèle à l'axe c du cristal et K_{max} perpendiculaire. Une linéation minérale qui serait formée par des baguettes alignées de tourmaline serait alors perpendiculaire à la linéation magnétique (Rochette et al., 1992).

Les propriétés magnétiques en champ faible de l'ilménite et de l'ilméno-hématite sont encore mal connues d'autant que des exolutions d'autres oxydes peuvent brouiller le signal. Leur forte anisotropie dans le plan basal semble être d'origine magnétocristalline (Uyeda et al., 1963). Toutefois, certaines Ti-hématites sont ferromagnétiques (O'Reilly, 1984) ce qui peut entraîner une anisotropie de forme. La très faible teneur de ces minéraux dans les granitoïdes (< 0,5 %) rend sa participation à la susceptibilité et à l'anisotropie probablement négligeable.

- Le marqueur magnétite

L'alignement statistique des axes de facile aimantation des grains de magnétite est à l'origine de l'anisotropie magnétique des granites à magnétite. Le degré d'anisotropie est fonction de l'intensité de la fabrique de la magnétite. Cette intensité de fabrique est elle-même le produit de l'anisotropie de forme des grains (Launeau, 1998) et de la fabrique de forme de la population de grains.

La fabrique magnétique (linéation et foliation) dépend entièrement de la nature polydomaine (PD) (grains de magnétites $\geq 15\mu\text{m}$) ou monodomaine (MD) (grains de magnétite de très petite taille $< 4\mu\text{m}$).

Cependant, les grains en interaction doivent être très proche les uns des autres, une situation rarement réalisée dans les roches granitiques comme le suggère la (Fig. I-11) qui compare fabrique magnétique et fabrique de forme dans une syénite de Madagascar (Grégoire et al., 1998 ; Gaillot et al., 2006).

7- ASM et déformation

Les structures magmatiques les plus communes sont la foliation qui est le plan formé par l'OPF du feldspath tabulaire et les feuillettes de mica et la linéation définie par l'axe long des mégacristsaux de feldspaths potassiques, d'amphibole et l'axe de zone des micas (Archanjo et al., 1995 ; Bouchez, 1997). Les zones de cisaillement magmatique (Paterson et al., 1989 ; Nicolas, 1992) sont des structures plus complexes mais cependant basées sur les structures simples précédentes. L'orientation préférentielle des minéraux décrite par l'ellipsoïde de fabrique, se développe pendant la déformation magmatique sous l'effet de différents mécanismes. Ainsi, la rotation de cristaux anisométriques (feldspath et mica) principalement, mais aussi le glissement intracristallin (quartz) ou la croissance orientée (feldspath), sont des mécanismes affectant directement ou indirectement les minéraux magnétiques de cristallisation précoce dans le magma.

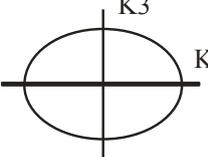
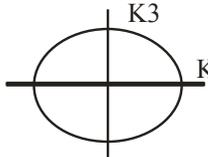
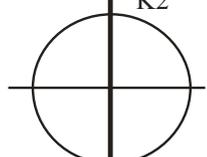
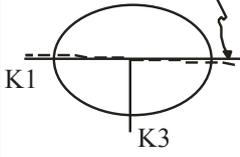
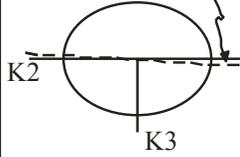
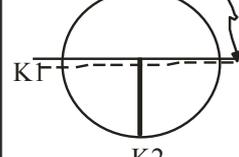
	K_1K_3	K_2K_3	K_1K_2
Fabrique magnétique	 $K1/K2 = 1,41 (\pm 1,03)$	 $K1/K2 = 1,28 (\pm 0,06)$	 $K1/K2 = 1,09 (\pm 0,03)$
Fabrique de forme des grains de magnétite	 $\bar{\alpha} = 2,2^\circ (\pm 1,0)$ $\bar{R} = 1,39 (\pm 0,13)$	 $\bar{\alpha} = 2,8^\circ (\pm 1,1)$ $\bar{R} = 1,28 (\pm 0,08)$	 $\bar{\alpha} = 2,8^\circ (\pm 1,8)$ $\bar{R} = 1,08 (\pm 0,07)$

Figure I-11: Comparaison entre fabrique magnétique et fabrique de forme de la magnétite d'une syénite quartzique de Madagascar. La fabrique magnétique (en haut), donnée par la mesure de l'ASM, fournit les trois axes de référence. La fabrique de forme de magnétite, construite à partir d'une analyse de l'image d'environ 200 grains de magnétite (taille moyenne: 0,75 mm) dans chaque plan de référence (2 lames minces par plan), par la méthode des tenseurs d'inertie (Launeau, non publié), est remarquablement proche de la fabrique magnétique globale de l'échantillon. R : rapport de forme de l'ellipse de forme; $\bar{\alpha}$: angle entre l'ellipse de forme et l'ellipse magnétique. (In Grégoire et al., 1998).

La recherche des relations générales entre l'ellipsoïde de la fabrique minérale et l'ellipsoïde d'ASM a fait l'objet de modélisation analogique en laboratoire (Wing-Fatt et Stacey, 1966 ; Rees, 1968, 1979 ; Borradaile et Alford, 1987; Borradaile et Puumala, 1989 ; Cogné et Canot-Laurant, 1992) à partir d'échantillons synthétiques constitués d'un assemblage de particules magnétiques (magnétite, plaquettes de nickel ou hématite) noyées dans du sable ou de la plasticine et de simulation numérique basée sur les équations qui décrivent le comportement des objets soumis à une déformation (Henry et Daly, 1983 ; Stephenson et al., 1986 ; Cogné et Gapais, 1986; Henry et Hrouda, 1989). Un bilan de tous ces travaux est fait par Hrouda (1993) dans lequel on constate une fois de plus la très bonne cohérence entre l'ellipsoïde de la déformation finie et de celle de l'ASM.

Les conclusions générales issues de ces modèles analogiques et numériques doivent cependant être appliquées avec prudence quand on les transpose aux roches naturelles. En effet, on doit remarquer que les interactions entre particules, notamment pour les roches magmatiques sont très importantes en fin de cristallisation. En ce qui concerne les OPF, l'étude de ce problème majeur de la concentration des particules (Ildefonse et al., 1992), tend à indiquer que la cyclicité de la fabrique disparaît et que l'intensité de l'OPF diminue beaucoup. Par ailleurs, les échantillons synthétiques sont minéralogiquement très simples, avec une source d'anisotropie bien déterminée, et la rhéologie de la matrice ne correspond pas nécessairement à celle de la formation géologique.

II- APPORT DE LA MICROSTRUCTURE DANS L'ETUDE STRUCTURALE PAR L'ASM

L'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) et l'anisotropie de rémanence fournissent des informations sur la fabrique de la roche de façon aveugle quant aux conditions rhéologiques de son acquisition. C'est pourquoi, la connaissance de la microstructure des échantillons analysés en ASM, ou en anisotropie de rémanence, constitue une étape importante pour l'étude de la fabrique des plutons granitiques et de leur interprétation géologique. Les microstructures peuvent être liées à la dynamique de mise en place des roches magmatiques ou à une déformation tectonique indépendante de cette mise en place. Ainsi, sur la base de critères bien précis, on peut apprécier l'état physique du matériau au moment où il est engagé dans la déformation (Paterson et al., 1989 ; Gleizes et al., 1991 ; Gleizes, 1992 ; Bouchez et al., 1992). De ce fait, on distingue habituellement les microstructures magmatiques des microstructures acquises à l'état solide. Une synthèse des critères de reconnaissance de ces différentes microstructures a été récemment effectuée par Vernon (2000) et Rosenberg (2001).

Les microstructures de déformation à l'état magmatique sont celles qui sont acquises lors de la mise en place du pluton. Les cristaux ne sont pas déformés ou tout au plus, ils présentent une faible déformation liée aux interactions mécaniques que certains cristaux ont pu subir en fin de cristallisation alors que le liquide résiduel ne représentait plus que 30 % ou moins du volume total (Arzi, 1978 ; Van der Molen et Paterson, 1979). Cette faible déformation en présence de liquide correspond à ce qui est appelé déformation à l'état "submagmatique" par Bouchez et al. (1992).

Elle s'exprime par une faible extinction roulante du quartz et par l'apparition de microfractures dans le plagioclase, remplies de quartz et/ou de feldspaths potassiques et de plagioclases sodiques. Ces derniers cristaux représentent le liquide résiduel de composition proche de l'eutectique comme l'ont montré Bouchez et al. (1992). De plus, ces microfractures s'estompent à l'intérieur des plagioclases.

Les microstructures de déformation à l'état solide sont essentiellement marquées par la déformation plastique du quartz. Elles peuvent se former lors de la mise en place du pluton, juste avant la fin de la cristallisation complète du granite ou peu de temps après. Une déformation plastique peut également affecter le granite postérieurement à sa mise en place et indépendamment d'elle. Elle est alors souvent localisée dans des couloirs de cisaillement. On distingue habituellement les microstructures de déformation à l'état solide formées à haute température de celles qui apparaissent à basse température.

La déformation naissante à l'état solide, ou orthogneissification naissante, est caractérisée par l'apparition de sous-joints en damier dans le quartz qui montrent que les conditions de température sont telles que le glissement [c] de haute température et le glissement [a] de basse température sont tous deux possibles. Cette microstructure en damier du quartz est typique de la haute température, c'est-à-dire de condition proche du solidus du granite (Blumenfeld et al., 1986 ; Kruhl, 1996). En plus du quartz en damier, il est courant d'observer des feldspaths fléchis montrant qu'ils ont subi une petite quantité de déformation plastique, nouvelle preuve de la haute température (> 500°C).

Toujours à haute température, mais lorsque la déformation augmente, c'est le stade orthogneissique au sens strict. Les sous-joints de grains bien restaurés et les joints de grains s'expriment par des figures polygonales dans le quartz. A côté de cette image très remarquable du quartz, on observe encore des plagioclases tordus et des biotites kinkées mais stables (Bouchez et al., 1990 ; Gleizes et al., 1998).

A basse température, les sous-joints du quartz sont mal restaurés, les extinctions deviennent onduleuses et la recristallisation devient difficile et hétérogène. Les feldspaths sont rigides à cette température et peuvent se fragmenter, les biotites se chloritisent et les plagioclases se déstabilisent partiellement en séricite.

La déformation à l'état solide, qu'elle soit de haute température ou de basse température, lorsqu'elle se déroule dans un contexte de cisaillement simple est marquée par l'apparition de structures C-S. Il est alors courant d'observer des minéraux philliteux déformés qui s'enroulent autour des prophyroclastes feldspathiques, ainsi que des recristallisations de quartz dans les ombres de pressions.

III- GEOPHYSIQUE AEROPORTEE

La géophysique aéroportée emploie souvent les techniques du magnétisme, de l'électromagnétisme, de la gravimétrie et de la radiométrie. Pour rentabiliser les campagnes de collecte de données, les engins (avions ou hélicoptères) sont équipés d'appareillages permettant de mettre en œuvre au moins deux techniques à la fois. Seules seront évoqués ici, les techniques de mesures du Champ Magnétique Total (CMT) et de radiométrie auxquelles nous ferons références. Des informations complémentaires peuvent être obtenues sur les sites suivants : <http://www.geoexplo.com> ou <http://www.geo.polymtl.ca>.

L'avion utilisé pour les mesures est équipé de magnétomètres (de type fluxgate, à précession de proton, à pompage optique,...) et de spectromètres de rayons gammas. En plus de cet équipement, l'avion doit être muni d'un système de positionnement de haute précision. Cet avion procède à un survol de la zone à lever en respectant des caractéristiques de vol prédéfinies en fonction des objectifs visés et de la précision recherchée. Doivent rester aussi constantes que possible durant un même levé : la direction du vol ; la distance entre lignes de vol et l'espacement des lignes de contrôle ; la hauteur du vol ; la vitesse de l'avion.

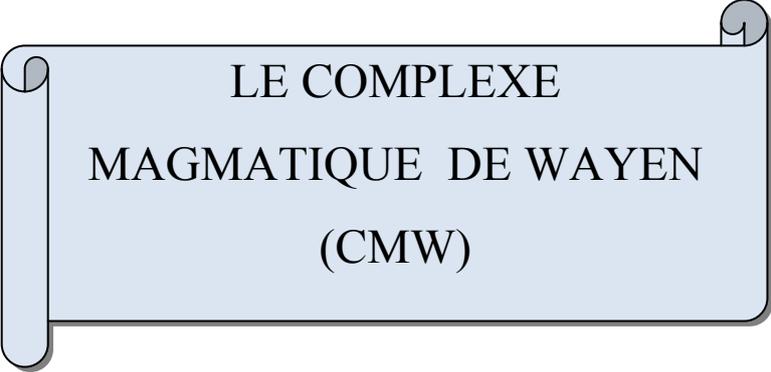
Durant le vol, le magnétomètre enregistre le CMT à intervalles de temps de 0,1 à 1 seconde avec une précision qui dépend du type de magnétomètre (en général ≤ 2 nT). Le spectromètre gamma enregistre par comptage sur trois canaux les taux de potassium, d'uranium et de thorium. Ce comptage est basé sur le principe que l'énergie des rayons gamma de chacun de ces éléments a une valeur constante (2,62 MeV pour le thorium ; 1,76 MeV pour l'uranium et 1,46 MeV pour le potassium). Un quatrième canal sert à enregistrer l'activité radiométrique totale.

Le champ magnétique total mesuré lors des campagnes de prospections aéromagnétiques est la somme de contributions diverses dont la plus importante est le champ principal (environ 99 % du champ total). Il varie très lentement (variation séculaire) et de ce fait est constant à un moment donné dans une même région. Sa valeur, fonction de la position géographique est donnée par le modèle de l'IRGF (Internationale Geomagnetic Reference Field) en nanotesla (nT). Ce champ peut connaître des variations de courte durée dont les origines sont :

- Les variations diurnes (cycles de 24 heures) dues à des mouvements ionosphériques dont l'amplitude est de l'ordre de 50 à 100 nT. Ces variations sont corrigées en utilisant une station de référence (magnétomètre fixe) ;
- Les orages magnétiques, d'amplitude de plusieurs centaines de nT, dont la prévision est mal maîtrisée et qui peuvent durer plusieurs heures. Durant un orage magnétique, toutes les campagnes de levé aéromagnétique sont suspendues ;
- Les micropulsations de 0,001 à 1 seconde, d'amplitude négligeable (0,001 à 10 nT) et d'origine variée (activité électromagnétique de l'atmosphère ; ...).

Dans une localité donnée, la différence entre champ théorique (modèle de l'IRGF) et champ mesuré et corrigé des variations diurnes est attribuée à des anomalies locales du champ dues à la nature des roches. Cette différence est la somme vectorielle de l'aimantation induite (KF) et de l'aimantation rémanente (Jr). Elle permet de construire des cartes d'anomalies du champ magnétique total. Un traitement du signal permet ensuite d'obtenir des images plus expressives et donc plus faciles à interpréter. Les méthodes les plus utilisées sont :

- La première dérivée par rapport à la verticale (1VD) qui exprime le taux de changement du champ selon la verticale ;
- La réduction au pôle (RTP) qui permet de recalculer le champ obtenu en un lieu donné en se mettant dans les conditions du pôle Nord ou Sud magnétique (inclinaison = $\pm 90^\circ$ et déclinaison = 0°). La réduction au pôle est particulièrement indiquée pour les régions proches de l'équateur magnétique.



LE COMPLEXE
MAGMATIQUE DE WAYEN
(CMW)

I- CADRE GEOLOGIQUE

Dans la région de Wayen, plusieurs travaux géologiques ont été menés soit dans un but de cartographie ou de prospections minières.

Les premiers travaux qui s'inscrivent dans le cadre de la reconnaissance géologique de l'Afrique Occidentale Française date de la fin des années 1910. Ils sont sanctionnés par la publication de la carte géologique de l'Afrique Occidentale Française au 1/1 000 000 (Hubert, 1910). Puis suivra la publication de la carte au 1/500 000 (Legoux, 1939). Dans la notice explicative de la dite carte, il attribue les formations métamorphiques de l'Afrique Occidentale Française au birimien et au tarkwaien déjà définis au Ghana (Kitson, 1928).

Ducellier en 1956, effectua des travaux dans la région de Ouagadougou-Boulsa et décrit les syénites de Wayen comme des syénites quartzifères. A environ 3 Km au SSW de Zoungou, il décrit une syénite beaucoup plus alcaline et complètement dépourvue de quartz. Concernant les deux plutons de syénite, Vachette et Ouédraogo (1978) ont mis en évidence le caractère potassique marqué pour Zoungou alors que Wayen a un caractère sodique. Ces auteurs ont par ailleurs obtenu des âges isochrones par la méthode Rb/Sr de $2\ 101 \pm 84$ Ma et $2\ 144 \pm 36$ Ma respectivement sur les plutons de Wayen et de Zoungou. Ouédraogo et Castaing, (2003) ont quant à eux obtenu un âge de 1889 ± 27 Ma par la méthode K/Ar sur la même syénite de Wayen.

Au point de vue structural, tous les auteurs (Ducellier, 1956 ; Sillitoé, 1973 ; Ouédraogo et Castaing, 2003) ont tour à tour décrit des structures de déformations régionales bien marquées dans les formations volcano-sédimentaires. Il s'agit principalement d'une schistosité acquise dans les conditions de métamorphismes épizonales à mésozonales. Cette schistosité serait particulièrement plus redressée en bordure des plutons. La direction régionale de cette schistosité est NE-SW mais passe localement à NNE-SSW comme c'est le cas dans la zone de Boulsa.

Dans la syénite de Wayen, Sillitoé (1973), décrit une déformation éburnéenne qui est localement intense et marquée par un alignement de quartz et de phénocristaux de plagioclase parallèlement à la schistosité régionale. La déformation est parfois aussi marquée par une ségrégation minéralogique caractérisée par des lentilles de bandes de quartz en mosaïque interfoliées avec des bandes d'épidote et de chlorite. Les veinules de calcite localement abondantes seraient postérieures à la déformation régionale (Sillitoé, 1973).

La région de Wayen a aussi fait l'objet de travaux de prospection minière (Ducellier, 1963 ; Sillitoé, 1973). En effet, Ducellier (1963) met en évidence une zone minéralisée en cuivre entre la syénite tardive de Wayen et son encaissant granito-gneissique à l'Ouest. Les travaux plus détaillés de Sillitoé (1973), utilisant des données de sondage montrent que la minéralisation en cuivre et molybdène est liée à des corps de diorite quartzique allongés. Cette minéralisation qui est de type porphyrique se seraient mis en place lors d'un épisode de coulées volcaniques incluant des rhyolites et des roches fortement porphyriques (intermédiaire à basique). Dans les diorites minéralisées, l'auteur distingue trois phases de schistosités (S1, S2, S3). Il distingue également trois phases de minéralisation qu'il attribue à ces périodes de schistosité. Ainsi des teneurs moyennes de 0,2 à 0,3 % sont liées à la S1 et S3 tandis que dans la S2 les teneurs atteignent 0,4 %. Quant au molybdène sa teneur dépasse rarement les 20 ppm (Sillitoé, 1973). La syénite serait en effet postérieure à la minéralisation en cuivre.

Dans la présente étude, nous avons reconnu trois principaux faciès à l'emplacement de ce qui est cartographié comme la syénite de Wayen par les travaux antérieurs. Il s'agit de la syénite proprement dite, d'une métalave porphyrique et d'un granite à grains fins ou moyens (Fig. II-1).

II-CARACTERES PETROGRAPHIQUES DU COMPLEXE MAGMATIQUE DE WAYEN (CMW)

Le Complexe Magmatique de Wayen (CMW) est constitué de la syénite (Fig. II-2a), d'une métalave porphyrique (Fig. II-2b) et d'un granite à biotite et amphibole à grains moyens (Fig. II-2c) ou fins (Fig. II-2d).

A l'affleurement, les roches se présentent généralement sous forme de petites collines pour la syénite par contre dans le domaine des granites à biotite et amphibole les affleurements sont à ras du sol.

Le pluton de syénite est allongé suivant une orientation NE-SW sur 33 Km avec une largeur NW-SE d'environ 12 Km. Il est limité au Sud par le granite à grains fins, au Nord par des metabasaltes, au Sud-ouest par les granitoïdes de type TTG avec des lentilles de roches volcano-sédimentaires, à l'Est par le granite à grains moyens au sein duquel on retrouve des métalaves à phénocristaux de feldspaths (Fig. II-1).

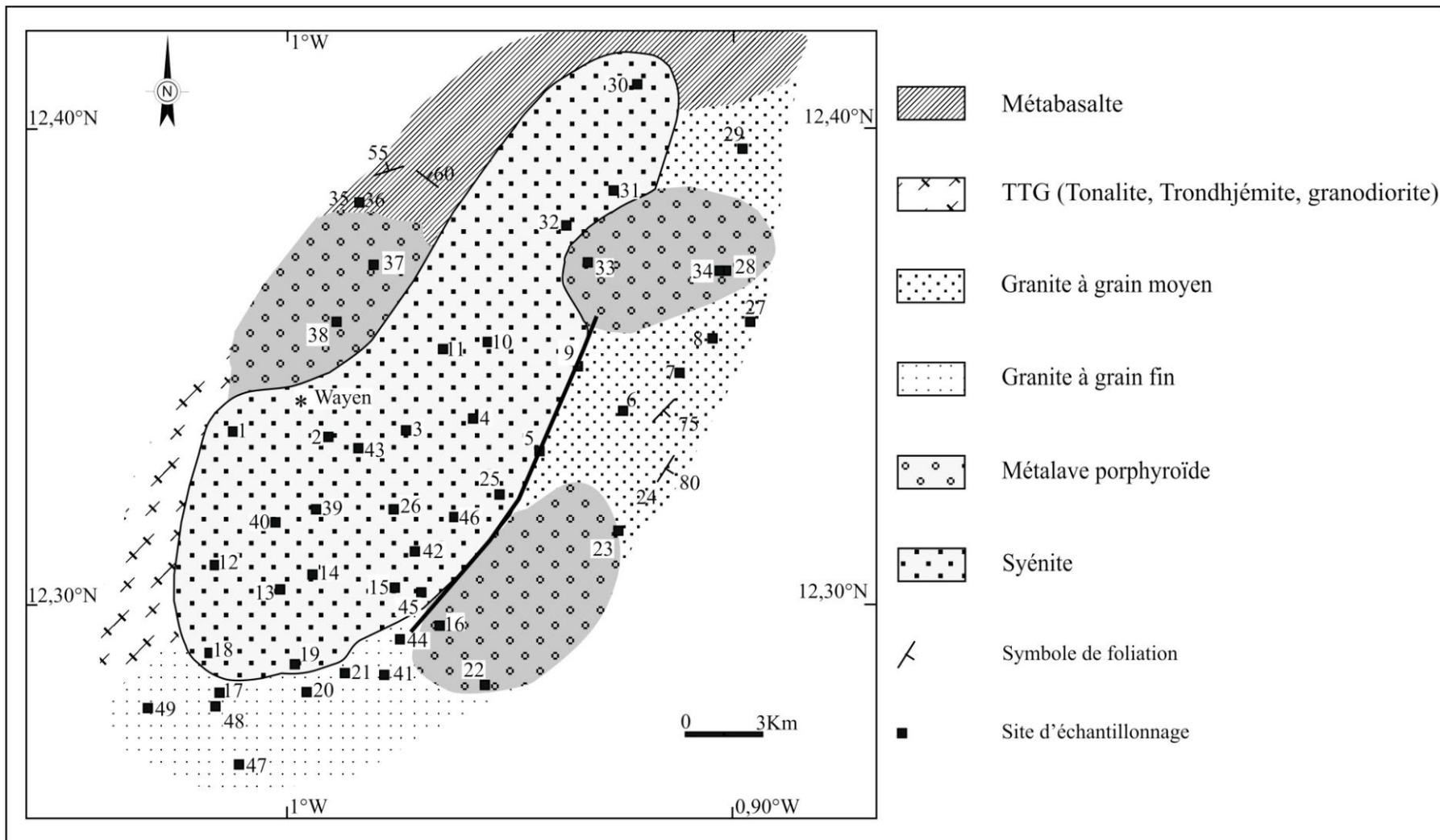


Figure II-1 : Carte géologique du Complexe Magmatique de Wayen.

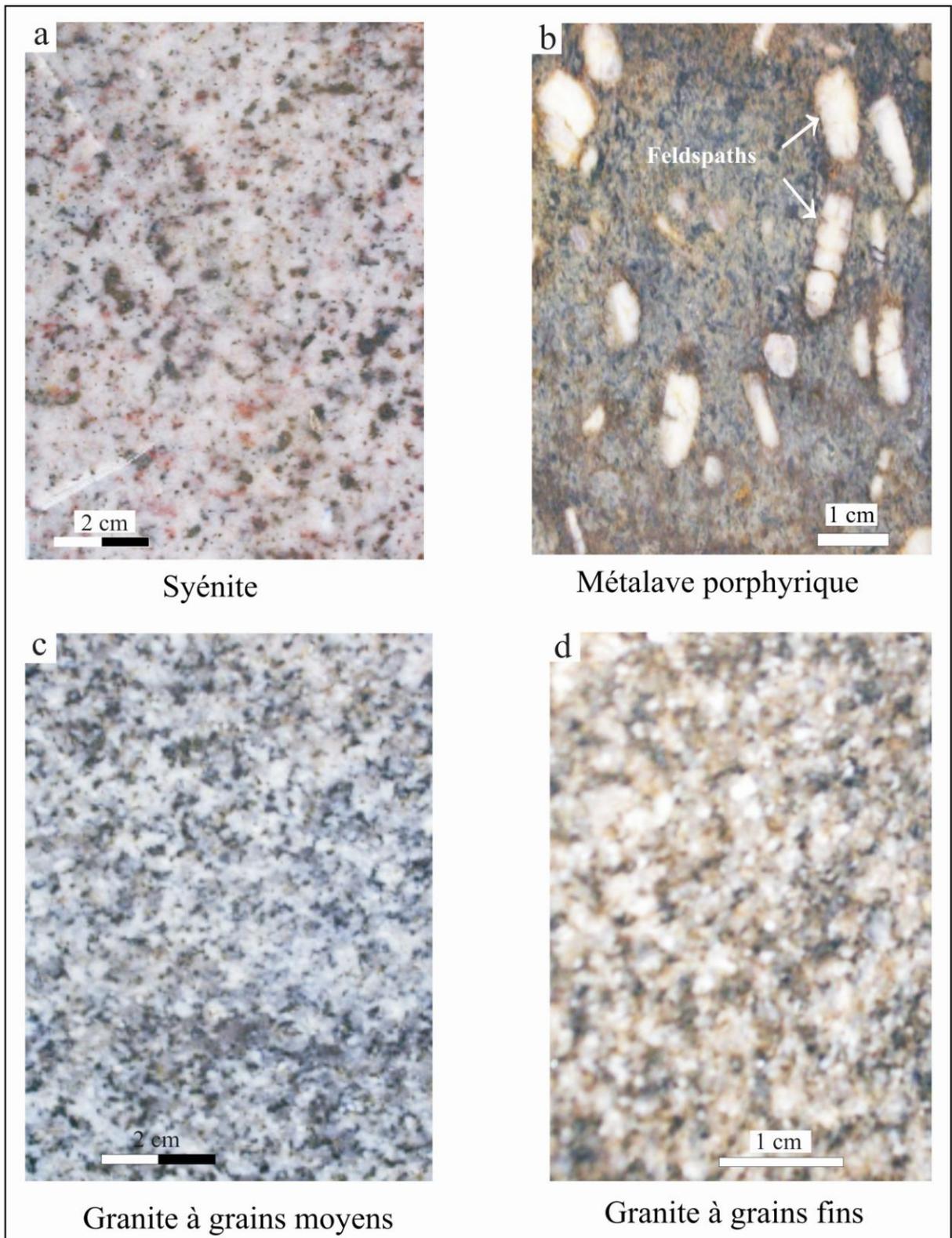


Figure II-2: Les différents faciès pétrographiques du CMW à l'affleurement.

1- La syénite de Wayen

En macroscopie, la syénite présente un grain homogène avec des cristaux d'environ 0,5 à 1 mm (Fig. II-2a).

Au microscope, elle se compose de pyroxène, d'amphibole, de plagioclase, de microcline, de biotite, de quartz et de minéraux accessoires.

Le pyroxène (Fig. II-3a) est sub-automorphe avec une taille comprise entre 400 et 600 μm et sa proportion est d'environ 4% du volume de la roche.

L'amphibole est en général sub-automorphe avec des formes un peu trapues. Sa taille tourne autour de 500 μm . Elle est parfois faiblement chloritisée. Elle représente environ 4% du volume de la roche et est parfois grêlée d'inclusions de quartz (Fig. II-3b).

La biotite (5% du volume de la roche) est aussi localement chloritisée. Sa taille est d'environ 200 à 600 μm (Fig. II-3c).

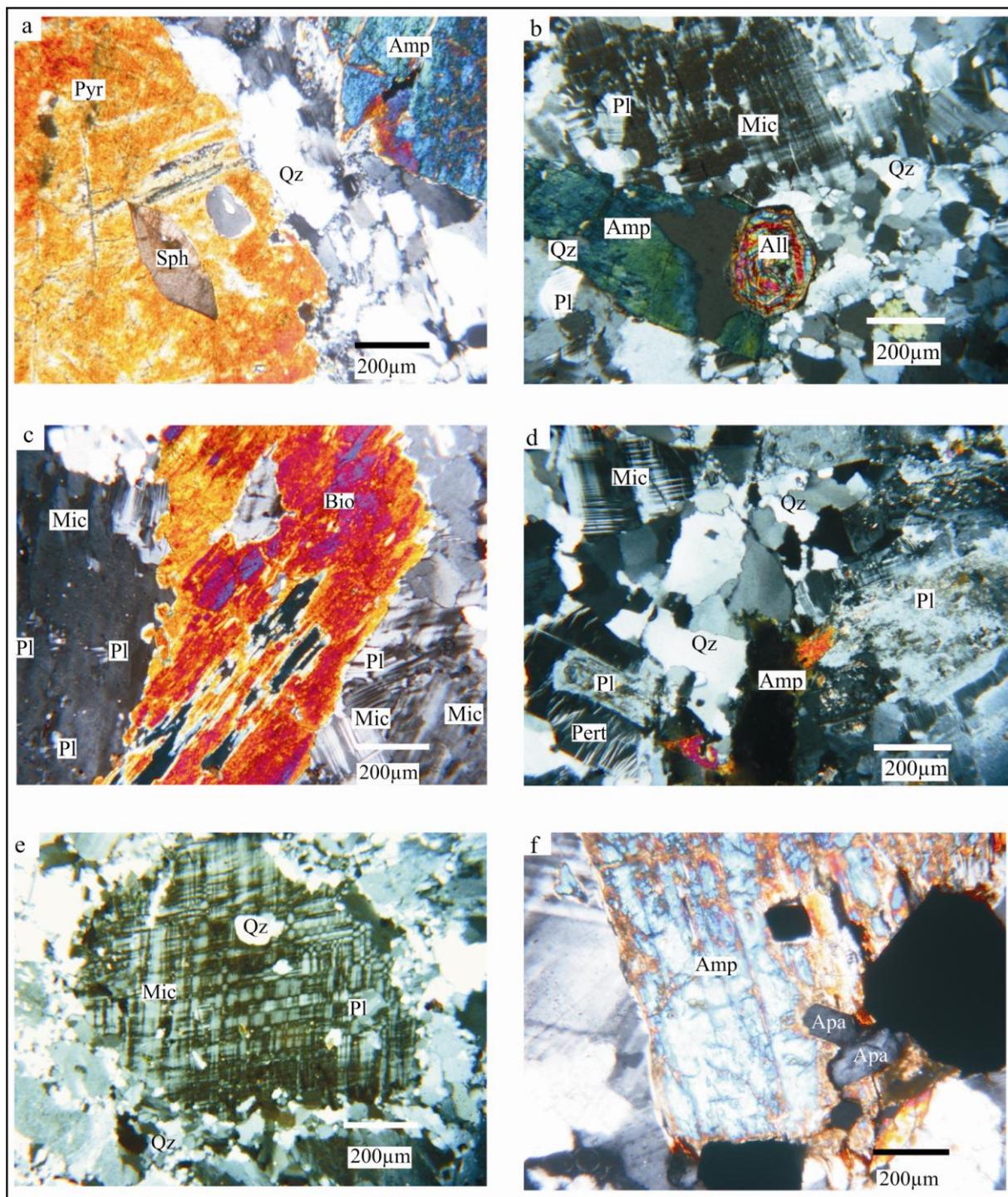
Les feldspaths sont essentiellement représentés par des plagioclases et des microclines. Ils ont à peu près les mêmes dimensions que les autres.

Les plagioclases représentent environ 35% des minéraux de la roche (Fig. II-3d). Dans leur quasi-totalité ils sont partiellement déstabilisés en fins cristaux d'épidote et de micas blancs.

Le microcline représente aussi environ 35% des minéraux de la roche. Il est indemne de toute transformation et est seulement parfois microperthitique (Fig. II-3e).

Le quartz (environ 15% du volume de la roche) est xénomorphe et n'occupe que les interstices des autres minéraux. Il est de petite taille (de quelques dizaines de μm à environ 300 μm) (Fig. II-3d).

Le sphène (Fig. II-3a), l'épidote, l'allanite (souvent zonée) (Fig. II-3b), l'apatite (Fig. II-3f) et les opaques sont les minéraux accessoires observés dans la roche.



Pyr: pyroxène; Amp: amphibole; Pl: plagioclase; Mic: microcline; Qz: quartz; Pert: microperthite; Bio: biotite; All: allanite; Sph: sphène;

Figure II-3: La syénite de Wayen vue en microscopie.

2- Les métalaves porphyriques

Le faciès porphyrique présente des phénocristaux d'environ 2 à 3 cm de longueur sur 1 cm de largeur dans une matrice microlithique essentiellement constitué de ferromagnésiens (Fig. II-2b). Ces phénocristaux sont essentiellement des plagioclases qui représentent environ 5% du volume de la roche.

Au microscope, la roche se compose de pyroxène, d'amphibole, de plagioclase, de microcline, de biotite, de quartz et de minéraux accessoires.

Le pyroxène de taille comprise entre 400 et 600 μm ne vaut que 1% du volume de la roche.

L'amphibole (8% du volume total de la roche) est un peu trapue et sa taille est d'environ 500 μm . Elle est en voie de transformation en épidote et chlorite (Fig. II-4a).

La biotite souvent chloritisée se présente sous forme de fines lamelles en association avec l'amphibole et sa proportion avoisine les 5%.

Les feldspaths sont des plagioclases et des microclines. Ils ont des dimensions de 2 à 3 mm ou plus pour les phénocristaux et micrométriques dans la matrice fine.

Les plagioclases dans leur totalité représentent 40% du volume total de la roche (Fig. II-4b). Ils sont partiellement déstabilisés en fins cristaux d'épidote. Les grands cristaux présentent en plus une légère transformation en micas blancs.

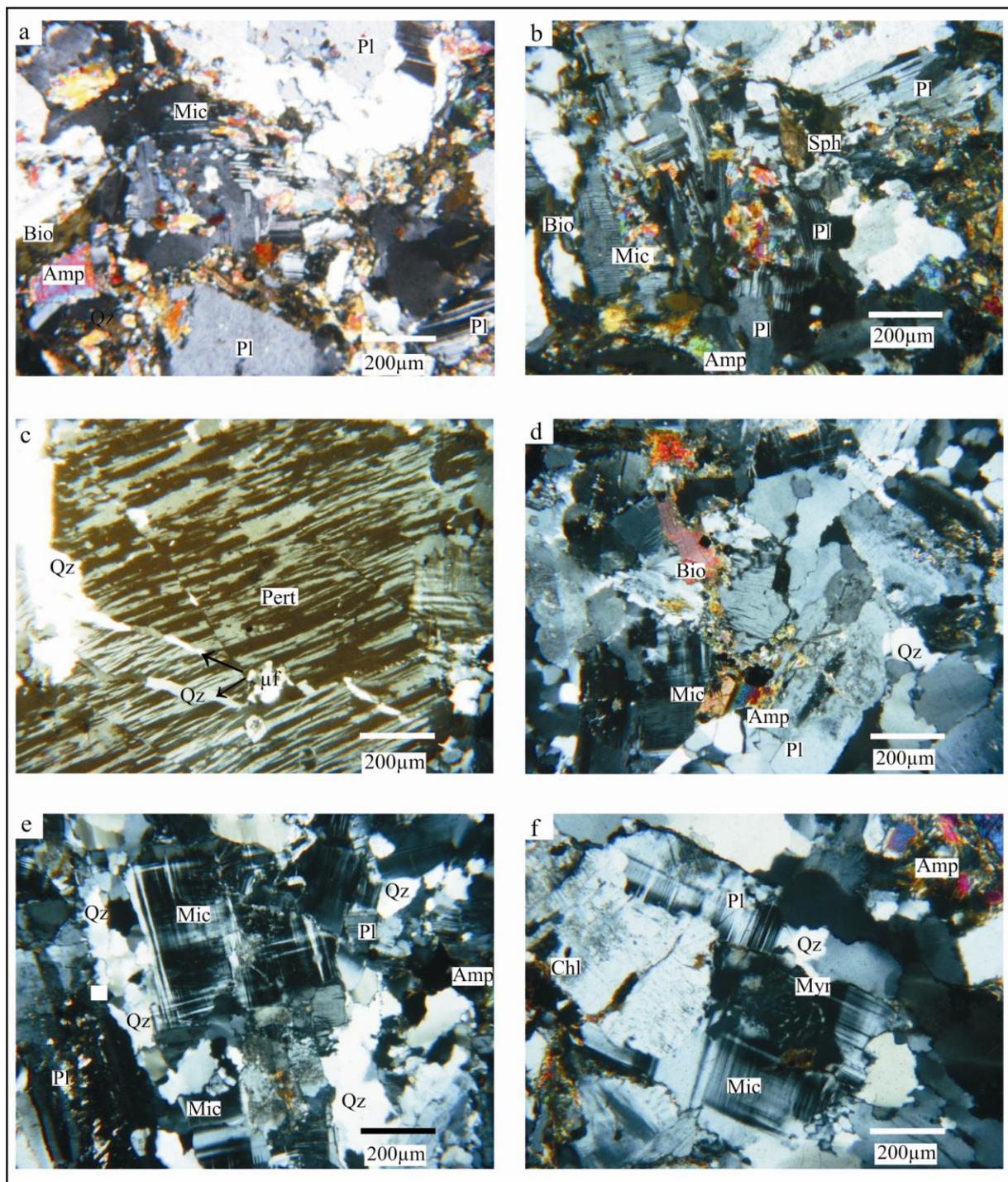
Le microcline (environ 40% du volume de la roche) est quasi-indemne de transformation et est seulement microperthitique (Fig. II-4c). Les grands microclines sont pœcilitiques (Fig. II-4c) et présentent des inclusions de petits plagioclases.

Le quartz ne représente que 5% environ du volume de la roche. Il est xénomorphe, de petites tailles (quelques dizaines de μm) et interstitiel.

Les minéraux accessoires sont l'épidote et les opaques.

3- Granite à grains moyens

Le faciès typique est leucocrate avec une structure équante. Les grains ont des dimensions comprises entre 2 et 3 mm (Fig. II-2c).



Amp: amphibole; Bio: biotite; Pl: plagioclase; Mic: microcline; Qz: quartz; Myr: myrmékite; Chl: chlorite; Sph: sphène; μ f: microfracture

Figure II-4: Les principaux faciès du CMW vus en microscopie a,b,c : la métalave porphyrique ; d,e,f : le granite à grains moyens.

Au microscope, la roche contient de l'amphibole, de la biotite, du plagioclase, du microcline et du quartz. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon et quelques opaques.

L'amphibole (environ 3% du volume de la roche) se présente en général en amas et certains qui sont grêlés contiennent des inclusions de quartz. L'amphibole est surtout transformée en chlorite (Fig. II-4d).

La biotite (9% environ du volume de la roche) se présente sous forme de lamelles isolées et parfois en amas avec l'amphibole. Elle est en général partiellement déstabilisée en chlorite (Fig. II-4d).

Le plagioclase (environ 38% de la roche) se présente en cristaux de taille comprise entre 400 et 700 μm . Le plagioclase est en voie de damouritisation et contient parfois des inclusions de quartz. La transformation du plagioclase est généralement observable au centre du minéral (Fig. II-4e).

Le microcline (environ 33% du volume de la roche) se présente en cristaux de taille comprise entre 300 et 600 μm . Mais certains cristaux sont relativement plus petits (Fig. II-4e).

Le quartz (environ 15% du volume de la roche) se présente en petits cristaux xénomorphes qui occupent les interstices des autres cristaux (Fig. II-4e).

Les minéraux accessoires sont la myrmékite (Fig. II-4f) le sphène (Fig. II-4e) et le zircon. Ce dernier se trouve souvent en inclusion dans la biotite où il présente une auréole de radioactivité.

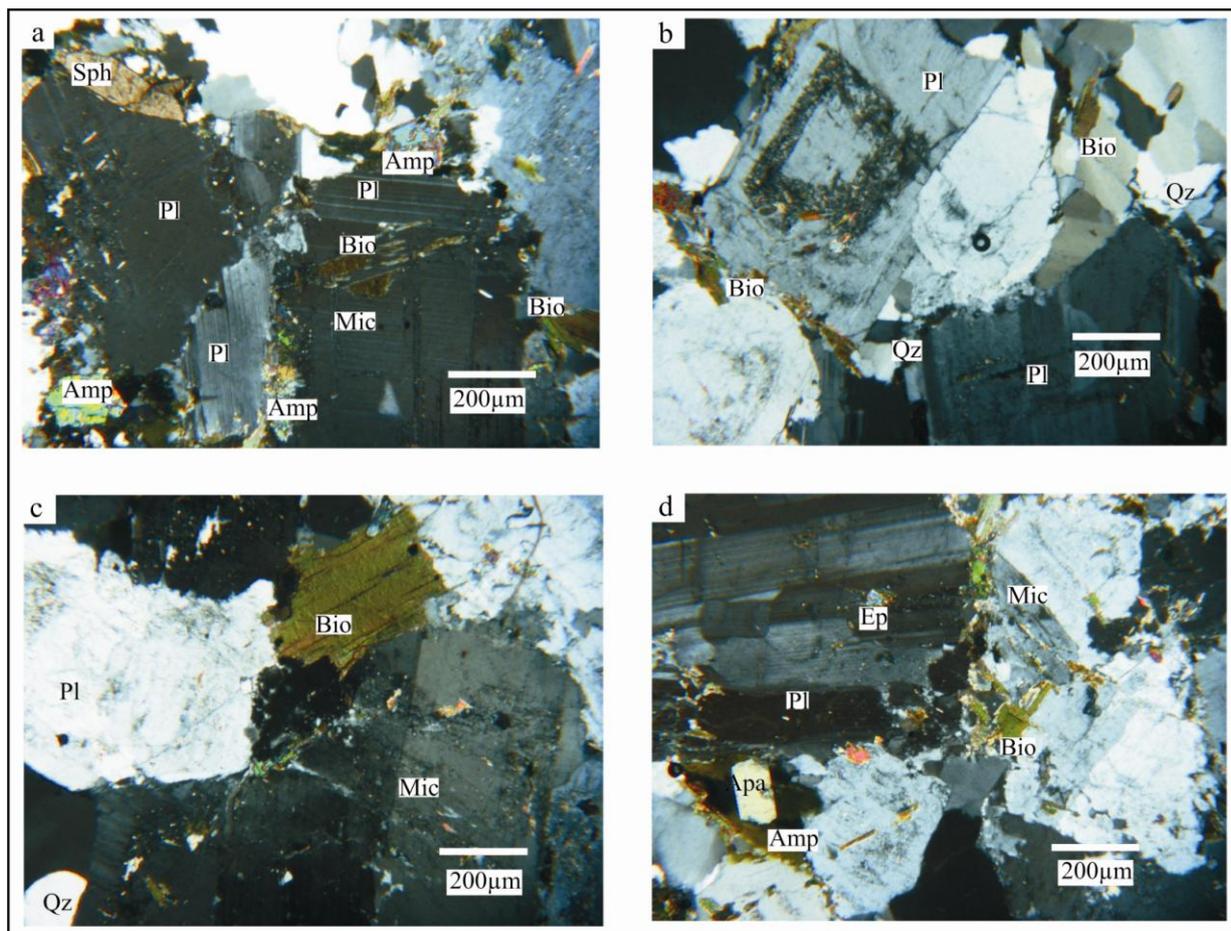
4- Granite à grains fins

Le faciès est isogranulaire avec une taille millimétrique des grains (Fig. II-2d).

Au microscope on observe les minéraux suivants :

L'amphibole (environ 2% du volume de la roche) est sub-automorphe et est en voie de chloritisation (Fig. II-5a).

La biotite (environ 18% du volume de la roche) est en général saine mais quelques rares plages sont en voie de chloritisation (Fig. II-5a).



Amp: amphibole; Bio: biotite; Pl: plagioclase; Mic: microcline; Qz: quartz; Sph: sphène;
Ep: épidote; Apa: apatite

Figure II-5: Le granite à grains fins vu en microscopie.

Le plagioclase (environ 35% du volume de la roche) est en général de taille comprise entre 500 et 700 µm et contient parfois des inclusions de fines paillettes de biotites. Certains plagioclases ont des transformations localisées au cœur du minéral (Fig. II-5b).

Le microcline (environ 20% du volume de la roche) est de taille à peu près égale à celle du plagioclase. Il est en général sain et renferme localement des inclusions de fines paillettes d'épidote et de biotite (Fig. II-5c).

Le quartz (environ 18%) est xénomorphe et occupe les interstices des autres minéraux (Fig. II-5d). Sa taille est d'environ 100 à 200 µm.

Les minéraux accessoires sont le sphène en général automorphe (Fig. II-5a), le zircon l'apatite (Fig. II-5d) et quelques opaques.

5- Conclusion à l'étude pétrographique

Un bref récapitulatif de l'étude pétrographique montre que le secteur d'étude est constitué de roches métamorphiques (métabasaltes) qui ont subies des transformations dans les conditions du faciès schiste vert, et de roches magmatiques constituant le CMW dont les minéraux sont très peu ou pas transformés. Ces transformations mineures parfois observées peuvent être attribuées à des réactions plus ou moins complexes entre les minéraux de cristallisations précoces et les phases aqueuses résiduelles des différentes phases magmatiques. En ignorant le problème de texture, on peut globalement citer 3 composantes dans le CMW. Il s'agit des métalaves porphyriques, de la syénite et des granites à biotite et amphibole. L'étude des relations texturales entre les différentes espèces de minéraux montre que dans les faciès du CMW, l'ordre de cristallisation suivant peut être proposé : opaques et minéraux ferromagnésiens, plagioclases, microclines et enfin le quartz qui occupe alors les interstices des autres minéraux.

III- CARACTERES GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE MAGMATIQUE DE WAYEN

1- Géochimie sur les minéraux

Les compositions chimiques des minéraux du Complexe Magmatique de Wayen (CMW) ont été mise en évidence à la microsonde électronique (Camebax SX 50 du Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie de Toulouse). Les minéraux analysés sont des amphiboles et des feldspaths de la syénite et des métalaves porphyriques.

1-1- La syénite de Wayen

Les résultats d'analyse des amphiboles de la syénite sont consignés dans le tableau II-1.

Le report du rapport XMg en fonction de Si (Leake et al., 1997) montre que les amphiboles de la syénite se distribuent entre le champ des édénites siliciques et des ferro-édénites siliciques (Fig. II-6).

Tableau II-1 : Données d'analyse chimique de l'amphibole de la syénite (Wa 39)

	Amp 1	Amp 2	Amp 3	Amp 4	Amp 5	Amp 6
SiO ₂	53,56	55,08	56,01	53,43	53,76	56,05
TiO ₂	0	0,09	0,15	0,05	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	0,29	0,57	0,49	0,21	0,74	0,52
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0	0,01	0,01	0,05
Fe ₂ O ₃ (c)	0	9,91	6,67	0	0	8,95
FeO(c)	19,74	4,13	6,03	18,22	19,19	6,54
MnO	0,26	0,73	0,54	0,25	0,23	0,58
MgO	6,34	15,79	16,43	7,52	6,52	15,61
CaO	10,94	5,75	6,91	12,93	11,64	7,09
Na ₂ O	7,33	4,2	3,67	6,73	7,37	3,81
K ₂ O	0	0,78	1,04	0	0	0,46
NiO	0,02	0,02	0	0	0	0,08
F	0	1,26	1,3	0,02	0	0,93
Cl	0	0,02	0,04	0	0	0
H ₂ O(c)	1,99	1,5	1,49	2	2,01	1,7
O=F	0	0,53	0,55	0,01	0	0,39
O=Cl	0	0,01	0,01	0	0	0
Sum Ox%	100,53	99,33	100,21	101,34	101,53	102,03
Oxygène	24					
Si	8,07	7,87	7,94	7,96	8,00	7,85
Ti	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Al/Al IV	0,00	0,10	0,06	0,04	0,00	0,09
Al VI	0,05	0,00	0,02	0,00	0,13	0,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	1,07	0,71	0,00	0,00	0,94
Fe ²⁺	2,49	0,49	0,72	2,27	2,39	0,77
Mn ²⁺	0,03	0,09	0,07	0,03	0,03	0,07
Mg	1,42	3,36	3,47	1,67	1,45	3,26
Ca	1,77	0,88	1,05	2,06	1,86	1,07
Na	2,14	1,16	1,01	1,95	2,13	1,03
K	0,00	0,14	0,19	0,00	0,00	0,08
XMg	0,36	0,87	0,83	0,42	0,38	0,81

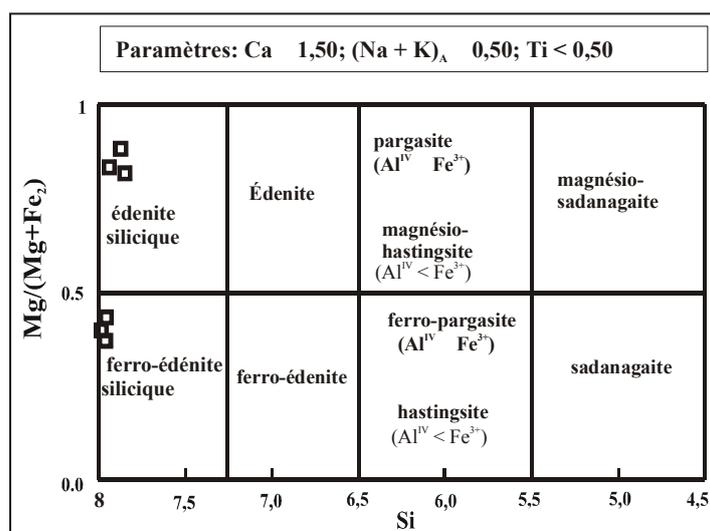


Figure II-6: Position des amphiboles de la syénite de Wayen reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).

Les feldspaths de la syénite (voir résultats d'analyse dans le tableau II) sont des albites pures ou des orthoses pures (Fig. II-7).

Tableau II-2 : Données d'analyse chimique des feldspaths de la syénite (Wa 39)

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8	Feld 9	Feld 10	Feld 11
SiO ₂	69,79	69,31	64,17	66,74	65,07	66,48	69,44	64,03	64,19	64,57	68,96
TiO ₂	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0,13
Al ₂ O ₃	19,45	19,61	18,68	20,29	18,55	21,15	19,5	18,43	18,49	18,62	19,51
Fe ₂ O ₃	0,04	0,06	0,01	0,06	0,06	0,16	0	0,1	0,04	0,05	0,16
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,06	0,22	0,02	0,83	0	1,62	0,08	0	0,01	0	0,12
BaO	0	0	0,59	0,13	0,62	0,04	0	0,73	0,84	0,45	0,05
Na ₂ O	11,73	11,71	1,4	10,29	0,49	10,15	12,02	0,17	0,32	0,24	11,51
K ₂ O	0,19	0,11	14,07	1,44	15,95	0,69	0,06	15,95	15,77	16,33	0,12
Total	101,3	101	98,94	99,76	100,8	100,3	101,1	99,41	99,65	100,3	100,6
Oxygène	32										
Si	3,009	2,996	2,985	2,946	2,994	2,913	3,001	2,989	2,989	2,987	2,995
Ti	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004
Al/Al IV	0,988	0,999	1,024	1,055	1,006	1,092	0,993	1,014	1,014	1,015	0,999
Al VI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,001	0,002	0	0,002	0,002	0,005	0	0,004	0,001	0,002	0,005
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,003	0,01	0,001	0,039	0	0,076	0,004	0	0	0	0,006
Ba	0	0	0,011	0,002	0,011	0,001	0	0,013	0,015	0,008	0,001
Na	0,98	0,981	0,126	0,88	0,044	0,862	1,007	0,015	0,029	0,022	0,97
K	0,01	0,006	0,835	0,081	0,936	0,039	0,003	0,95	0,936	0,964	0,007
Albite	98,71	98,38	12,97	87,79	4,44	88,19	99,31	1,542	2,976	2,178	98,66
Anorthite	0,256	1,017	0,103	3,904	0	7,793	0,378	0	0,045	0	0,573
Orthose	1,034	0,599	85,82	8,085	94,43	3,943	0,314	97,09	95,42	97	0,685

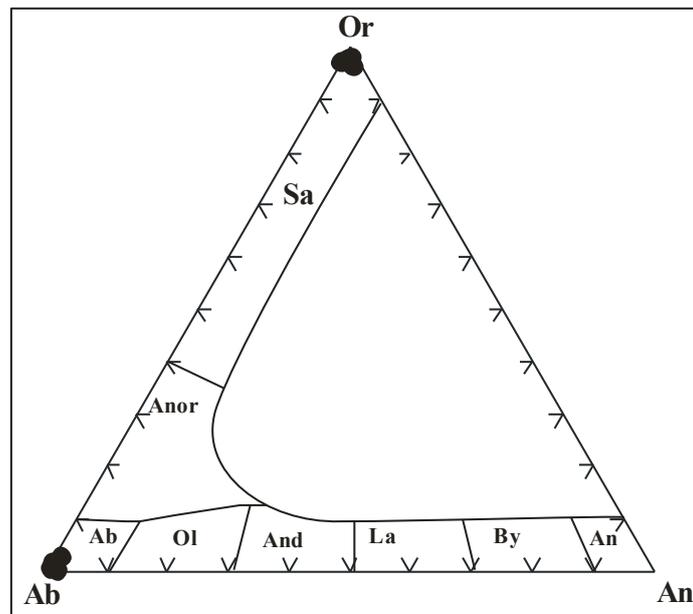


Figure II-7: Composition des plagioclases de la syénite de Wayen dans le diagramme Or-Ab-An. An = anorthite; By = bytownite; La = labrador; And = andésine; Ol = oligoclase; Ab = albite; Anor = anorthose; Sa = sanidine; Or = orthose.

1-2- Les métalaves porphyriques

Les amphiboles des métalaves porphyriques se retrouvent dans le champ de compositions des amphiboles secondaires de type actinote (Tableau II-3 et Fig. II-8) d'après la classification de Leake et al. (1997).

Tableau II-3: Données d'analyse chimique de l'amphibole des métalaves porphyriques (Wa 37)

	Amp 1	Amp 2	Amp 3	Amp 4	Amp 5	Amp 6	Amp 7
SiO₂	53,94	55,59	54,08	57,75	54,37	54,68	54,65
TiO₂	0,23	0	0	0,26	0,01	0,07	0,09
Al₂O₃	1,89	1,56	1,78	7,45	1,57	1,29	1,78
Cr₂O₃	0	0,07	0,06	0	0	0	0,08
Fe₂O₃(c)	3,92	1,83	3,35	0	2,35	3,2	2,93
FeO(c)	9,77	10,41	10,09	7,6	9,46	8,95	8,99
MnO	0,33	0,38	0,33	0,27	0,37	0,46	0,51
MgO	15,75	16,64	16	11,13	16,61	16,93	16,88
CaO	11,64	12,63	11,92	8,64	12,36	12,53	12,56
Na₂O	0,89	0,51	0,9	0,42	0,5	0,38	0,49
K₂O	0,32	0,16	0,29	5,34	0,12	0,15	0,28
ZrO₂	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,11	0,09	0,01	0,1	0	0	0,15
F	0,41	0,47	0,75	0,54	0,44	0,32	0,91
Cl	0	0	0,03	0	0	0	0,01
H₂O(c)	1,91	1,92	1,74	1,9	1,89	1,96	1,7
O=F	0,17	0,2	0,32	0,23	0,19	0,14	0,38
O=Cl	0	0	0,01	0	0	0	0
Sum Ox%	100,93	102,05	101,01	101,18	99,88	100,78	101,61
Oxygène	24						
Si	7,68	7,79	7,699	8,031	7,768	7,747	7,696
Ti	0,025	0	0	0,028	0,001	0,008	0,009
Al/Al IV	0,317	0,21	0,298	0	0,232	0,215	0,296
Al VI	0	0,048	0	1,221	0,033	0	0
Cr	0	0,007	0,006	0	0	0	0,009
Fe³⁺	0,42	0,194	0,359	0	0,253	0,341	0,31
Fe²⁺	1,163	1,22	1,201	0,884	1,131	1,06	1,058
Mn²⁺	0,04	0,045	0,04	0,032	0,045	0,055	0,061
Mg	3,343	3,476	3,395	2,308	3,538	3,574	3,544
Ca	1,775	1,896	1,818	1,287	1,892	1,902	1,895
Na	0,245	0,14	0,249	0,114	0,138	0,105	0,133
K	0,058	0,029	0,053	0,947	0,021	0,027	0,051
XMg	0,74	0,74	0,74	0,72	0,75	0,77	0,77

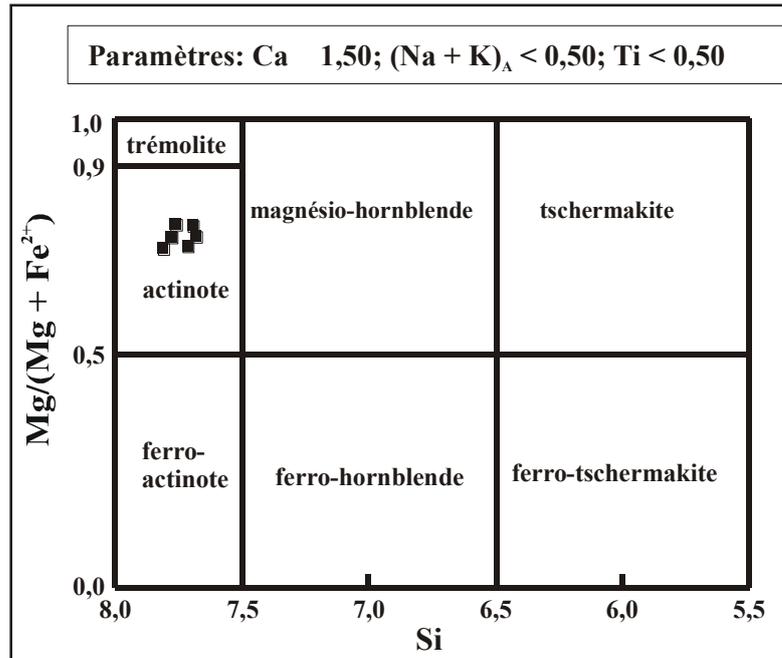


Figure II-8: Position des amphiboles de la métalave porphyroïde de Wayen reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).

Les points représentatifs des feldspaths se rangent bien dans le champ de composition des albites et des orthoses (Fig. II-9 et tableau II-4) un peu à l'image de la syénite.

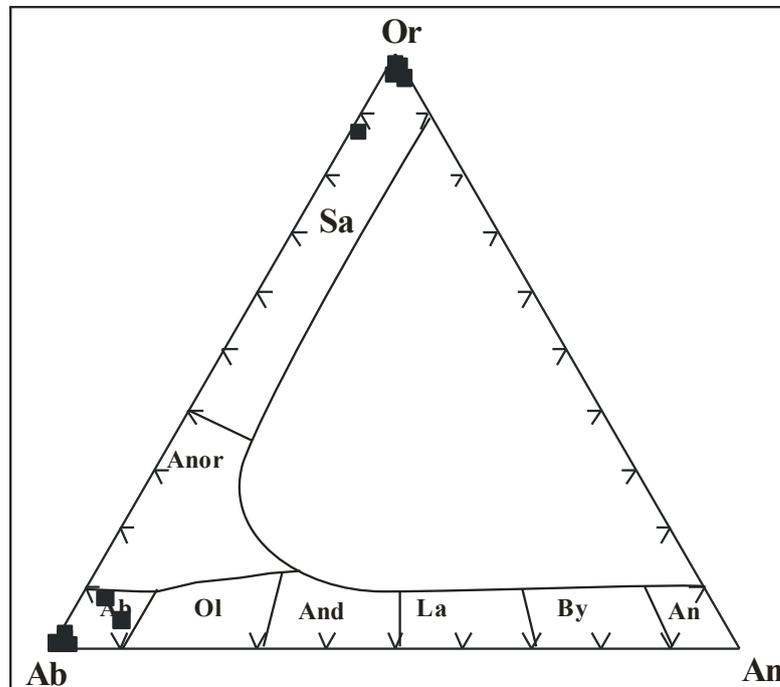


Figure II-9: Composition des plagioclases du métalave porphyroïde dans le diagramme Or-Ab-An. An = anorthite; By = bytownite; La = labrador; And = andésine; Ol = oligoclase; Ab = albite; Anor = anorthose; Sa = sanidine; Or = orthose.

Tableau II-4: Données d'analyse chimique des feldspaths des métalaves porphyriques (Wa 37)

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8	Feld 9	Feld 10	Feld 11
SiO₂	65,08	65,03	69,51	65,36	65,26	64,47	64,99	65,55	69,44	69,24	65,16
TiO₂	0,01	0,09	0,02	0,02	0,03	0,09	0,04	0,02	0,04	0,08	0
Al₂O₃	17,88	17,9	19,13	18,43	18,25	18	17,92	18,08	19,12	19,11	18,24
Fe₂O₃	0,16	0,24	0,42	0,34	0,18	0,26	0,16	0,13	0,25	0,24	0,28
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0,09	0	0,07	0	0	0,01
Na₂O	0,19	0,21	11,78	0,21	0,28	0,23	0,16	0,26	11,88	12,2	0,25
K₂O	16,44	16,61	0,05	16,88	16,5	16,64	16,62	16,55	0,13	0,11	16,3
Total	99,75	100,1	100,9	101,3	100,5	99,79	99,88	100,7	100,9	101	100,2
Oxygène	32										
Si	3,016	3,009	3,009	2,993	3,004	2,997	3,012	3,013	3,009	3,002	3,004
Ti	0	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0
Al/Al IV	0,977	0,976	0,976	0,995	0,99	0,986	0,979	0,979	0,976	0,976	0,991
Al VI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0,005	0,008	0,014	0,012	0,006	0,009	0,006	0,004	0,008	0,008	0,01
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0	0
Na	0,017	0,019	0,989	0,019	0,025	0,021	0,014	0,023	0,998	1,025	0,023
K	0,972	0,98	0,003	0,986	0,969	0,987	0,982	0,97	0,007	0,006	0,959
Albite	1,688	1,869	99,73	1,895	2,505	2,045	1,429	2,301	99,28	99,42	2,316
Anorthite	0	0	0,005	0	0	0,1	0	0	0,027	0	0
Orthose	98,31	98,13	0,263	98,11	97,5	97,69	98,57	97,57	0,696	0,578	97,66

2- Géochimie sur roche totale

Au total sept (07) échantillons (Tableau V) ont fait l'objet d'une analyse chimique sur roche totale. Il s'agit de quatre (04) échantillons de syénite (Wa*, Wa 10, Wa 13 et Wa 30), de deux (02) échantillons de métalaves porphyriques (Wa 37 et Wa 28) et d'un (01) échantillon de granite à biotite et amphibole (Wa 20). Les résultats de ces analyses sont consignés dans le (tableau II-5).

Dans le diagramme A/CNK en fonction de SiO₂, tous les points se retrouvent dans le domaine des granites peralumineux (Fig. II-10). Seul l'échantillon Wa 37 (métalave porphyrique) se trouve à la limite du champ de composition des granites peralumineux et des granites métalumineux (Fig. II-10).

Les diagrammes de Whalen et al. (1987) qui discriminent bien les granites alcalins des autres types affichent clairement le caractère alcalin des échantillons représentatifs du CMW (Fig. II-11).

Tableau II-5 : Données analytiques et normatives sur roches totales du CMW

Echantillon	Wa*	Wa 10	Wa 13	Wa 30	Wa37A	Wa 28	Wa20A
Pétrographie	Monzonite quartzique	Monzonite quartzique	Monzonite quartzique	Monzonite quartzique	Trachyandésite porphyrique	Trachyandésite porphyrique	Granite à grain fin
Eléments majeurs (%)							
SiO ₂	67,8	66,3	63,1	63	63,95	63,1	73,06
TiO ₂	0,22	0,09	0,4	0,36	0,4	0,39	0,2
Al ₂ O ₃	15,6	16,55	15	16,35	13,5	14,95	14,16
Fe ₂ O ₃	2,03	1,62	4,28	3,53	5,03	4,54	1,3
MgO	0,64	0,49	2,01	1,46	2,84	2,06	0,23
CaO	0,95	0,95	2,24	2,29	3,99	2,97	1,13
Na ₂ O	6,23	6,22	6,11	6,18	4,82	4,96	3,77
K ₂ O	5,63	6,4	5,49	5,14	4,41	3,54	5,1
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,19	0,13	0,16	0,14	0,06
LOI	1,1	0,89	1,49	1,67	0,61	1,59	0,65
Total	100,26	99,59	100,39	100,21	99,82	98,33	99,66
A/CNK (mol.)	1,21	1,2	1,08	1,20	1,02	1,3	1,42
Normes (%)							
Q	8,95	4,67	3,04	2,62	10,28	12,90	29,02
Or	33,27	37,82	32,14	30,25	26,06	20,92	30,14
Ab	0	0	1,35	1,67	2,18	8,07	31,90
An	48,894	49,494	51,42	53	40,79	41,97	5,21
C	0	0	0	0	0,00	0,00	0,53
Ac	3,367	2,765	0	0	0,00	0,00	0,00
Di Wo	0	0,337	3,15	3,79	0,00	0,00	0,00
Di en	3,031	2,633	3,02	3,27	12,15	3,69	0,00
Di fs	0,189	0	0	0	1,44	3,42	0,57
Elements en trace (ppm)							
Cr	18	20	50	40	125,4	90	0
Ni	5	3	17	19	46,37	25	0
Co	3,5	66	52	61	19,18	70	81,3
Ga	28,3	25,4	23,1	21,7	24,51	21,6	21,77
V	67	42	119	97	109,5	87	10,39
Pb	3,29	2	10	15	13,47	16	24,31
Rb	74,1	88,5	144	125,5	72,41	103,5	245
Cs	0,3	0,54	6,81	1,6	0,368	8,74	8,625
Ba	578,1	522	544	1320	1146	1235	921,4
Sr	199,8	123	182,5	1360	1462	979	245,7
Ta	0,1	0,1	0,2	0,3	0,15	0,2	1
Nb	3,41	1,3	4,4	3,8	2,58	3,1	8,97
Hf	4,1	2	3,6	4,1	2,59	2,9	4,76
Zr	132,51	62	122	187	94,77	98	172,8
Y	0	32,8	11,8	35,5	11,74	9,9	6,4
Th	16	2,45	7,24	3,42	1,39	2,28	17,76
U	2,5	1,03	1,6	0,96	0,78	1,25	2,817
Zn	3,21	15	64	59	79,46	62	45,55
Cu	22,77	45	46	58	28,9	57	0
Be	2	trace	trace	trace	2,172	trace	3,07

W	trace	345	203	261	0	319	496,5
Sn	1	trace	1	1	0,78	1	1,88
Ge	trace	trace	trace	trace	1,43	trace	1,24
Sb	0,04	trace	<0.05	<0.05	0,21	0,11	0
Terres rares (ppm)							
La	13,4	35,8	21,3	27,9	10,54	12,5	48,8
Ce	24	45,8	39,4	57,6	18,63	24,5	89,03
Pr	2,5	7,41	5,13	6,46	2,72	2,99	9,18
Nd	9,6	29,9	19,5	24,6	11,55	11,6	29,06
Sm	1,6	5,38	3,59	4,8	2,47	2,51	4,06
Eu	0,43	1,42	1,05	1,5	0,83	0,74	0,75
Gd	1,22	6,08	3,52	5,17	2,24	2,15	2,28
Tb	0,15	0,84	0,46	0,71	0,34	0,31	0,27
Dy	0,89	4,43	2,13	4,16	1,93	1,74	1,22
Ho	0,16	0,93	0,41	0,94	0,38	0,36	0,19
Er	0,56	2,76	1,2	3,02	1,08	1,05	0,53
Tm	0,09	0,37	0,17	0,47	0,16	0,17	0,08
Yb	0,63	2,2	1,09	2,96	1,07	1,04	0,53
Lu	0,09	0,35	0,16	0,49	0,17	0,17	0,08
ΣREE	55,32	143,67	99,11	140,78	54,11	61,83	186,06
(La/Yb)N	17	13,02	15,63	7,54	8,00	9,62	73,00
Eu/Eu*	0,91	0,76	0,89	0,92	1,06	0,95	0,69

Wa* : Données du BRGM

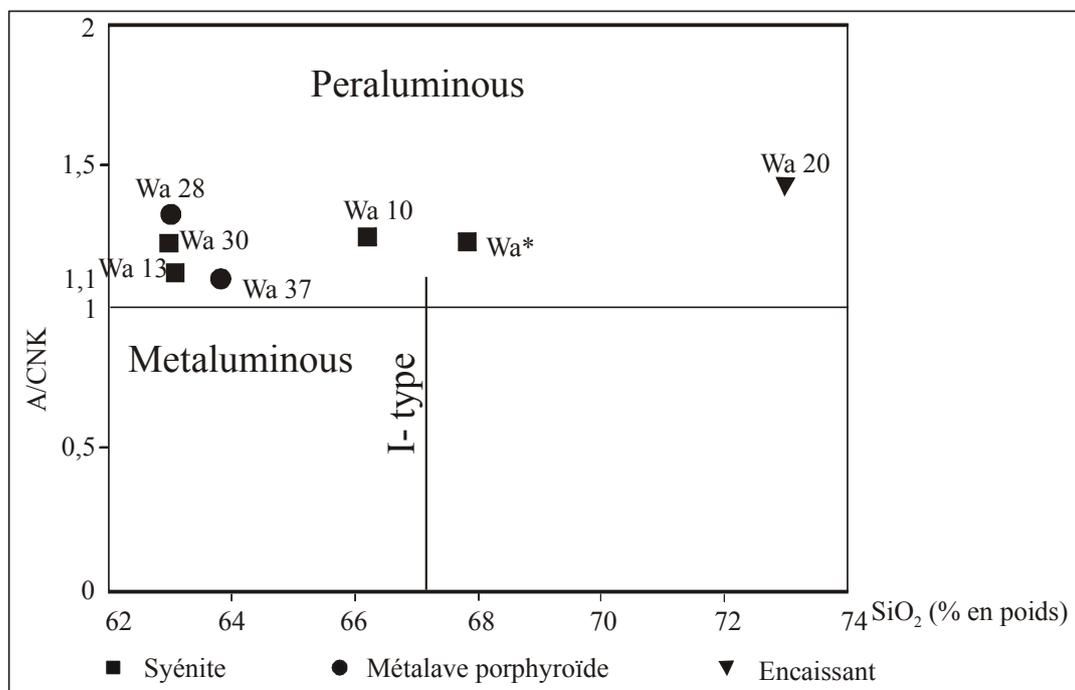


Figure II-10: Discrimination chimique dans le diagramme A/CNK [$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$] en fonction de SiO₂.

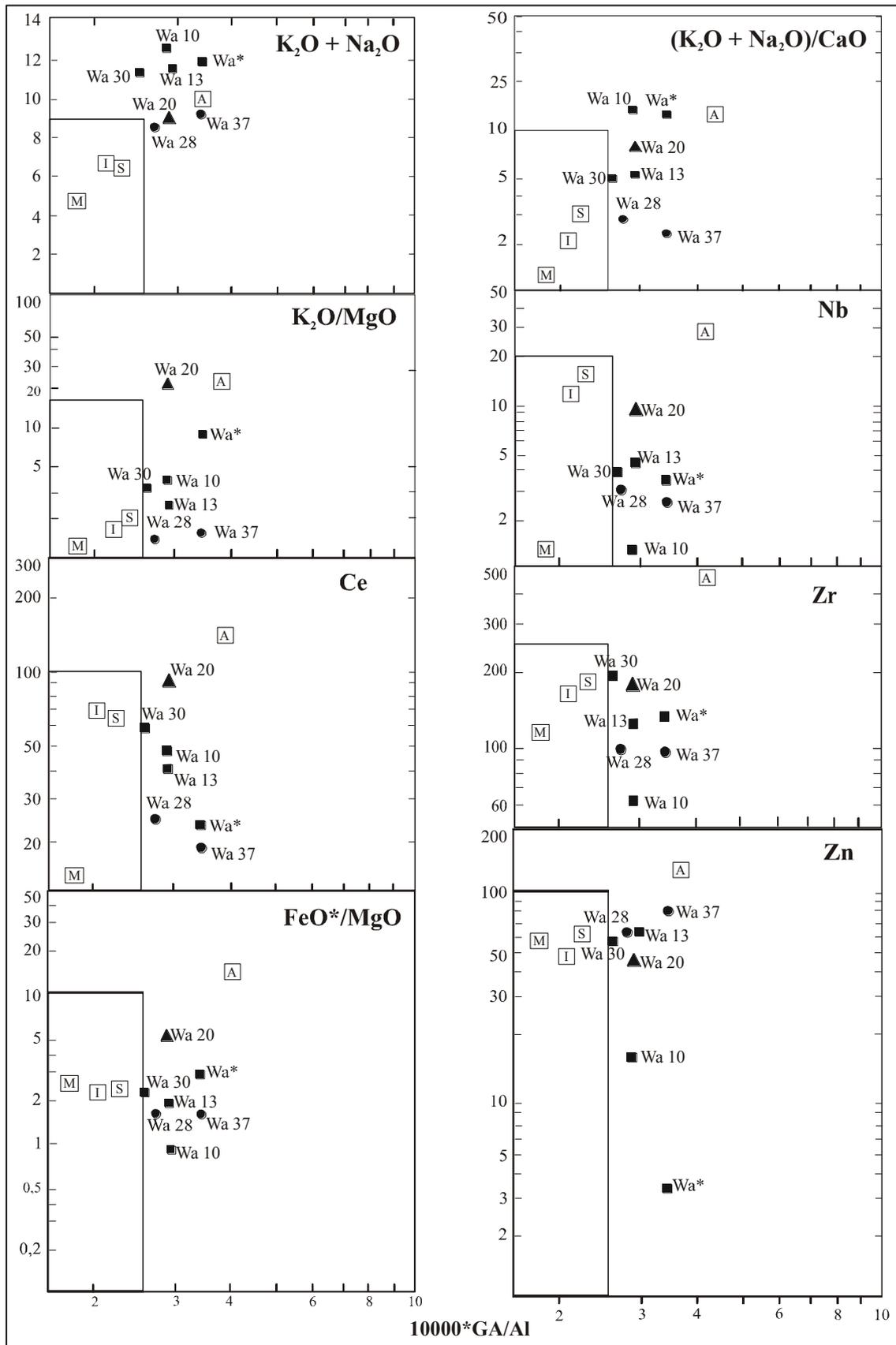


Figure II-11: Diagramme de discrimination de Whalen entre I, S, M-type et A-type granite (Whalen et al., 1987).

Les diagrammes de Harker de certains éléments majeurs et traces montrent une évolution plus ou moins linéaire entre les points représentatifs des échantillons des métalaves porphyriques et de la syénite. Seul le granite à biotite et amphibole se retrouve toujours dans une position particulière (Fig. II-12).

Les analyses des terres rares (Fig. II-13) de la syénite et des métalaves porphyriques montrent qu'elles sont relativement plus pauvres en terre rare ($\Sigma\text{REE}=54$ à 62 ppm) surtout légères comparativement au seul échantillon à biotite et amphibole ($\Sigma\text{REE}=186,059$ ppm)

Le rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$ est de 7 à 17 pour la syénite et de 8 à 10 pour les métalaves porphyriques, montrent qu'elles sont faiblement fractionnées comparativement au granite à biotite et amphibole $(\text{La}/\text{Yb})_N = 73,38$.

Le rapport Eu/Eu^* est de 0,76 à 0,92 pour la syénite et de 0,95 à 1,06 pour les métalaves porphyriques donne l'expression d'une très faible anomalie négative ou positive en Eu.

3- Conclusion à l'étude géochimique

Des résultats d'observations microscopiques et d'analyse chimique des minéraux, nous concluons que les métalaves porphyriques sont des trachyandésites porphyriques qui ont subi de légères transformations dans des conditions proches du faciès des schistes verts. En témoigne la nature de ses amphiboles qui sont secondaires alors que la syénite est une monzonite quartzique indemne de transformations métamorphiques.

Les diagrammes de Harker montrent que la trachyandésite porphyrique et la monzonite quartzique ont bien pu appartenir à une même histoire magmatique qui met en place d'abord la trachyandésite porphyrique puis la monzonite quartzique avec un magma un peu plus évolué.

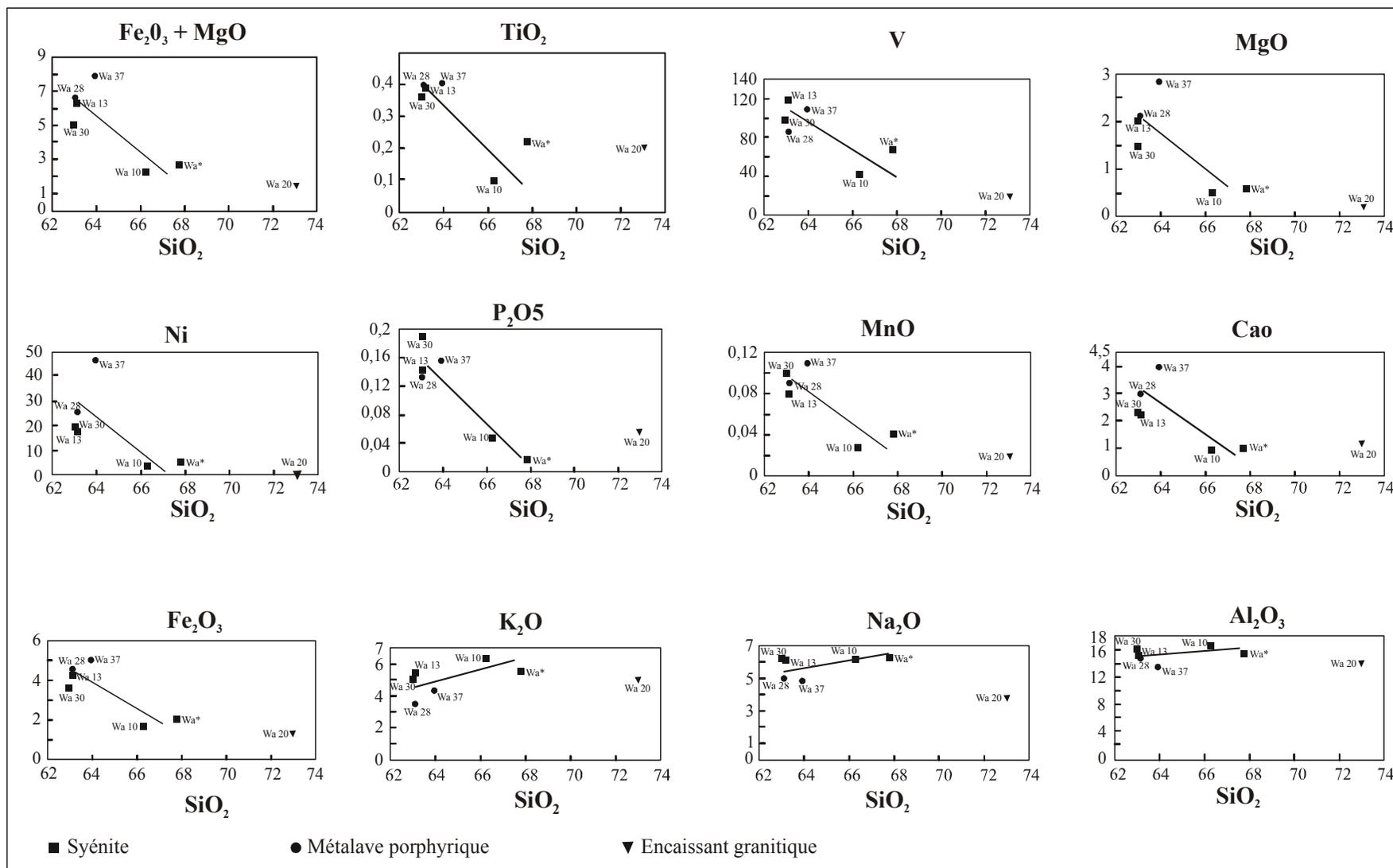


Figure II-12: Diagramme de variation des teneurs en SiO_2 en fonction des oxydes et éléments en traces: $Fe_2O_3 + MgO$; TiO_2 ; V; MgO; Ni; P_2O_5 ; MnO; CaO; Fe_2O_3 ; K_2O ; Na_2O ; Al_2O_3

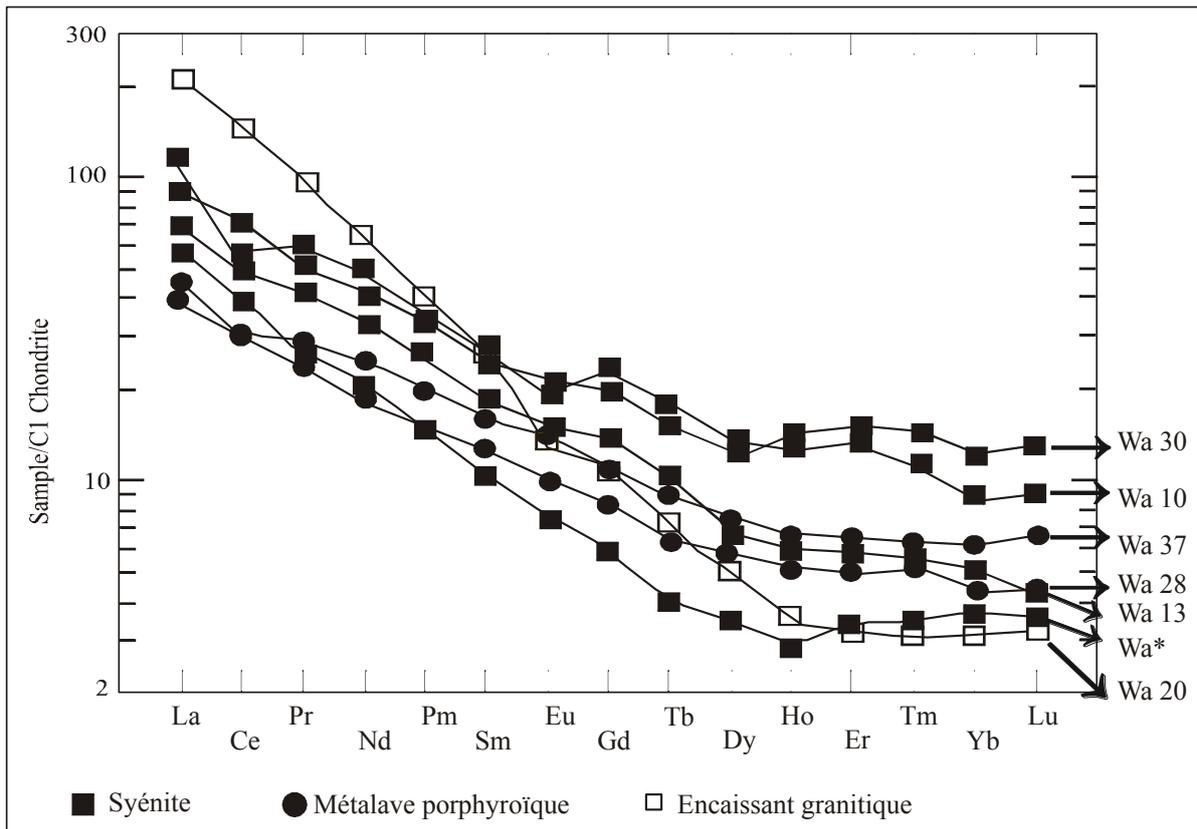


Figure II-13: Spectre des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C1 (Taylor et Mc Lennan, 1985) des différents faciès du CMW.

IV- CARACTERES STRUCTURAUX DU CMW

1- Les données scalaires

Il s'agit des données de la susceptibilité magnétique, de l'anisotropie totale et du paramètre de forme (T) de Jelinek (Voir annexe I).

1-1- La susceptibilité magnétique

Au niveau de la monzonite quartzique

Les valeurs de susceptibilités varient entre 45,8 μ SI et 46 526 μ SI. Les sites paramagnétiques représentent environ 5% et les sites ferromagnétiques représentent quant à eux 95% (Fig. II-14). On observe donc qu'au niveau de la monzonite quartzique de Wayen, les sites sont en majorité ferromagnétiques.

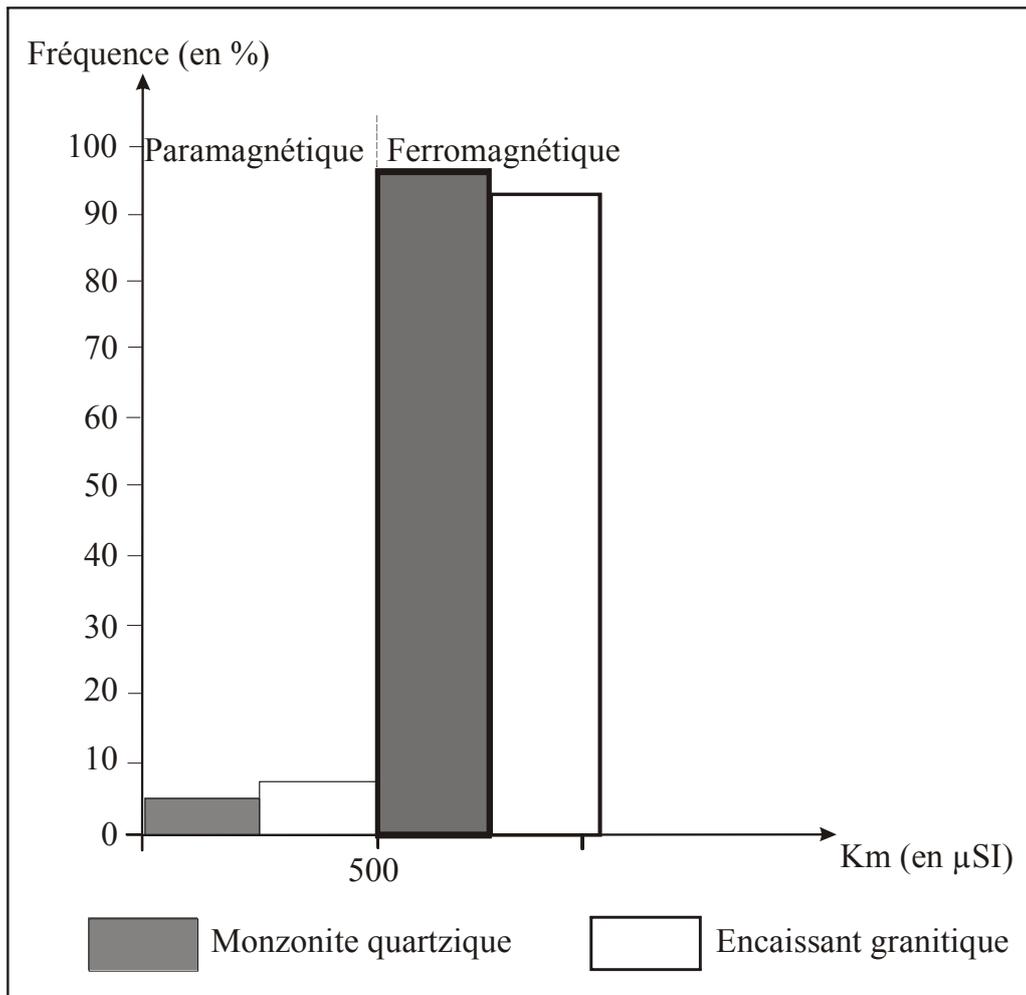


Figure II-14: Fréquence de la susceptibilité magnétique de la monzonite quartzique et de son encaissant granitique.

En effet, ce fort magnétisme dans la monzonite quartzique de Wayen est surtout dû à la présence de la magnétite dans la roche comme le montre les différentes courbes thermomagnétiques réalisées (Fig. II-15). En effet, on observe au niveau de ces courbes une chute brutale de la susceptibilité au niveau de 580° C, ce qui correspond à la température de Curie de la magnétite.

Au niveau de l'encaissant

Les valeurs de susceptibilité varient entre 25,5 μ SI et 3 137,2 μ SI. Les sites paramagnétiques représentent environ 8% et les sites ferromagnétiques environ 92% (Fig. II-14). Ici également, on constate que les sites ferromagnétiques sont les plus représentés et cela peut également être dû à la présence de la magnétite dans ces roches.

En somme comme au niveau de la monzonite quartzite, dans l'encaissant également les sites ferromagnétiques sont les plus importants.

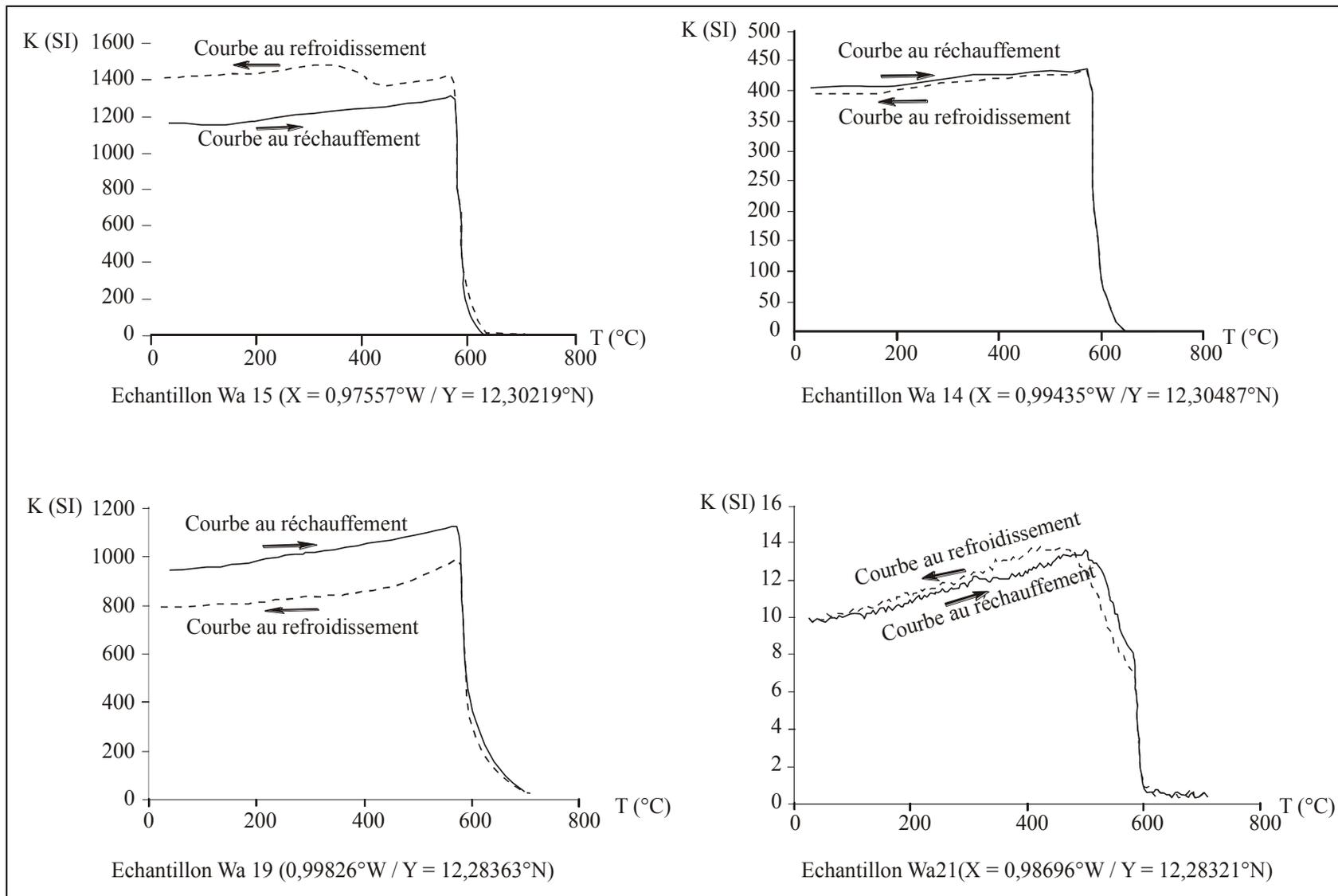


Figure II-15: Les différentes courbes thermomagnétiques faites dans le CMW.

La répartition cartographique de cette susceptibilité au niveau de la zone de Wayen montre que les différents sites (paramagnétique, ferromagnétique) se répartissent de façon aléatoires (Fig. II-16). Cela est dû en réalité à la présence de la magnétite dans ces roches. On voit donc que la présence d'une forte contribution ferromagnétique empêche de corréler la susceptibilité magnétique avec le faciès pétrographique.

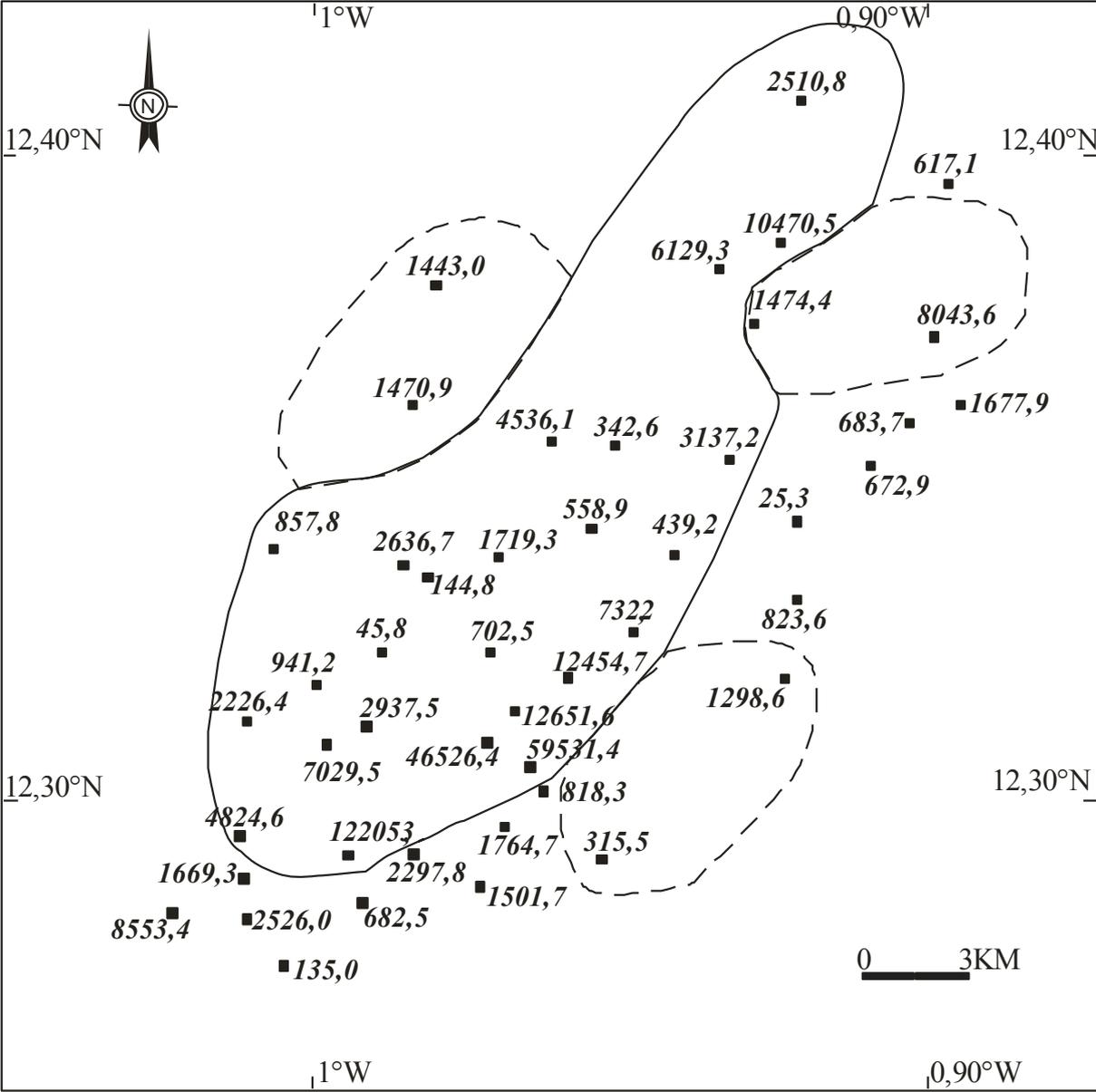


Figure II-16: Carte de la susceptibilité magnétique (km en μSI) dans le CMW.

1-2- L'anisotropie totale

Dans la monzonite quartzique

Les valeurs d'anisotropie totale (P) dans la monzonite quartzique varient entre 1,01 et 1,09 (Fig. II-17). Cette valeur d'anisotropie est beaucoup plus élevée au niveau de la bordure Est du pluton de monzonite quartzique. Une diminution aléatoire de ces valeurs s'observe des bordures Est vers l'Ouest dans la partie Sud du pluton. Cette remarque n'est pas très bien perceptible au niveau de la partie Nord où on observe une zonation des valeurs d'anisotropie totale. Mais il faut noter que dans l'ensemble les valeurs de l'anisotropie totale demeurent faibles pour des roches ferromagnétiques comparativement à d'autres cas (Archanjo et al., 1995).

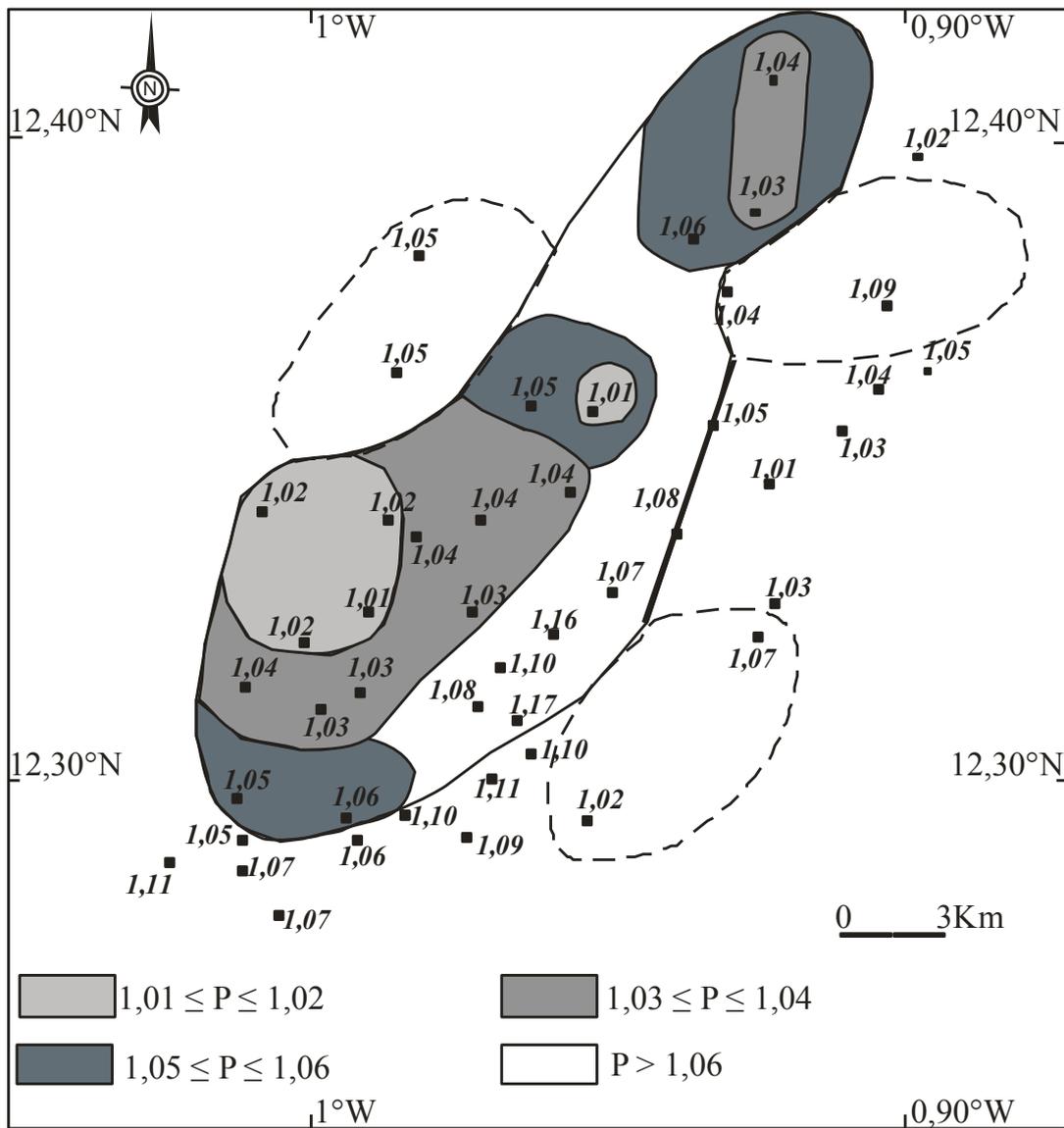


Figure II-17: Carte de l'anisotropie totale dans le CMW.

Dans l'encaissant granitique

Elle varie de 1,01 à 1,10 (Fig. II-17). La plus forte valeur de l'anisotropie totale se trouve au niveau du site situé au SSE du pluton de monzonite quartzique. Ces valeurs de l'anisotropie totale sont réparties de manière aléatoire autour du pluton de monzonite quartzique. Signalons toute fois qu'en l'absence d'affleurement au niveau de la partie Ouest du pluton de monzonite quartzique de Wayen, aucun échantillonnage n'a pu être fait.

1-3- Le paramètre de forme (T) de Jelinek

La forme de l'ellipsoïde est représentée par le paramètre de forme (T) (Jelinek, 1978) ou par le paramètre de Flinn (Pflinn). Le paramètre de forme (T) présente des avantages certains

par rapport au paramètre de Flinn. Il varie entre - 1 et 1 et décrit la forme sans faire référence à l'anisotropie contrairement au paramètre de Flinn qui décrit les variations de 0 à l'infini et implique à la fois la forme de l'anisotropie (Bouchez, 1997).

Le paramètre de forme de la monzonite quartzique varie entre - 0,12 et 0,62. Les sites à ellipsoïdes aplatis représentent environ 38%, par contre les sites à ellipsoïdes allongés représentent environ 62% (Fig. II-18). Les sites à ellipsoïdes allongés occupent le Sud et environ le centre du pluton de monzonite quartzique (Fig. II-19).

Pour ce qui est de l'encaissant, le paramètre de forme (T) varie de - 0,09 à 0,96. Les sites à ellipsoïdes allongés représentent environ 33% et les sites à ellipsoïdes aplatis environ 67% (Fig. II-18). La répartition spatiale de la forme de l'ellipsoïde dans l'encaissant est arbitraire même si la majeure partie des sites situés à l'Est du pluton de monzonite quartzique ont des valeurs de paramètres (T) positives c'est à dire à ellipsoïdes aplatis (Fig. II-19).

En somme, pour la monzonite quartzique de Wayen, le large domaine de (T) (- 0,12 et 0,62) et la forte proportion (62%) des sites ayant des valeurs inférieures à 0 montrent que la fabrique magnétique du pluton est plano-linéaire mais avec une prédominance de l'allongement. Ces fabriques planaires ou linéaires sont rencontrées aussi bien aux abords qu'au cœur du pluton. Il s'agit d'une disposition particulière pour la monzonite quartzique de Wayen par rapport à certains plutons ou les fabriques planaires présentent des intensités croissantes vers les parties marginales des plutons (Gleizes et al., 1993 ; Olivier et Archanjo, 1994).

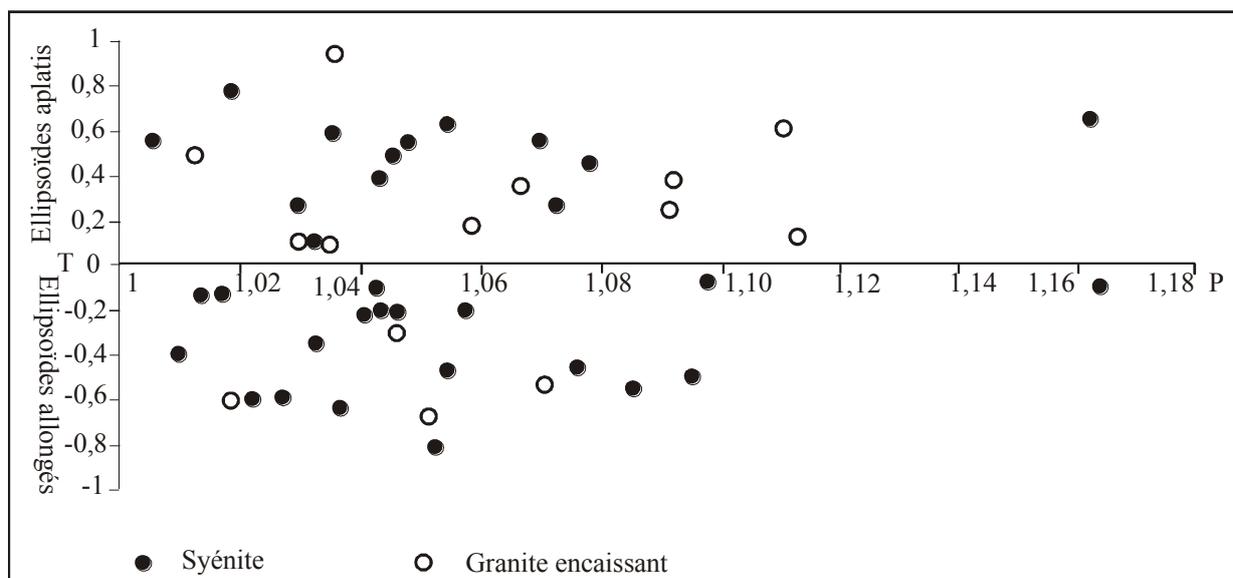


Figure II-18: Anisotropie totale en fonction du paramètre de forme "T" du CMW.

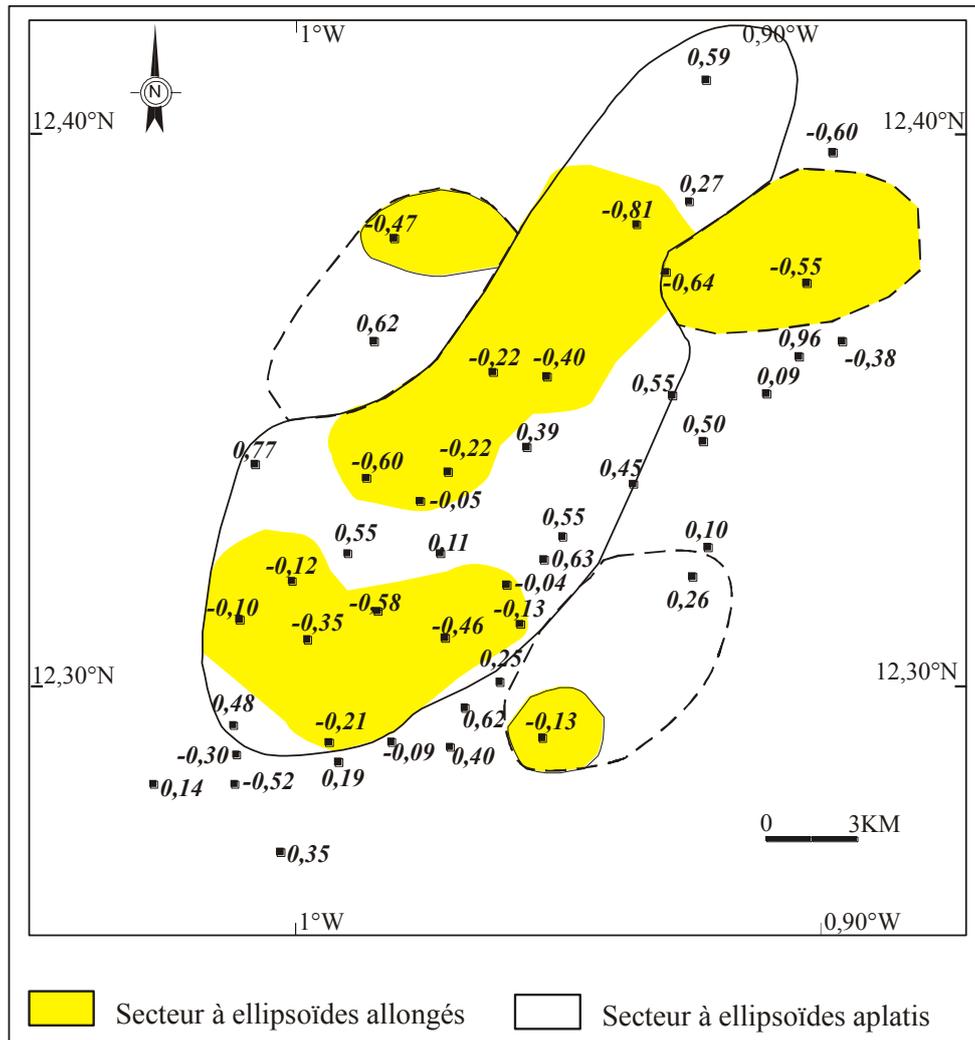


Figure II-19: Carte du paramètre de forme (T) dans le CMW.

Pour l'encaissant granitique du pluton, on observe également une large distribution de (T) (- 0,09 à 0,96) avec une forte proportion (67%) de valeurs supérieures à 0 montrant que la fabrique magnétique de l'encaissant est aussi plano-linéaire mais cette fois-ci avec une prédominance à l'aplatissement.

On constate également que la forme de l'ellipsoïde est indépendante de l'anisotropie totale. Il en va de même de la répartition des sites à ellipsoïdes aplatis ou allongés qui semblent indépendante du taux d'anisotropie.

2- Les données directionnelles

Les données directionnelles de l'ASM en chaque site sont fournies par l'orientation des trois axes principaux de l'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (K1, K2 et K3) (Voir annexe II). Par analogie avec les structures dans les roches, K1 est appelé linéation magnétique et K3 pôle de la foliation magnétique, K2 perpendiculaire à K1 et K3 est sans intérêt structural et n'est en général pas représenté sur les cartes.

La variabilité de la fabrique à l'échelle d'un pluton entier est représentée par les cartes de foliations et de linéations, et aussi par la représentation stéréographique des orientations. Comme ici de nombreuses études montrent que la fabrique peut être régulière sur de grandes surfaces (Archanjo, 1993 ; Darrozes et al., 1994 ; Ferré et al., 1995 ; Bouchez, 1997).

2-1- La foliation magnétique

Dans la syénite, le pendage de la foliation est en général fort. Les plus fortes valeurs de pendage sont observées au centre, au Sud et au Sud-Est (Fig. II-20). La direction majeure de cette foliation est NE-SW observable surtout aux abords du pluton. Cette direction varie jusqu'à W-E ou N-S en certains endroits. Mais la direction majeure observée est N62°E 78° NW (Fig. II-20).

Dans l'encaissant les valeurs de foliations ont toutes des pendages forts (supérieur à 60°) aussi bien à l'Est qu'au Sud (Fig. II-20). La direction majeure est NE-SW mais peut localement passer à N-S. La direction moyenne des foliations observées dans l'encaissant est de N44°E 75°NW (Fig. II-20).

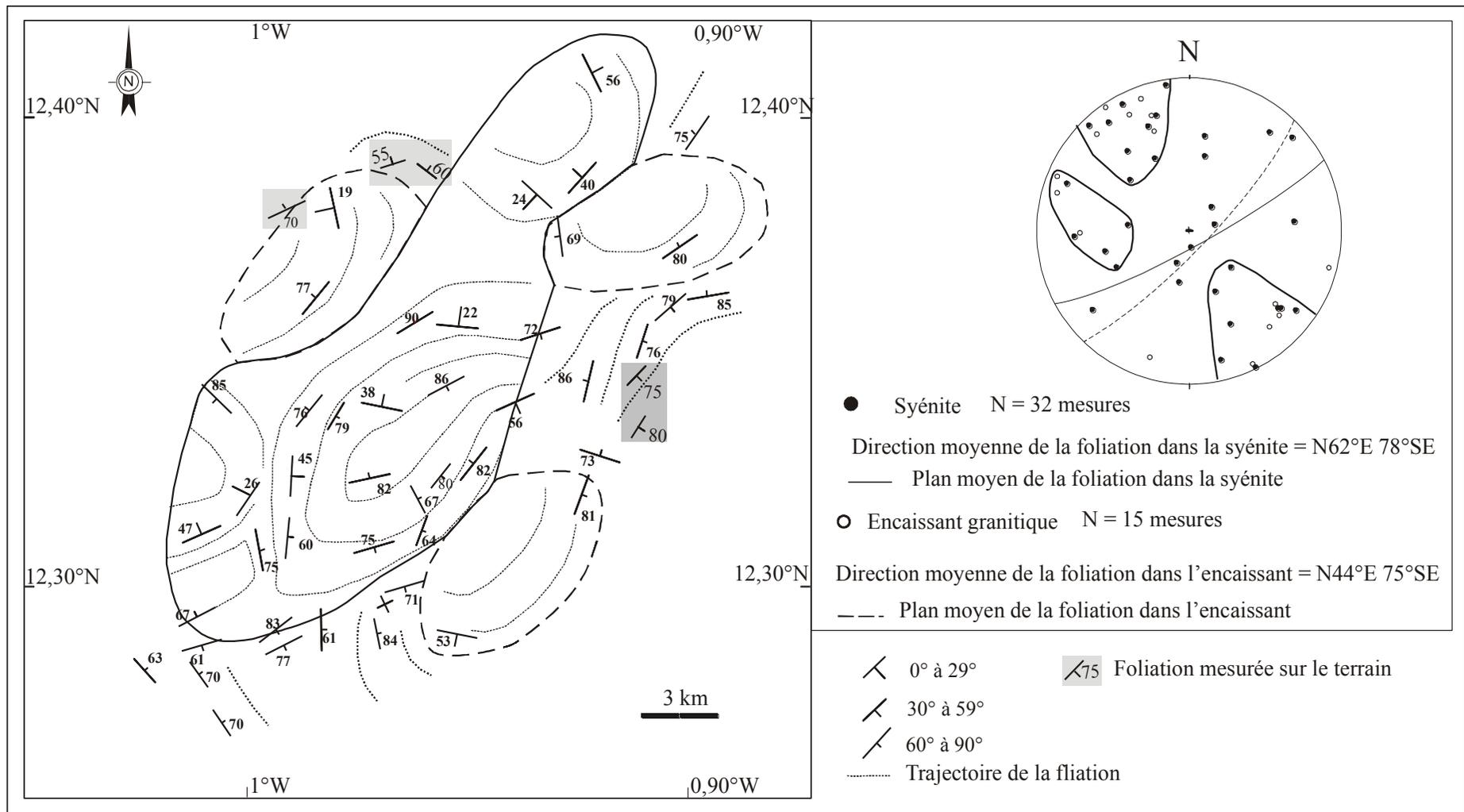


Figure II-20: Carte de la foliation magnétique dans le CMW et du diagramme de répartition des points dans le stéréogramme.

2-2- La linéation magnétique

La majeure partie des valeurs de linéation dans la monzonite quartzique de Wayen est moyennement plongeante. Seule la zone située vers le centre du grand pluton de monzonite quartzique présente un fort plongement (plongement supérieur à 60°) (Fig. II-21). L'azimut majeur de cette linéation est N251°E 40. Cet azimut est surtout bien visible au niveau des bordures du pluton de monzonite quartzique. A l'intérieur du pluton, la linéation est un peu moins bien réglée.

Dans l'encaissant, deux zones de linéations bien distinctes sont observables. Au Sud, la linéation est très faiblement plongeante (inférieure à 16°) et à l'Est, cette linéation plonge à plus de 50° (Fig. II-21).

Comme dans le pluton de monzonite quartzique, dans l'encaissant on observe une direction NE-SW surtout vers le Sud où les plongements sont faibles. Par contre à l'Est, on a surtout une direction NNE-SSW qui est observée avec des forts plongements. La direction moyenne de cette linéation est de N228°E 65°.

3- Les microstructures

Toutes les microstructures évoquées dans la méthodologie se rencontrent dans la zone de Wayen et sont disposées comme suit sur la carte d'échantillonnage (Fig. II-22).

- Les microstructures magmatiques

On les observe aussi bien dans la monzonite quartzique que dans l'encaissant granitique. Dans la monzonite quartzique cette microstructure est observée au cœur du pluton à l'exception du Wa 30 qui est située à l'extrême nord du pluton. Elle se traduit sur nos lames par de grandes plages de quartz très limpide et des feldspaths en général sub-automorphes (Fig. II-23a).

Par contre dans l'encaissant granitique, la déformation magmatique se traduit également par les mêmes critères mais cette fois-ci, les phénocristaux de feldspath sont le plus souvent damouritisés ou sont en voie de l'être (Fig. II-23b).

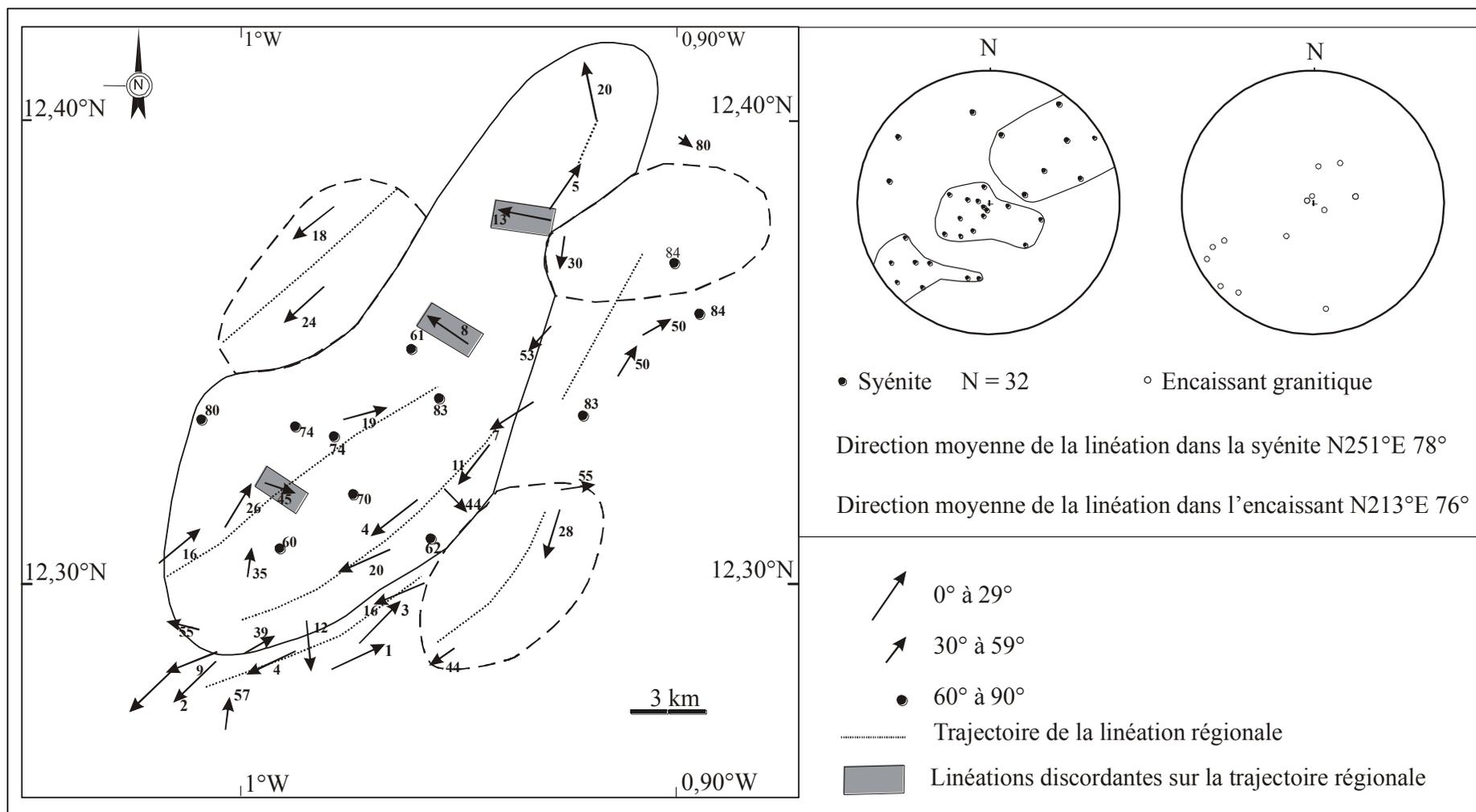


Figure II-21: Carte de la linéation magnétique dans le CMW et du diagramme de répartition des points dans le stéréogramme.

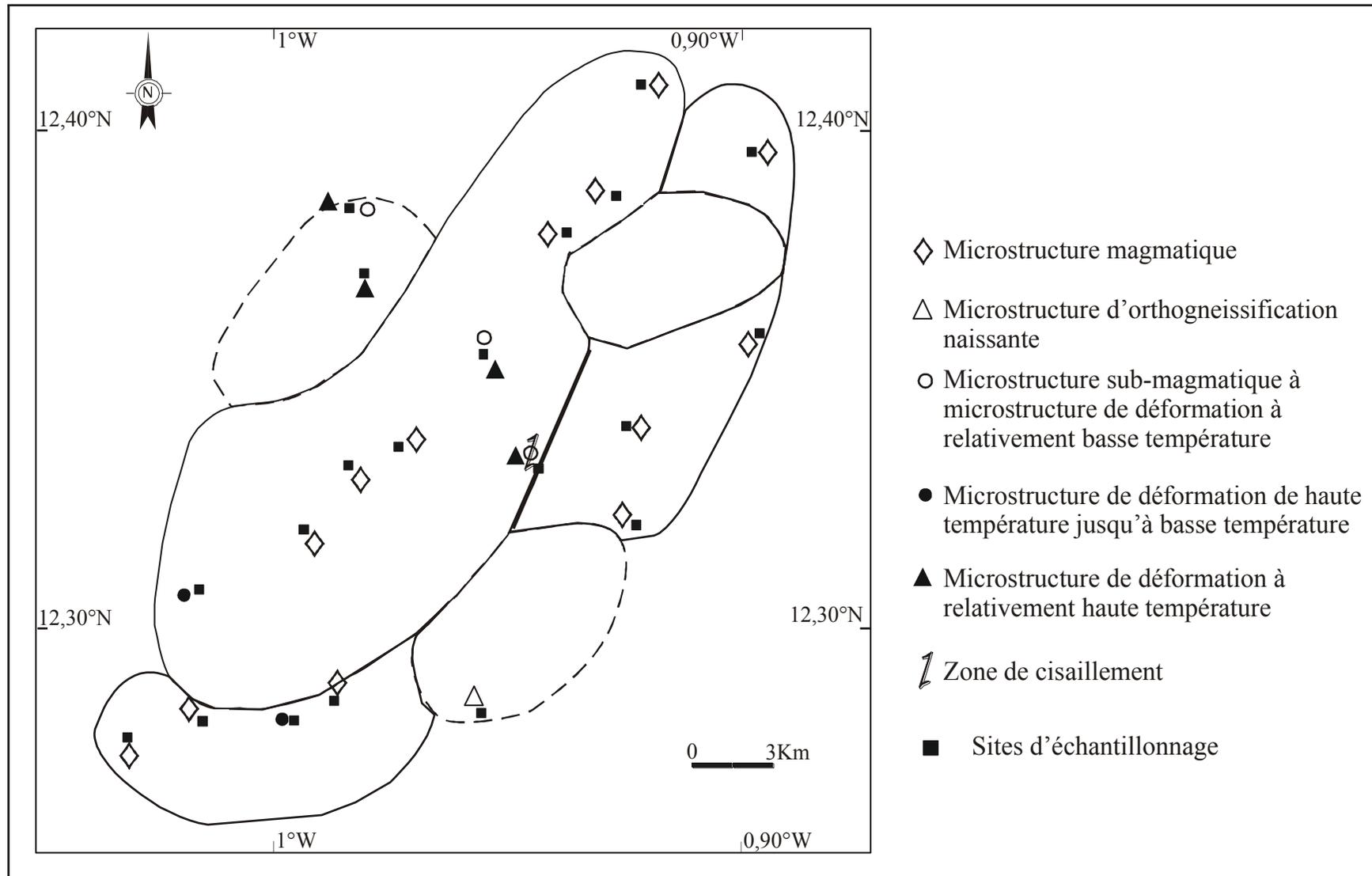
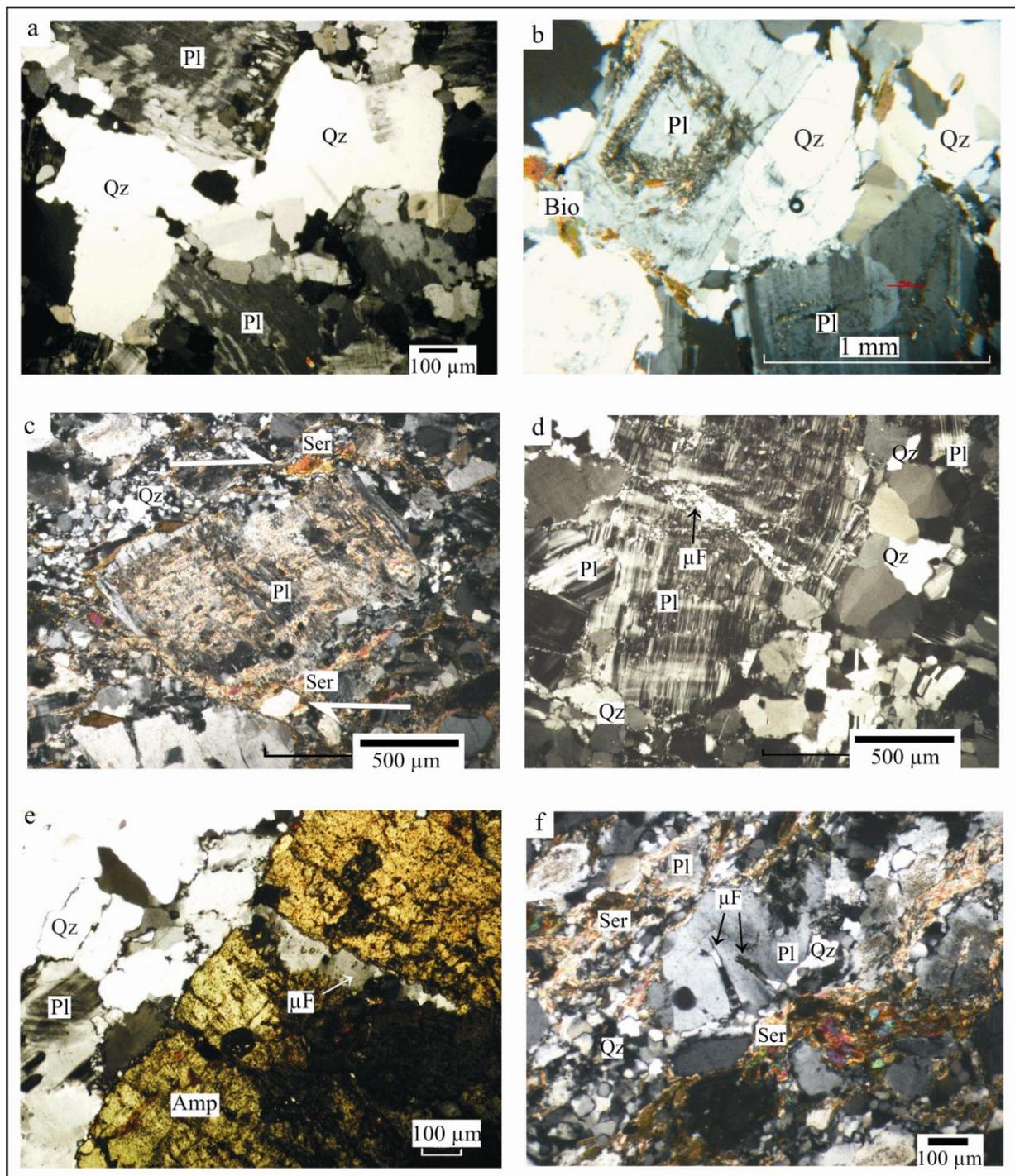


Figure II-22: Disposition des microstructures sur la carte du CMW.



Amp: amphibole; Bio: biotite; Pl: plagioclase; Ser: Séricite; Qz: quartz; μ f: microfracture.

Figure II-23: Les principales microstructures du complexe magmatique de Wayen: a) La microstructure magmatique dans la monzonite quartzique; b) La microstructure magmatique dans l'encaissant granitique; c) Sens de cisaillement dextre observé dans le site Wa 05; d) La microstructure de relativement basse température; e) Surimposition de la microstructure de relativement basse température sur la microstructure sub-magmatique dans le Wa 10; f) Surimposition de la microstructure de relativement basse température sur la microstructure sub-magmatique dans le Wa 05.

- **La déformation d'état solide de relativement basse température.**

Elle est très souvent localisée. Dans la plupart des sites où elle est observée, elle se surimpose à la microstructure submagmatique (Wa 05, Wa 10, Wa 35). Au niveau du Wa 05 le caractère cisailant de cette microstructure de basse température est tout à fait évident. Un sens dextre a pu être mis en évidence à partir de l'obliquité des phénocristaux de plagioclase (Fig. II-23c).

La déformation à relativement basse température se traduit par une recristallisation complète du quartz avec des sous joints mal restaurés. De plus, certains phénocristaux de plagioclase sont microfracturés (Fig. II-23d).

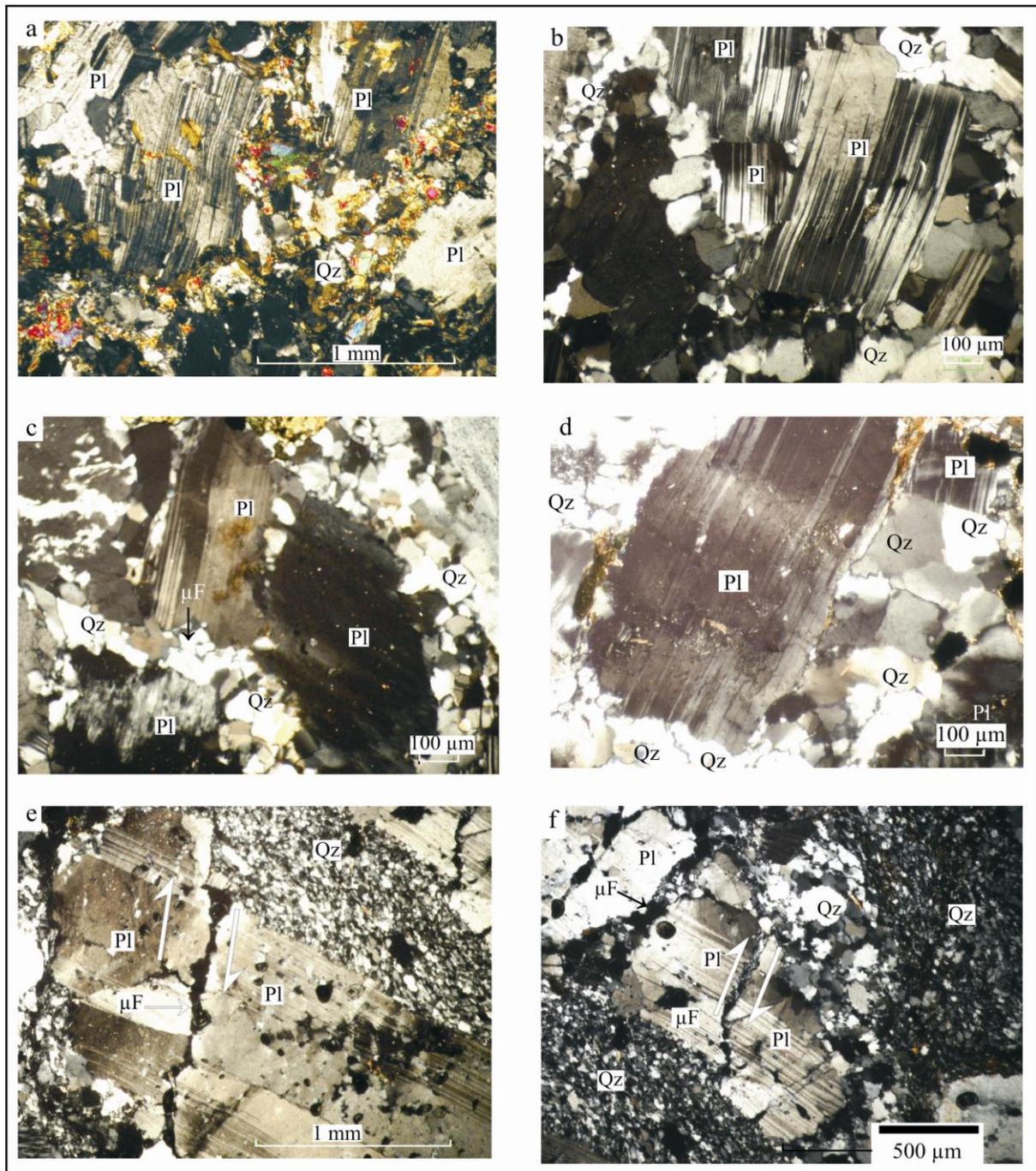
Quant à la relique de la déformation submagmatique elle se traduit par la présence de fracture non complète d'amphibole remplie de quartz dans le Wa 10 (Fig. II-23e) alors que dans la zone de cisaillement la fracture s'observe sur un minéral de plagioclase (Fig. II-23f).

- **La déformation d'orthogneissification**

Elle n'est également observable que dans la trachyandésite porphyrique. Elle se traduit par une flexuration des plagioclases (Fig. II-24a).

- **La déformation à l'état solide de haute température jusqu'à relativement basse température**

On ne l'observe qu'aux limites du pluton. A l'ouest dans la monzonite quartzique (Fig. II-24b et c) et au sud dans l'encaissant granitique (Fig. II-24d). Elle se traduit par une flexuration des plagioclases et des figures de polygonisation dans le quartz qui sont caractéristiques de la déformation à haute température. La déformation de basse température est caractérisée par une fracturation des plagioclases dont la disposition des tronçons traduit le plus souvent le caractère cisailant de la déformation (Fig. II-24e et f).



Pl: plagioclase; Qz: quartz; μ f: microfracture

Figure II-24: *Les principales microstructures du complexe magmatique de Wayen: a) La microstructure de haute température dans la trachyandésite porphyrique; b) La microstructure de haute température dans la monzonite quartzique; c) La microstructure de relativement basse température dans la monzonite quartzique; d) Surimposition de la microstructure de relativement basse température sur la microstructure de haute température au niveau de l'encaissant granitique; e et f) Surimposition de la microstructure de relativement basse température sur la microstructure de haute température avec des microcisaillements qui permettent de donner un sens dextre au mouvement.*

4- Conclusion à l'étude structurale

L'utilisation de la méthode de susceptibilité magnétique et d'anisotropie de la susceptibilité magnétique nous a permis de mettre en évidence la fabrique (linéation et foliation) des roches de la zone de Wayen. Elle nous a permis en outre de mettre en évidence les propriétés magnétiques de ces roches. C'est ainsi qu'il ressort que la susceptibilité dans les différentes roches de la zone de Wayen est surtout due à la présence de la magnétite (Fig. II-15). Cette présence de la magnétite empêche toute corrélation entre la susceptibilité magnétique et la pétrographie. Il en est de même pour l'anisotropie totale qui ne corrèle pas bien avec les microstructures (Fig. II-25). On constate en effet que certaines roches ayant subi des déformations à l'état solide ont un taux d'anisotropie relativement plus faible que des roches à microstructure magmatique.

Les trajectoires de foliation sont généralement concentriques aussi bien au niveau de la monzonite quartzique que dans la trachyandésite. Ces directions de foliations coïncident bien avec celles de l'encaissant sauf vers le Sud où certaines sont sécantes.

Pour ce qui est de la linéation, on constate que les zones à fortes valeurs de pendage occupent des petites zones qui peuvent être considérées comme les zones d'alimentation du magma. Les azimuts des zones à faible plongement quant à eux correspondent à la direction d'étirement ou d'écoulement du magma. Donc pour la zone de Wayen cette direction est NE-SW.

V- DISCUSSION ET CONCLUSION

Les observations au microscope et les analyses géochimiques montrent que la "syénite" de Wayen est en fait une monzonite quartzique qui recoupe une trachyandésite porphyrique, un granite à grains fins ou moyens et des métavolcanites. La fabrique du Complexe Magmatique de Wayen (CMW) obtenue à partir des mesures de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique montre une orientation moyenne NE-SW qui est conforme avec celle de l'encaissant immédiat. Ces observations pour des roches à microstructures magmatiques en majorité montrent que la monzonite quartzique de Wayen se met en place au cours d'un cisaillement dextre NE-SW. Puis, postérieurement, de manière très localisée, se développe des couloirs de cisaillement NW-SE qui imprime une fabrique secondaire. Toutes ces observations concordent avec les données d'interprétation des images de géophysique aéroportée (Fig. II-26).

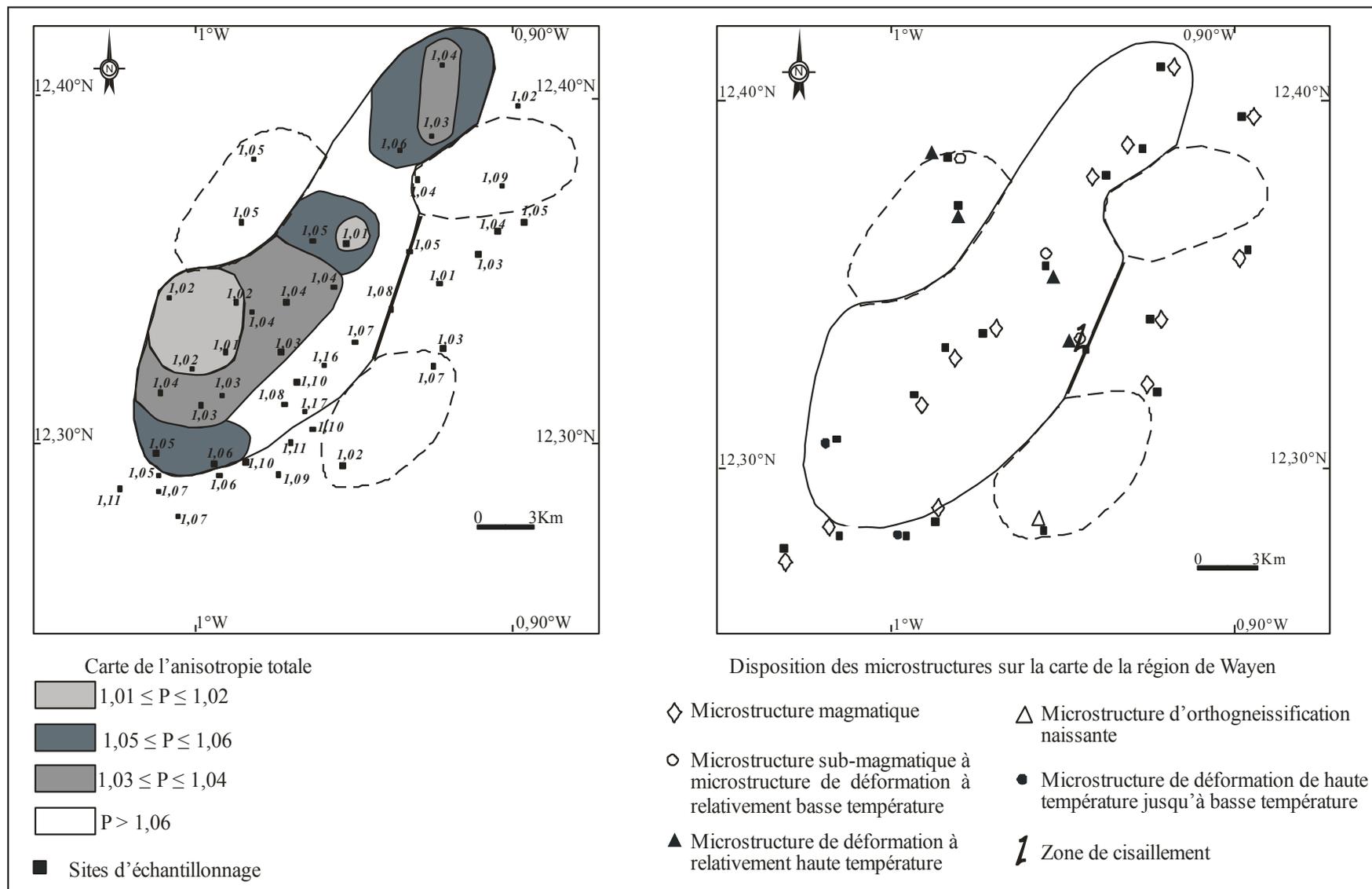


Figure II-25: Comparaison de l'anisotropie totale et des microstructures au niveau du Complexe Magmatique de Wayen et de son encaissant.

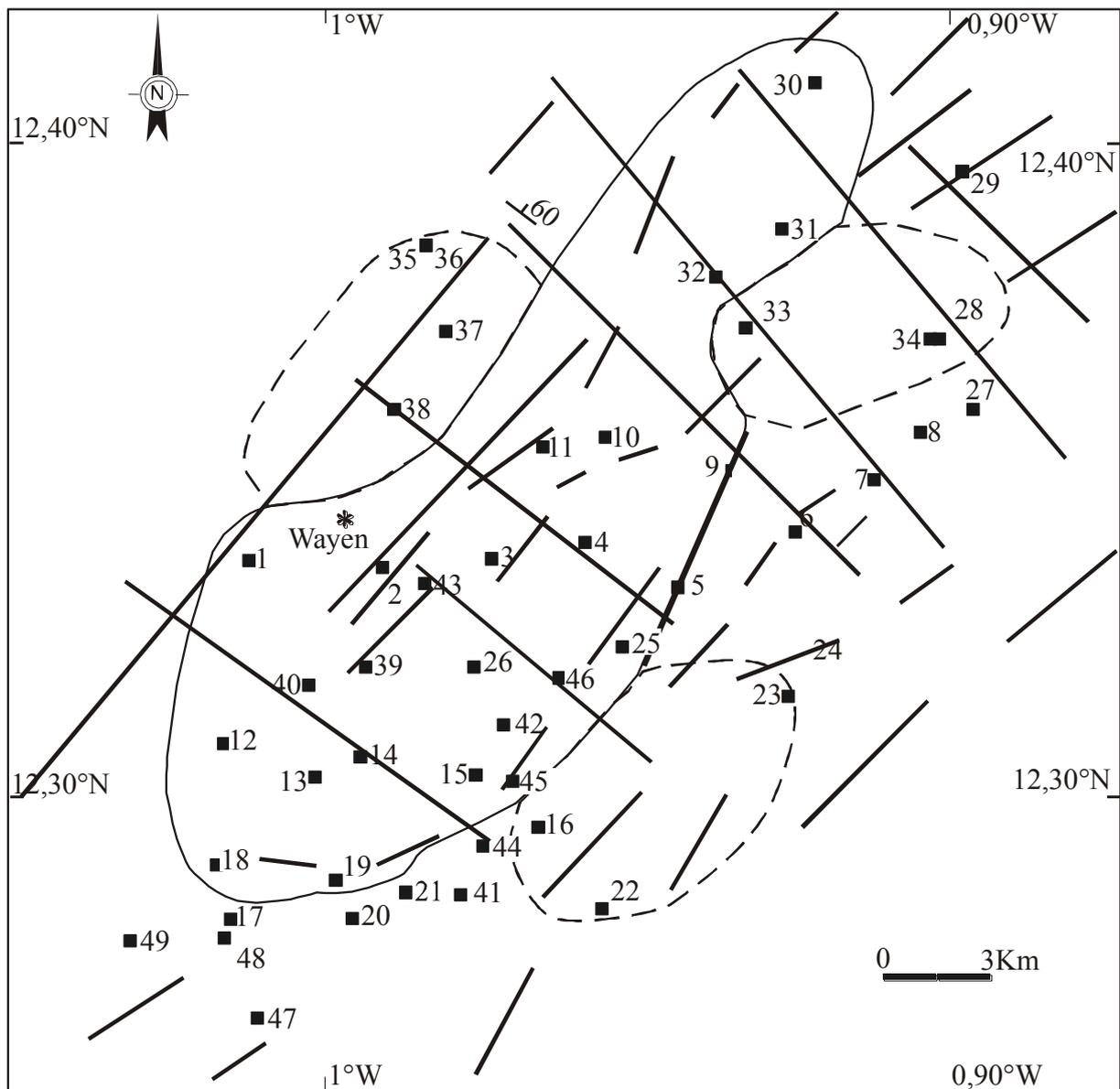


Figure II-26 : Carte linéaire obtenue à partir de l'interprétation des images aéroportées.

Au regard du contexte géologique local, on peut proposer le scénario de mise en place suivant :

- (1) Mise en place des ceintures de roches vertes (métabasaltés et mégabbros associés, métarhyolite et métasédiments) (Fig. II-27a).
- (2) Mise en place des granitoïdes à caractère de tonalite, trondhjémite et granodiorite (TTG) (Fig. II-27b).
- (3) Mise en place des granites à biotite et amphibole (Fig. II-27c).

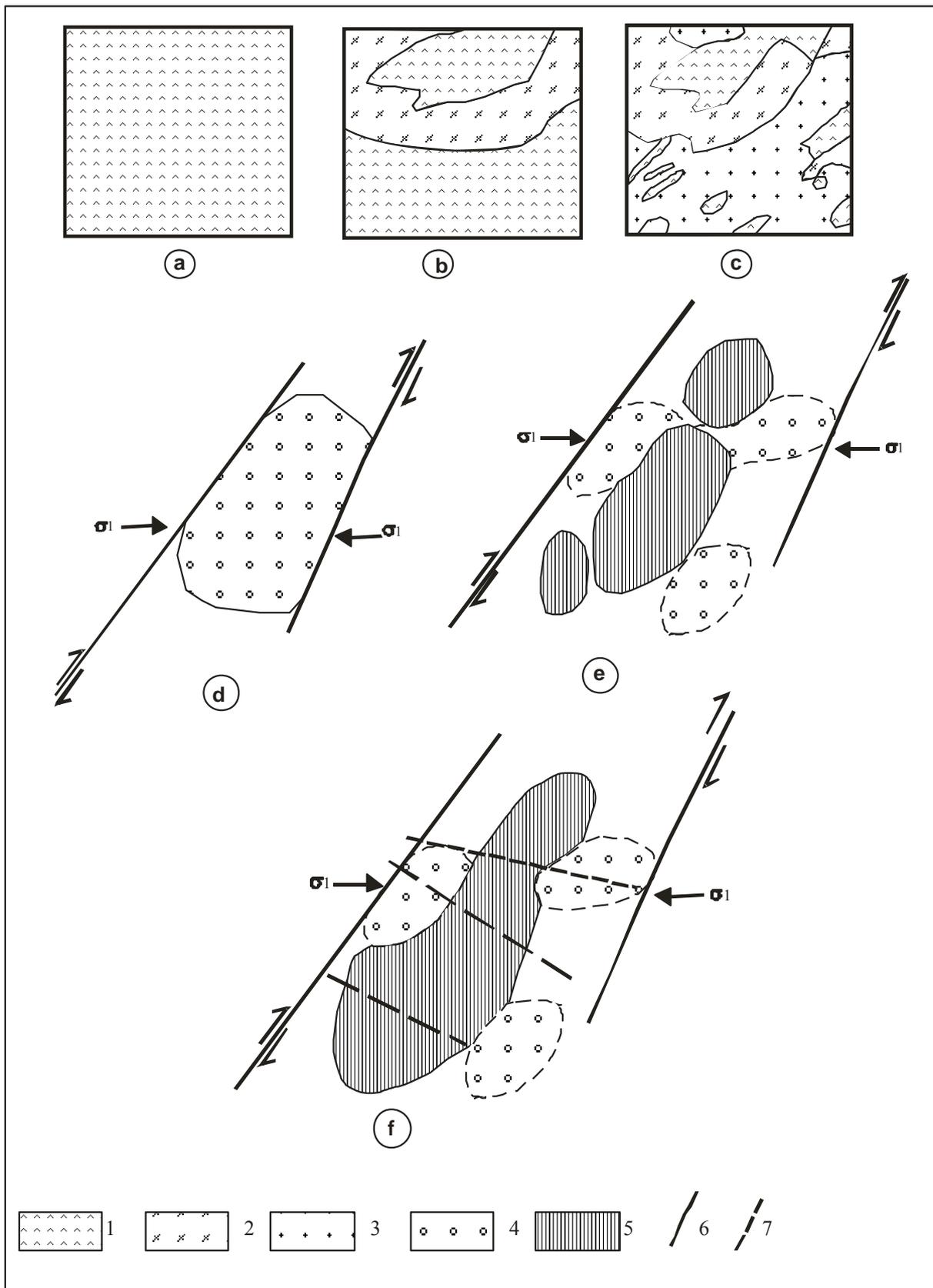


Figure II-27: Les étapes successives de la mise en place du CMW. 1: Métasédiments; 2: Granitoïdes TTG ; 3: Granites à biotite et amphibole ; 4: Trachyandésitique porphyrique ; 5: Monzonite quartzique ; 6 et 7: Cisaillement transcurrent.

- (4) Création d'un bassin de type "pull apart" ou d'une structure de distension similaire dans une zone de relai distensif des zones de cisaillement transcurrent dextre NE-SW. Cet épisode distensif est accompagné d'une activité volcanique fissurale de nature alcaline à l'image de celle des zones de rifts actuels. Ce volcanisme met en place des trachyandésites (Fig. II-27d).
- (5) Le serrage Est-Ouest domine sur le mouvement tangentiel NE-SW et entraîne ainsi une fermeture de la structure de distension, obligeant ainsi le magmatisme alcalin à se poursuivre en plutonisme avec la mise en place de la monzonite quartzique (Fig. II-27e).
- (6) Le cisaillement transcurrent se poursuivant, les plutons initialement subcirculaires prennent une forme elliptique et s'accolent les uns aux autres (Fig. II-27f).
- (7) Finalement il se forme des couloirs de cisaillement étroits tardifs de directions E-W et WNW-ESE (Fig. II-27f).

Ces résultats permettent de conclure que certains plutons de granitoïdes alcalins de la dorsale de Man sont tardi-orogéniques et pas forcément post-orogéniques comme cela est souvent décrit dans la littérature.



LE PLUTON
GRANITIQUE DE DEOU

I- CADRE GEOLOGIQUE

Le granite alcalin de Déou qui fait l'objet de cette étude se situe au Nord du Burkina Faso entre les longitudes 0,60°W et 0,80°W et entre les latitudes 14,55°N et 14,80°N. Le pluton de granite alcalin a été cartographié comme tel par Delfour et Jeambrun (1970) lors du levé de la carte géologique au 1/200 000 du degré carré de l'Oudalan.

Le pluton de Déou est en contact avec les formations birimiennes composées de métavolcanites et des tonalite-trondjémite-granodiorite (TTG) au Sud, de gabbros et d'orthoamphibolites à l'Est, de métavolcanites, de métasédiments et de TTG à l'Ouest (Fig. III-1). Au Nord, le pluton est directement en contact avec les grès quartziques d'âge néoprotérozoïque qui sont sensés reposer en discordance sur les formations birimiennes (Fig. III-1). On est donc amené à se demander si une partie de ce pluton n'est pas masquée dans cette partie Nord. Dans cette région Nord où les formations dunaires sub-actuelles sont courantes, elles masquent localement les formations géologiques antérieures. C'est le cas dans le quart Nord du pluton de Déou où ces dunes ont une orientation quasiment E-W (Fig. III-1).

Sur le plan structural, la zone de Déou est surtout marquée par la présence de multiples fractures. Ces fractures peuvent être rangées dans trois classes de direction à savoir NE-SW, N-S et W-E (Fig. III-2).

II- CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PRINCIPALES UNITES

Les travaux de terrains ont principalement porté sur le pluton de granite alcalin de Déou (III-a,b,c,d). Il a fait l'objet d'échantillonnage avec un espacement régulier des sites d'environ 2 km. Lorsque les conditions d'affleurement le permettent, des échantillons sont aussi prélevés dans son proche encaissant. Le proche encaissant se compose d'une microdiorite, d'un métabasalte (III-e) et de grès quartzique (III-f).

1- Le granite alcalin de Déou

Sur le terrain, le granite alcalin affleure souvent sous forme de colline (Fig. III-3a) et parfois à ras du sol (Fig. III-3b). La roche est grenue, leucocrate avec une teinte rosée. En macroscopie, deux types de formations ont été défini pour le pluton de granite alcalin en fonction de la taille du grain. Il s'agit du granite alcalin à grains grossiers avec des tailles de grains compris entre 2 et 4 mm (Fig. III-3c) et du granite alcalin aplitique (Fig. III-3d).

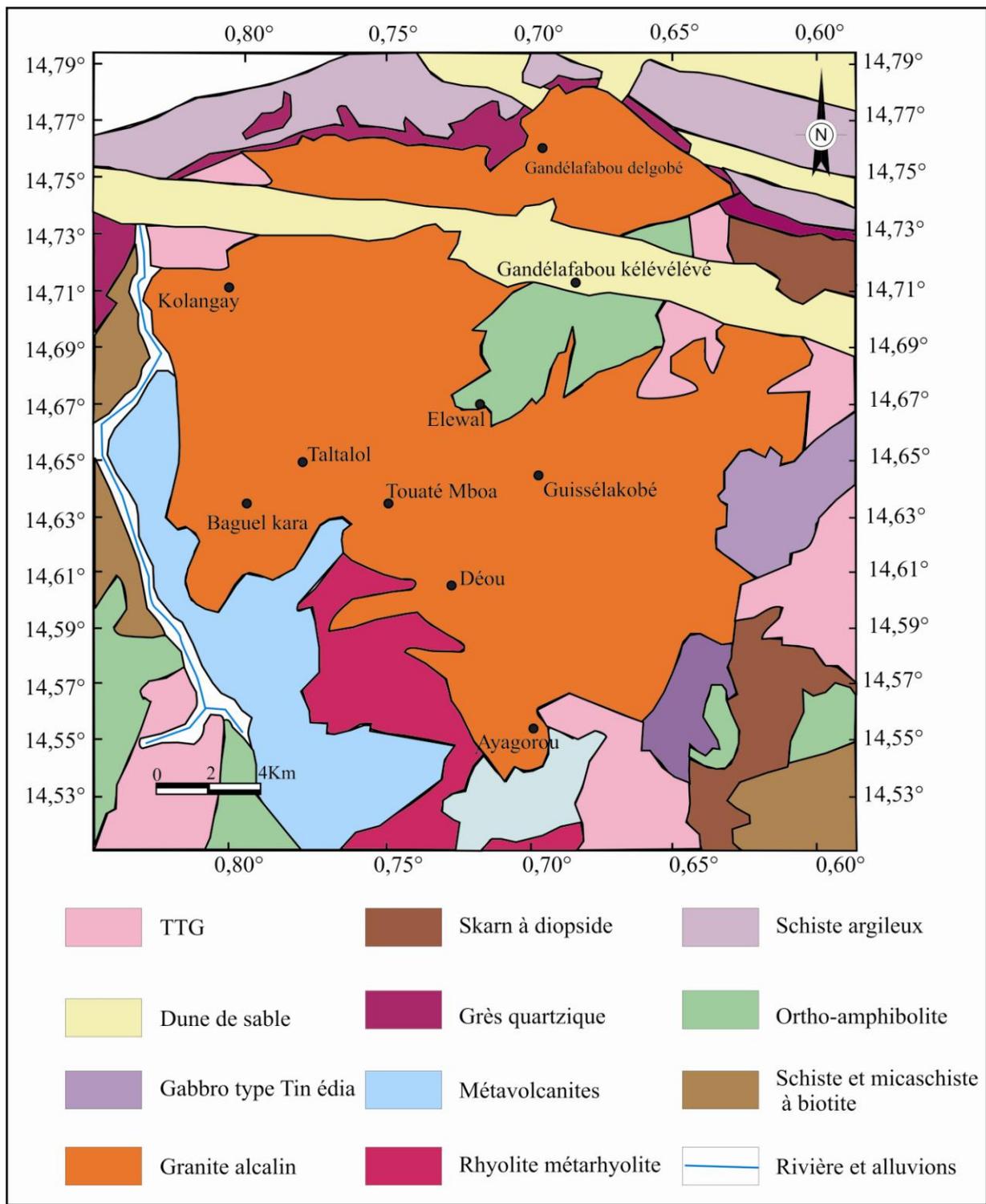


Figure III-1: Carte géologique de la région de Déou (Delfour et Jeambrun, 1970).

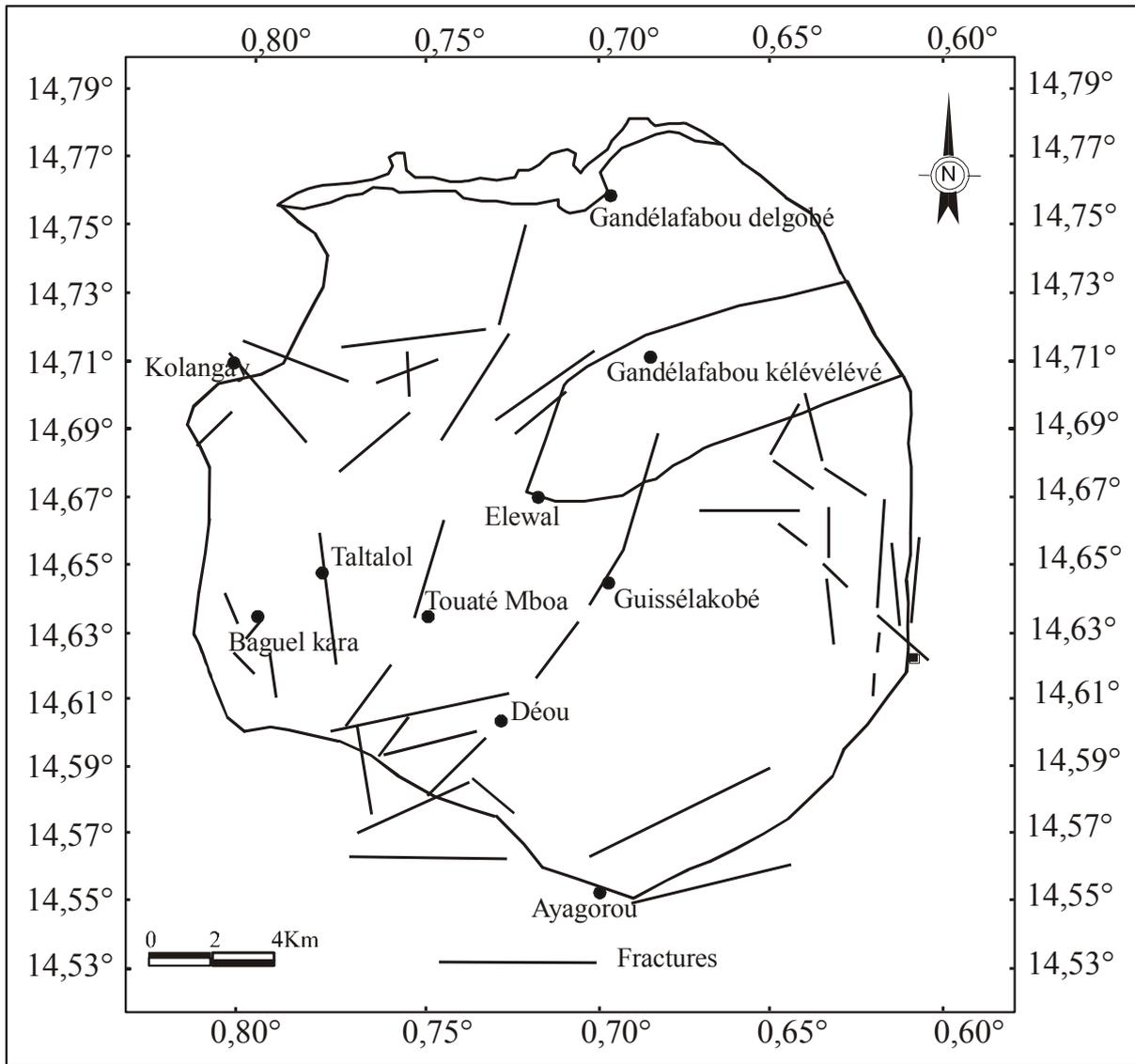
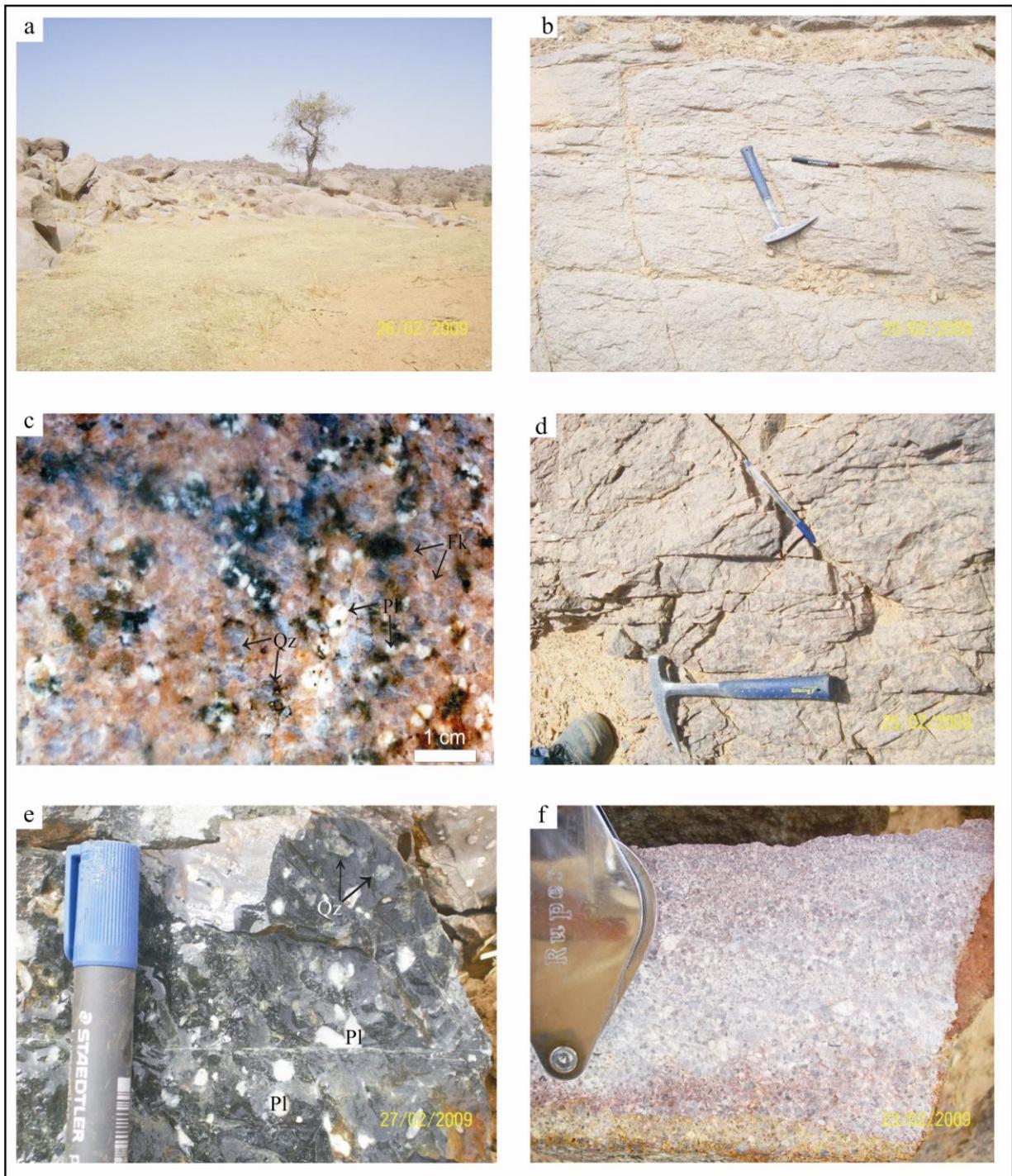


Figure III-2: Carte des fractures majeures de la région de Déou (Delfour et Jeambrun, 1970).



Pl: plagioclase; Qz: quartz; Fk: feldspath potassique

Figure III-3 : Les principaux faciès pétrographique de la zone de Déou vus en macroscopie.
a,b,c : granite à grains grossiers ; **d** : granite aplitique ; **e** : metabasalte ; **f** : grès quartzique.

Au microscope, chacun des deux faciès peut être subdivisé en fonction de la texture. Dans les deux faciès on distingue un sous faciès granophyrique et un sous faciès non granophyrique auxquels il faut ajouter un sous faciès en rosette dans le cas du faciès aplitique.

1-1- Le faciès grossier

En microscopie les principaux minéraux observés à la fois dans les deux sous faciès sont la biotite, le plagioclase, le microcline et le quartz (Fig. III-4a,b). L'amphibole est présente en très faible proportion (3%) seulement dans le sous faciès non granophyrique.

La biotite se présente généralement en paillettes de façon isolée et très rarement en amas. Elle se rencontre parfois en inclusion dans les feldspaths (Fig. III-4c). Elle a une taille de 300 à 500 μm et est souvent chloritisée et/ou en voie d'oxydation. Elle ne représente que 5% du volume total de la roche.

Le plagioclase est sub-automorphe avec une taille de 1 à 3 mm. Il présente des traces de transformation en micas blancs. Des petites paillettes de biotites s'observent en inclusion dans le plagioclase. Les plagioclases représentent environ 15 à 20% du volume de la roche.

Le microcline avec une taille de 2 à 4 mm est en général microperthitique et des fois pœcilitique avec des petits cristaux de plagioclase. Il renferme également des biotites qui sont en général en voie de chloritisation. Ils présentent les mêmes types de transformation que les plagioclases et représentent environ 45 à 50% du volume total de la roche (Fig. III-4c).

Le quartz aussi est sub-automorphe avec des tailles d'environ 2 à 4 mm mais certains sont aussi de plus petites tailles. Il représente environ 25 à 30% du volume de la roche.

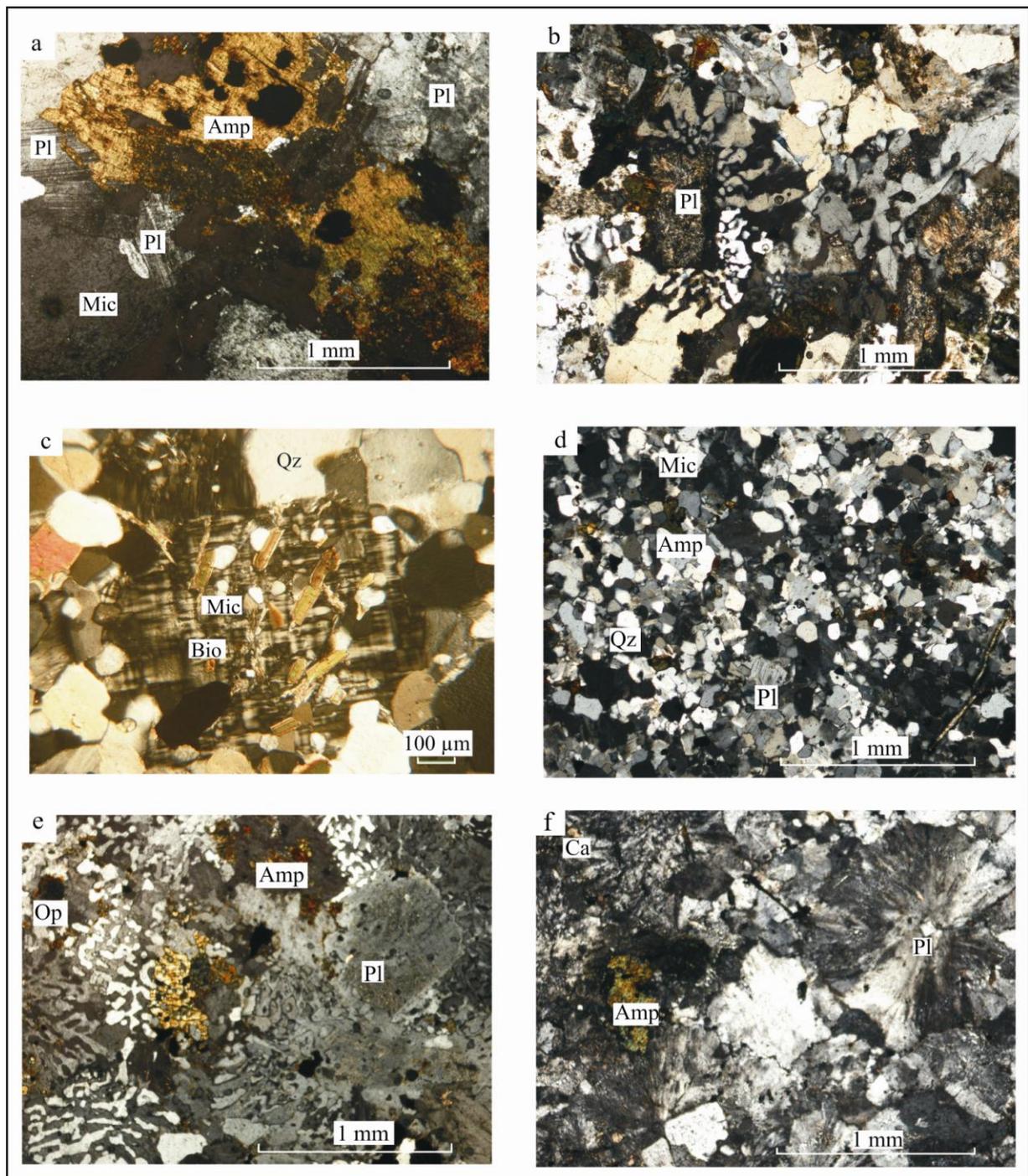
L'amphibole a une forme prismatique trapue avec une taille variant entre 100 et 300 μm . Elle est des fois observable à l'intérieure des plagioclases. Elle est en général chloritisée et parfois en voie d'oxydation ou presque entièrement oxydée. Elle représente environ 3% du volume du faciès non granophyrique.

Les opaques existent sous forme de minéraux accessoires.

1-2- Le faciès aplitique

Le caractère commun à tout le faciès aplitique est sa composition minéralogique faite d'amphibole, de biotite, de plagioclase, de microcline et de quartz (Fig. III-4d,e,f).

L'amphibole a une taille variant entre quelques dizaines de μm à 300 μm . elle est parfois chloritisée à des degrés plus ou moins variables. Sa proportion varie entre 3 à 5% du volume de la roche.



Amp: amphibole; Bio: biotite; Pl: plagioclase; Mic: microcline; Qz: quartz; Ca: calcite; Op: opaque

Figure III-4: Les principaux faciès du granite de Déou vus en microscopie. a,b,c : faciès grossier ; d,e,f : faciès aplitique.

La biotite se présente en fine lamelle de 100 à 300 μm isolée ou en amas. Certaines biotites sont en voie de chloritisation. Elle représente environ 5% du volume de la roche.

Le plagioclase est sub-automorphe et sa taille varie de quelques dizaines de μm à environ 600 μm . Il présente parfois des marques d'altération en micas blancs. Les plagioclases occupent une proportion assez importante (20%) du volume de la roche.

Le microcline occupe une proportion très importante du volume de la roche (40 à 55%). Il est parfois microperthitique et/ou pœcilitique.

Le quartz se présente en cristaux dont les tailles avoisinent celles des plagioclases. Il occupe environ 20 à 30% du volume de la roche.

Les minéraux accessoires sont des carbonates (grains d'environ 300 μm) et des opaques de formes cubiques.

Dans le cas de la texture granophyrique, c'est surtout l'association feldspaths alcalins et quartz qui est visible en lieu et place des microclines libres (Fig. III-4e).

La texture granophyrique présente une variante en rosette (Fig. III-4f). Cette variante en rosette est caractérisée par une très faible proportion des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole).

2– Le proche encaissant

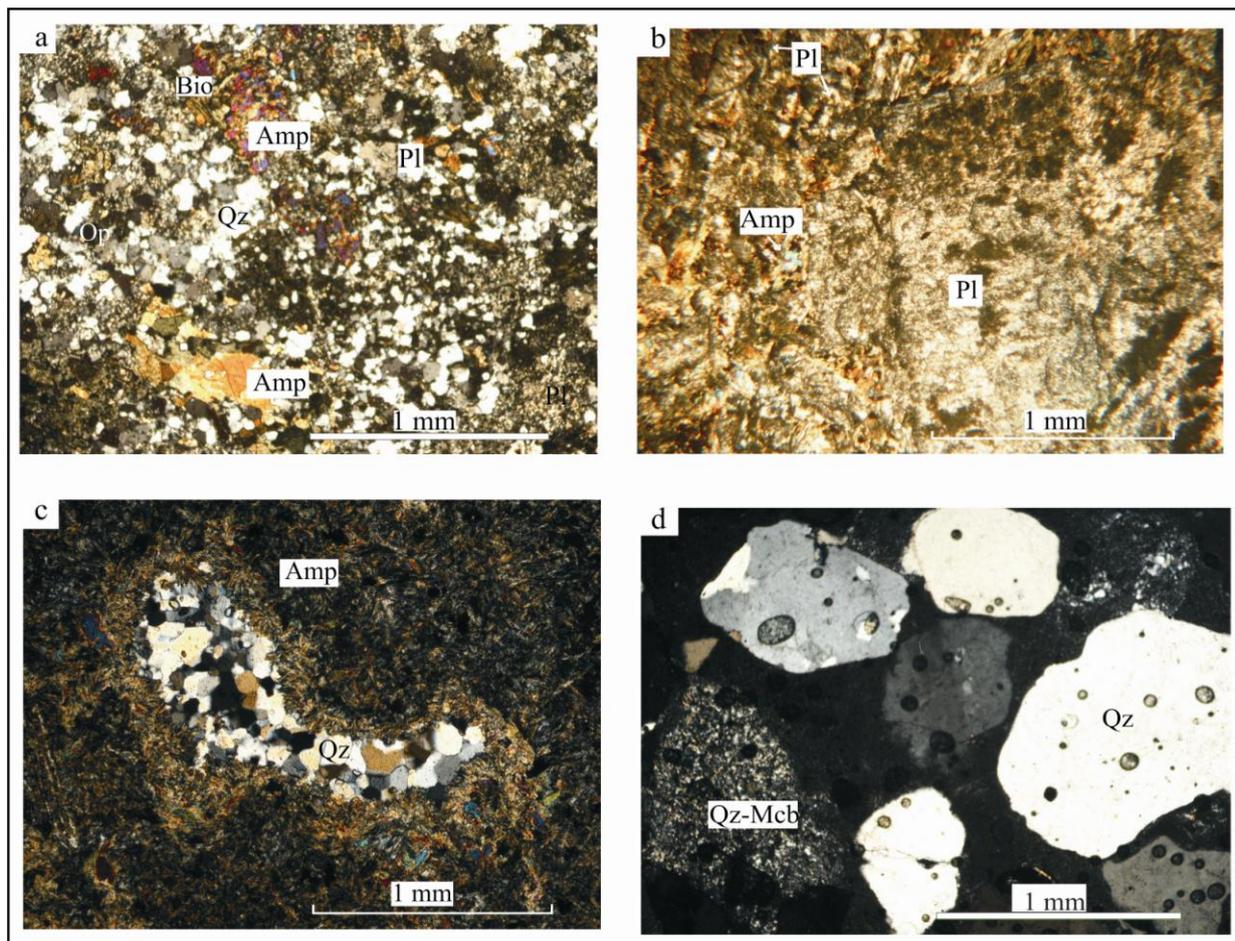
Le proche encaissant se compose de microdiorite quartzique à l'Est et au Sud Est, de metabasalte à l'Ouest et au Sud et de grès quartzique au Nord.

2-1- La microdiorite quartzique

Dans la portion de terrain correspondant à la microdiorite quartzique, le recouvrement latéritique est si important que les affleurements sont discontinus et à ras du sol. La microdiorite quartzique est leucocrate avec des grains isogranulaires.

En lame mince, elle a une texture microgrenue. La roche se compose d'amphibole, de biotite, de plagioclase, de quartz et d'opaque.

L'amphibole avec une taille de quelques dizaines de μm à 500 μm n'est pas automorphe et est parfois associée à la biotite. L'amphibole est en voie de transformation en chlorite. Elle représente environ 45% du volume total de la roche (Fig. III-5a).



Amp: amphibole; Bio: biotite; Pl: plagioclase; Qz: quartz; Qz-Mcb: quartz-micas blancs; Op: opaque.

Figure III-5: Les principaux faciès du proche encaissant du granite de Déou vus en microscopie. **a,b,c** : metabasites ; **d** : grès quartzique.

La biotite est presque toujours associée à l'amphibole. Elle présente un début de chloritisation et représente environ 5% du volume total de la roche.

Le plagioclase a une taille de quelques dizaines de μm et ne présente pas de trace de transformation. Il représente environ 18% du volume total de la roche.

Le quartz a presque les mêmes tailles que le plagioclase et représente environ 30% du volume total de la roche.

Les opaques sont présents en faible proportion.

2-2- Les metabasaltes

Le metabasalte est aussi à ras de sol de couleur vert sombre. La roche est microlithique avec des phénocristaux de plagioclases qui peuvent atteindre 4 mm. On y rencontre des ocelles de quartz (Fig. III-3e).

Au microscope la roche présente la texture "doléritique" avec un entrelacement entre les minéraux d'amphibole et les minéraux de plagioclases qui sont sous forme de lattes (Fig. III-5b).

L'amphibole se présente en cristaux dont les tailles sont de l'ordre de quelques dizaines de μm avec une proportion d'environ 38% du volume total de la roche. Elle est plus ou moins transformée en actinote suivant les cristaux.

Le plagioclase a une taille de grains variant entre quelques dizaines de μm et 1mm. Il présente des transformations en micas blancs et calcite. Il représente environ 60% du volume total de la roche.

Les ocelles de quartz sont presque entièrement recristallisés avec des sous-grains qui ont des sous-joints bien polygonisés (Fig. III-5c).

Enfin on a des opaques qui sont les minéraux accessoires de la roche.

2-3- Le grès quartzique

A l'affleurement, les roches présentent un litage avec un granoclassement marqué par une alternance de niveaux clairs à grains grossiers et de niveaux ferrugineux à grains plus fins de couleur rougeâtre. Les niveaux ferrugineux sont moins épais que les niveaux clairs (Fig. III-3f).

En microscopie, la roche est composée uniquement de grains de quartz avec de l'argile un peu oxydé comme ciment (Fig. III-5d).

Dans le ciment, on observe aussi quelques micas blancs. La taille des grains est en moyenne de 1 mm, mais on peut en observer de quelques dizaines de μm . Ces grains de quartz n'ont pas de bordures anguleuses mais légèrement émoussées preuve qu'ils ont subi un transport plus ou moins important. On peut donc supposer que ces grains de quartz proviennent du granite à cause de leur taille. En effet, ces grains de quartz ont pratiquement la même taille que celle du granite à grains grossiers de Déou.

3- Conclusion à l'étude pétrographique

Dans la zone d'étude, les principales unités géologiques se composent de granites alcalins qui sont au cœur de notre étude, de metabasaltes, de microdiorite et de grès quartzique qui constituent l'encaissant du granite. Il est probablement recouvert en discordance au Nord par les formations gréseuses du Néoprotérozoïque.

Quelle que soit sa structure (grossière ou aplitique), la composition minéralogique est à peu près identique. Seules les proportions des différents minéraux varient relativement d'un faciès à l'autre.

La texture granophyrique (grossier ou aplitique) est caractérisée par une cristallisation simultanée des derniers feldspaths alcalins et le quartz. On peut proposer l'ordre de cristallisation dans lequel les minéraux ferromagnésiens et les opaques (probablement de la magnétite) se mettent en place les premiers. Les feldspaths alcalins et les quartz sont les derniers à se former.

Dans tous les cas, la texture granophyrique est un argument qui milite en faveur de la mise en place du pluton de Déou à un niveau relativement haut dans la croûte préexistante (Bonin, 2007).

III- CARACTERES GEOCHIMIQUES DU GRANITE ALCALIN DE DEOU

1- Géochimie sur les minéraux

Les amphiboles et les feldspaths de certains échantillons du pluton ont fait l'objet d'analyse à la microsonde électronique Camebax SX 50 du Laboratoire des Mécanismes et Transfert en Géologie de Toulouse (LMTG). Il s'agit des amphiboles du granite grossier non granophyrique (De 72) (Tableau III-1), des feldspaths du granite grossier non granophyrique (De 72 et De 98) (Tableau III-2 et III-3) et de ceux du granite aplitique non granophyrique (De 60) (Tableau III-4).

Tableau III-1 : Données d'analyse chimique de l'amphibole du granite grossier non granophyrique (De 72)

	Amp 1	Amp 2	Amp 3	Amp 4	Amp 5	Amp 6	Amp 7	Amp 8	Amp 9
SiO₂	51,99	52,32	52,45	53,32	52,67	52,67	53,20	52,83	53,05
TiO₂	0,20	0,00	0,13	0,15	0,21	0,16	0,22	0,11	0,38
Cr₂O₃	0,00	0,03	0,13	0,10	0,16	0,04	0,00	0,10	0,00
Al₂O₃	0,52	0,33	0,36	0,30	0,41	0,39	0,42	0,71	0,38
FeO	11,86	10,61	12,00	12,11	11,64	11,37	11,54	11,30	12,03
MnO	0,33	0,17	0,45	0,34	0,39	0,31	0,39	0,28	0,38
MgO	12,74	13,01	13,15	12,99	13,32	13,34	13,30	13,13	13,57
CaO	21,31	22,51	22,00	21,93	21,53	21,95	21,44	21,57	21,25
Na₂O	0,02	0,04	0,03	0,20	0,13	0,00	0,12	0,06	0,17
K₂O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02
NiO	0,12	0,10	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,10
F	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,31
Cl	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	99,12	99,11	100,77	101,44	100,65	100,50	100,63	100,09	101,65
Oxygène	24,00								
Si	7,44	7,45	7,38	7,47	7,42	7,42	7,48	7,46	7,42
Ti	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	0,09	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,12	0,06
Fe	1,42	1,26	1,41	1,42	1,37	1,34	1,36	1,33	1,41
Mn	0,04	0,02	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	2,72	2,76	2,76	2,71	2,80	2,80	2,79	2,76	2,83
Ca	3,27	3,43	3,31	3,29	3,25	3,31	3,23	3,26	3,18
Na	0,00	0,01	0,01	0,05	0,04	0,00	0,03	0,02	0,05
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,14
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
XMg	0,66	0,69	0,66	0,66	0,67	0,68	0,67	0,67	0,67

Tableau III-2 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite grossier non granophyrique (De 72)

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8	Feld 9	Feld 10
SiO₂	68,56	68,87	63,93	66,46	68,92	68,72	68,45	68,55	68,64	68,64
TiO₂	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,10	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	19,15	19,01	18,17	18,73	19,59	18,89	19,24	19,28	19,17	19,17
FeO	0,03	0,04	0,06	0,42	0,05	0,12	0,04	0,01	0,02	0,02
MnO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,04	0,04
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,15	0,34	0,00	0,02	0,09	0,06	0,08	0,09	0,07	0,07
Na₂O	10,90	11,42	0,21	7,81	11,53	11,50	11,29	11,61	11,44	11,44
K₂O	1,28	0,09	16,40	5,58	0,12	0,19	0,58	0,17	0,24	0,24
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,15	99,78	98,78	99,02	100,36	99,63	99,77	99,81	99,61	99,61
Oxygène	32,00									
Si	3,00	3,02	2,99	2,99	3,00	3,02	3,00	3,00	3,02	3,02
Ti	0,00	0,00	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	0,00	0,00
Al	0,99	0,98	1,00	0,99	1,01	0,98	1,00	1,00	0,99	0,99
Fe	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,93	0,97	0,02	0,68	0,97	0,98	0,96	0,99	0,97	0,97
K	0,07	0,01	0,98	0,32	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anorthite	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Albite	0,92	0,98	0,02	0,68	0,99	0,99	0,96	0,99	0,98	0,98
Orthose	0,07	0,01	0,98	0,32	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01

Tableau III-3 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite grossier non granophyrique (De 98)

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8
SiO₂	68,12	68,37	67,65	67,65	67,45	67,17	67,01	68,42
TiO₂	0,00	0,00	0,07	0,00	0,13	0,07	0,16	0,04
Cr₂O₃	0,01	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03
Al₂O₃	19,53	19,48	20,27	19,51	20,22	19,83	18,76	19,22
FeO	0,42	0,19	0,03	0,12	0,26	0,05	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,06
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,39	0,34	0,83	0,66	1,22	1,00	0,04	0,47
Na₂O	10,94	11,12	10,98	10,32	10,90	10,98	7,12	11,17
K₂O	0,48	0,31	0,21	1,65	0,22	0,26	6,42	0,18
NiO	0,05	0,02	0,07	0,11	0,00	0,02	0,00	0,01
Total	99,92	99,87	100,10	100,14	100,41	99,40	99,52	99,59
Oxygène	32,00							
Si	2,99	3,00	2,96	2,97	2,95	2,96	3,01	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,01	1,01	1,05	1,01	1,04	1,03	0,99	1,00
Fe	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,05	0,00	0,02
Na	0,93	0,95	0,93	0,88	0,92	0,94	0,62	0,95
K	0,03	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01	0,37	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anorthite	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,05	0,00	0,02
Albite	0,95	0,97	0,95	0,88	0,93	0,94	0,63	0,97
Orthose	0,03	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01	0,37	0,01

Tableau III-4 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite aplitique non granophyrique (De 60)

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8
SiO₂	65,04	64,18	67,21	68,43	68,34	68,01	62,43	69,10
TiO₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr₂O₃	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
Al₂O₃	17,67	18,28	18,63	18,81	19,23	19,08	17,09	19,08
FeO	0,28	0,04	0,07	0,27	0,08	0,02	2,78	0,04
MnO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,35	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,00	0,00	0,05	0,15	0,03	0,00	0,01
Na₂O	0,13	0,25	8,73	12,09	11,58	9,50	0,26	11,36
K₂O	16,24	16,69	5,33	0,15	0,19	3,42	15,15	0,05
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,00	0,07
Total	99,43	99,44	100,03	99,85	99,67	100,09	98,09	99,71
Oxygène	32,00							
Si	3,04	2,98	2,97	2,99	3,00	3,00	2,97	3,04
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
Al	0,97	1,00	0,97	0,97	0,99	0,99	0,96	0,99
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
Fe²⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,02	0,75	1,02	0,98	0,81	0,02	0,97
K	0,97	0,99	0,30	0,01	0,01	0,19	0,92	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Anorthite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Albite	0,01	0,02	0,71	0,99	0,98	0,81	0,03	1,00
Orthose	0,99	0,98	0,29	0,01	0,01	0,19	0,97	0,00

Les amphiboles de l'échantillon De 72 ont un taux de silice (Si) compris entre 7,3 et 7,4 pour un XMg (XMg = [Mg/(Mg et Fe)] d'environ 0,7. La représentation des données des différentes amphiboles sur le diagramme de Leake et al. (1997) montre que leurs points représentatifs se placent dans le domaine des magnésio-hornblendes (Fig. III-6).

Pour ce qui concerne les feldspaths de tous les échantillons, ce sont les alcalins (Na⁺ et K⁺) qui dominant par rapport au Ca²⁺. Sur le diagramme Ab-An-Or, les points représentatifs des différentes analyses se positionnent le long de la ligne Ab-Or avec une concentration du maximum dans le champ de composition des albites (Fig. III-7).

La composition des plagioclases est donc tout à fait compatible avec le caractère alcalin sodique du granite de Déou.

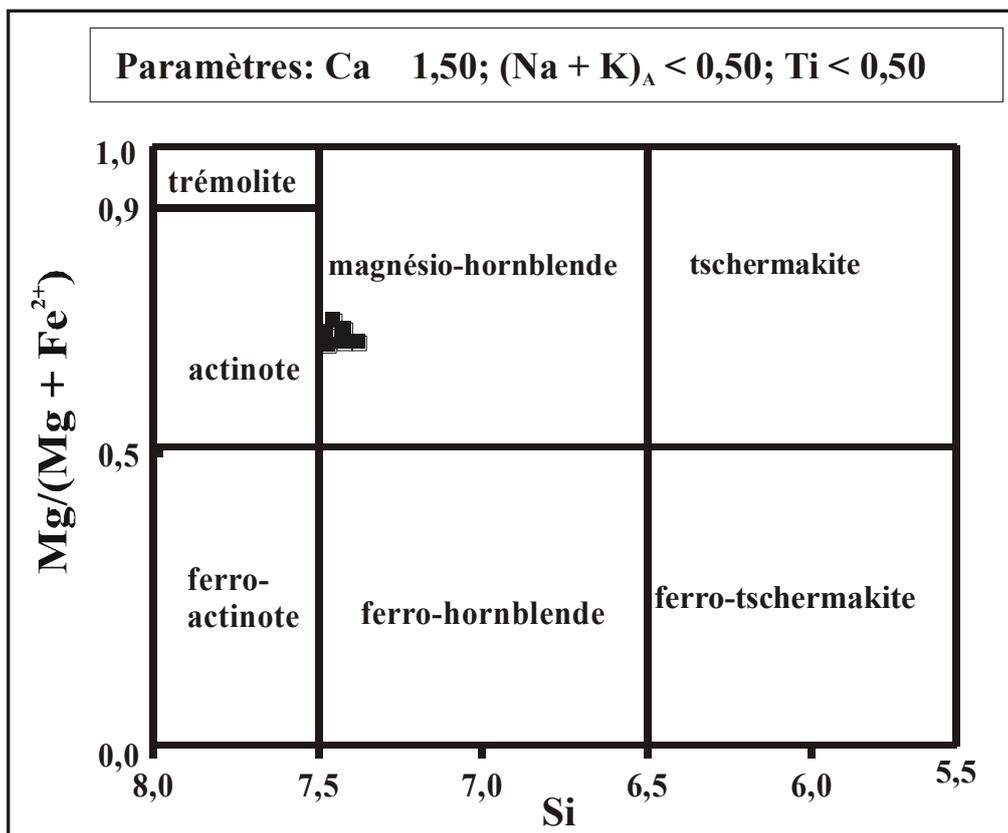


Figure III-6: Position des amphiboles du faciès grossier non granophyrique de Déou (De 72) reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).

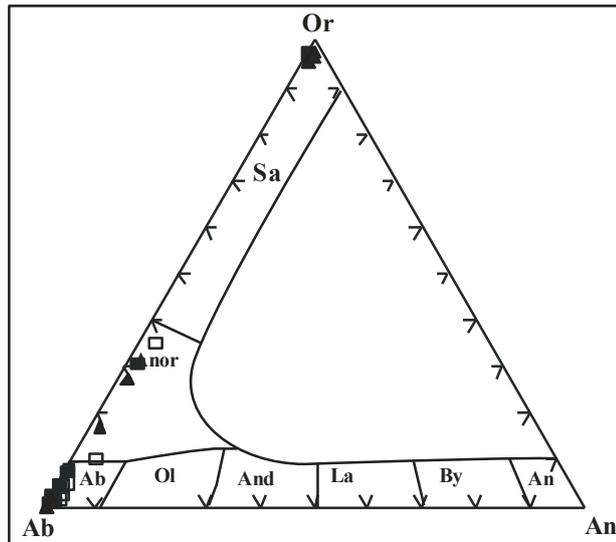


Figure III-7: Composition des plagioclases du faciès grossier non granophyrique de Déou (De 72 = carrés pleins; De 98 = Carrés vides) et du granite à grains fins (triangles pleins = De 60) dans le diagramme Or-Ab-An. An = anorthite; By = bytownite; La = labrador; And = andésine; Ol = oligoclase; Ab = albite; Anor = anorthose; Sa = sanidine; Or = orthose

2- Géochimie sur roche totale

Huit (8) échantillons représentant chacun des principaux faciès rencontrés dans la zone de Déou a fait l'objet d'analyse sur roche totale (Tableau III-5).

Tableau III-5 : Données analytiques et normatives sur roches totales du granite de Déou

Echantillons	De 79	De 98	De 50	De 58	De 08	De 51	De 61	De 69
Pétrographie	Faciès grossier non granophyrique	Faciès grossier non granophyrique	Faciès grossier granophyrique	Faciès grossier granophyrique	Faciès aplitique non granophyrique	Faciès aplitique granophyrique	Faciès aplitique en rosette	Faciès aplitique en rosette
Eléments majeurs (%)								
SiO ₂	75,70	74,4	75,30	75	76,30	74,1	74,50	73,3
TiO ₂	0,15	0,15	0,14	0,27	0,21	0,28	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	11,55	11,85	11,15	11,75	10,75	11,55	11,05	11,3
Fe ₂ O ₃	1,70	1,69	1,82	3,62	2,18	3,67	3,18	2,91
MnO	0,04	0,03	0,05	0,08	0,05	0,07	0,08	0,06
MgO	0,07	0,16	0,06	0,06	0,07	0,06	0,12	0,02
CaO	0,51	0,64	0,45	1,13	0,61	0,96	0,63	0,92
Na ₂ O	3,68	3,58	3,83	4,24	3,81	4,07	4,27	4,09
K ₂ O	4,62	4,78	3,97	3,61	3,92	3,26	3,21	3,55
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	<0,01	0,01
LOI	1,10	1,58	0,80	0,89	0,79	1,96	1,69	1,38
Total	99,20	98,88	97,70	100,68	98,90	100	99,10	98,76
A/CNK (mol.)	1,31	1,32	1,35	1,31	1,29	1,39	1,36	1,32

Echantillons	De 79	De 98	De 50	De 58	De 08	De 51	De 61	De 69
Normes (%)								
Q	34,89	33,92	38,27	34,75	39,51	36,08	37,42	35,49
Or	29,06	28,25	24,26	21,33	23,68	19,27	19,51	20,98
Ab	31,1	30,29	33,44	35,88	32,89	34,44	37,09	34,61
An	2,17	2,15	1,52	2,37	0,64	3,617	1,52	1,99
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di Wo	0,41	0,00	0,18	0,84	0,21	0,244	0,36	0,77
Di en	0,35	0,38	0,15	0,32	0,18	0,00	0,3	0,11
Di fs	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,036	0,00	0,00
Elements en trace (ppm)								
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10
Ni	2	<1	2	<1	2	<1	2	<1
Co	132	146	144	148	183	146	138	108
Ga	23,1	21,8	25,7	22	18,3	21,8	22	23,4
V	11	5	<5	<5	<5	<5	11	<5
Pb	12	20	13	10	<2	9	4	8
Rb	164,5	156	144,5	85,9	75,8	76,3	94,1	101,5
Cs	3,95	3,15	1,95	0,98	0,19	0,76	0,84	1,51
Ba	785	736	607	742	1435	908	933	732
Sr	32,1	45,4	43,5	89,9	35,6	110	90,2	84,6
Ta	1,4	1,4	2,3	1	0,7	0,8	1,1	1,4
Nb	17,2	17,2	25,3	14,7	10,3	13,7	15,3	18,2
Hf	9,5	8,8	11	13,6	9,3	13,8	14,1	13,9
Zr	303	256	310	508	365	530	534	509
Y	68,6	63,8	102	81,4	58,2	87,6	93,8	84,9
Th	5,9	5,97	7,73	5,43	3,29	5,1	5,59	6,14
U	2,22	2,73	2,74	1,88	0,86	1,72	1,97	2,32
Zn	151	163	147	124	80	116	111	141
Cu	9	9	<1	4	<1	3	<1	2
W	708	796	700	826	931	807	717	587
Sn	4	12	4	3	1	2	4	3
Sb	0,24	0,48	0,18	<0,05	<0,05	0,08	<0,05	0,12
Terres rares (ppm)								
La	43,7	36,2	44,7	39	34,3	43,6	62,7	43,6
Ce	92,9	77	111	87,6	78,8	90,8	124	93,1
Pr	12,2	10,05	12,8	11,35	10,75	12,35	17,95	12,2
Nd	48,5	40,6	52,5	46,1	45,2	51	73,2	49,9
Sm	11,45	10,05	12,95	11,5	10,55	12,55	16,95	12,4
Eu	1,7	1,4	2,37	2,5	1,95	2,8	3,95	2,73
Gd	12,5	10,4	15,2	12,95	11,5	14,2	19	13,3
Tb	2,1	1,8	2,85	2,29	1,95	2,49	3,14	2,39
Dy	12,3	11,2	17,5	14,1	11,35	15	18,25	14,9
Ho	2,54	2,37	3,8	2,99	2,35	3,16	3,84	3,19
Er	7,86	7,27	11,45	9,09	6,63	9,3	11	9,58
Tm	1,11	1,1	1,71	1,33	0,95	1,32	1,6	1,41
Yb	7,28	7,16	10,7	8,65	5,91	8,37	9,97	9,38
Lu	1,1	1,1	1,65	1,28	0,92	1,26	1,49	1,4
ΣREE	257,24	217,7	301,18	250,73	223,11	268,20	367,04	269,48
(La/Yb)N	4,80	4,04	3,34	3,61	4,64	4,17	5,03	3,72
Eu/Eu*	0,43	0,42	0,52	0,62	0,54	0,64	0,67	0,65

Dans le diagramme $[(Al_2O_3) / (CaO + Na_2O + K_2O)]$ (A/CNK) en fonction de SiO_2 , tous les points représentatifs de tous les échantillons se trouvent dans le domaine des roches peralumineuses (Fig. III-8) avec un caractère des granites de type S ($A/CNK > 1,1$).

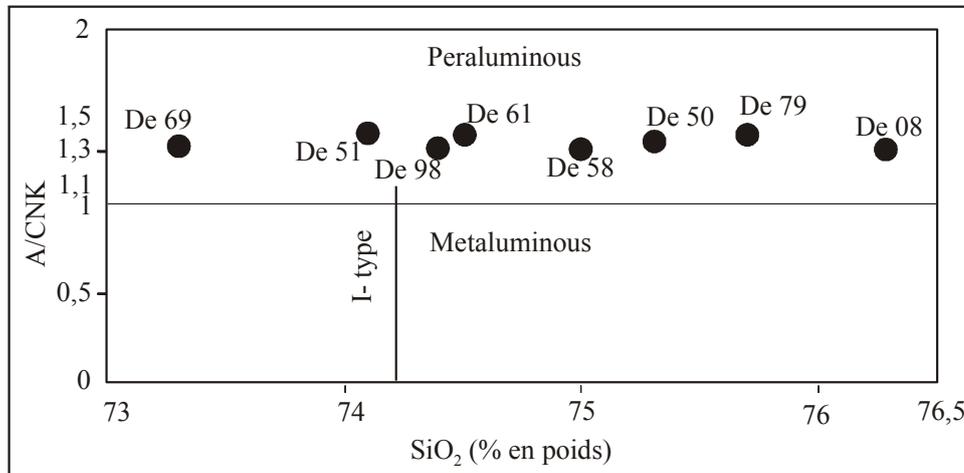


Figure III-8: Discrimination chimique dans le diagramme A/CNK $[Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]$ en fonction de SiO_2 du granite de Déou.

Dans les diagrammes de Whalen et al. (1987) qui discriminent bien les granites de type A des autres (I, S et M), les points représentatifs de nos échantillons se positionnent sans ambiguïté dans le domaine des granites de type A (Fig. III-9).

Dans le diagramme de Streckeisen (1976) tous les échantillons se trouvent dans le champ de composition des granites alcalins (Fig. III-10).

En utilisant les données des éléments en traces et terre rares, on constate que le rapport $(La/Yb)_N$ est compris entre 3,61 et 5,03. Ces valeurs montrent que le granite est très peu fractionné et cela se traduit par des spectres de terres rares relativement plats (Fig. III-11) avec une anomalie négative en europium marquée ($Eu/Eu^* = 0,4$ à $0,6$).

3- Conclusion à l'étude géochimique du granite de Déou

Toutes les données géochimiques (chimie des minéraux et chimie sur roche totale) sont en accord avec le caractère alcalin sodique du granite de Déou avec un caractère des granites de type S. Le faible fractionnement qui se traduit par de faibles rapport $(La/Yb)_N$ et des spectres de terres rares relativement plats serait en accord avec une cristallisation assez rapide du granite de Déou à un haut niveau de la croûte.

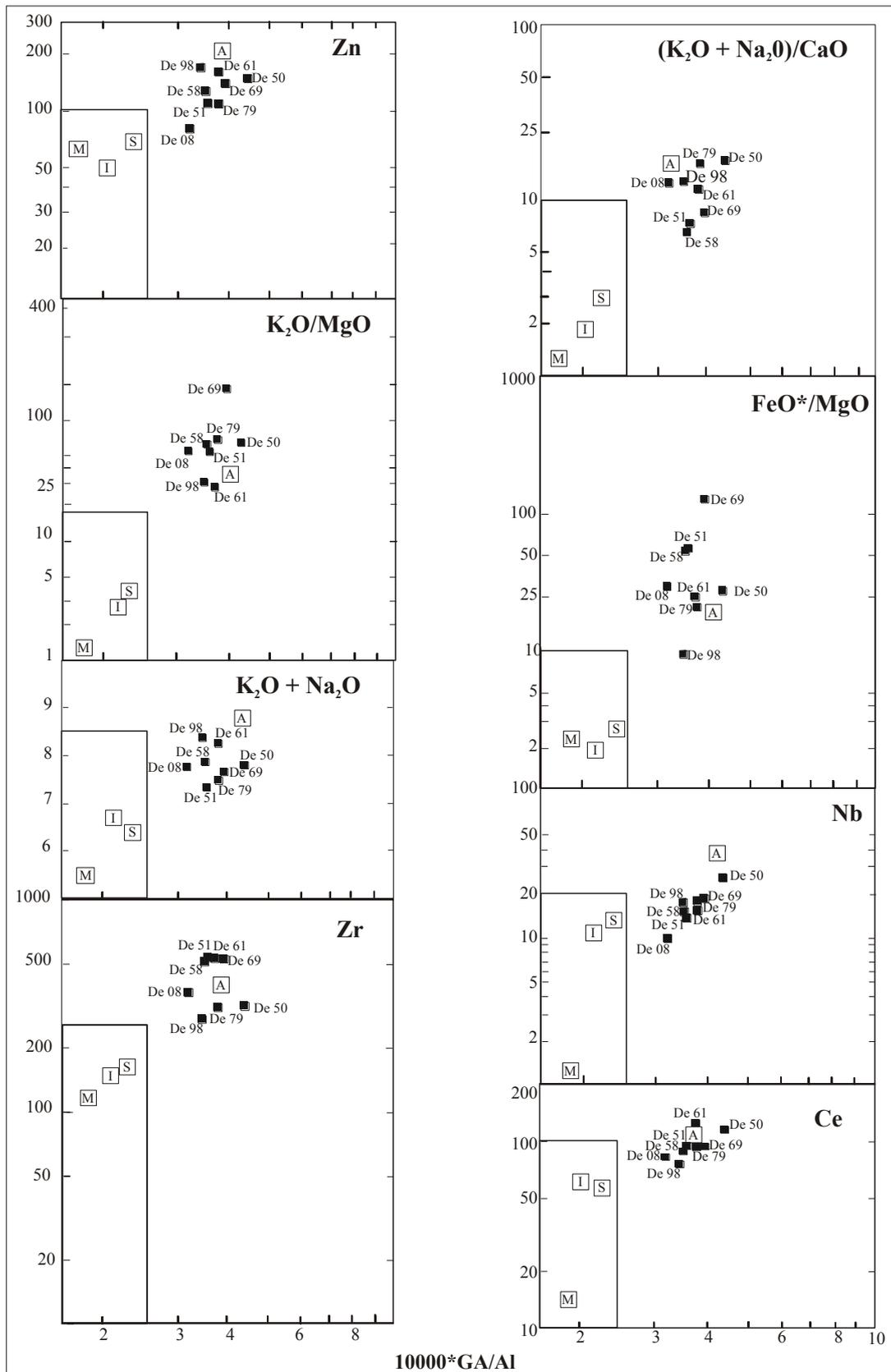


Figure III-9: Diagramme de discrimination de Whalen entre I, S, M-type et A-type dans lequel est reporté le granite de Déou (Whalen et al., 1987).

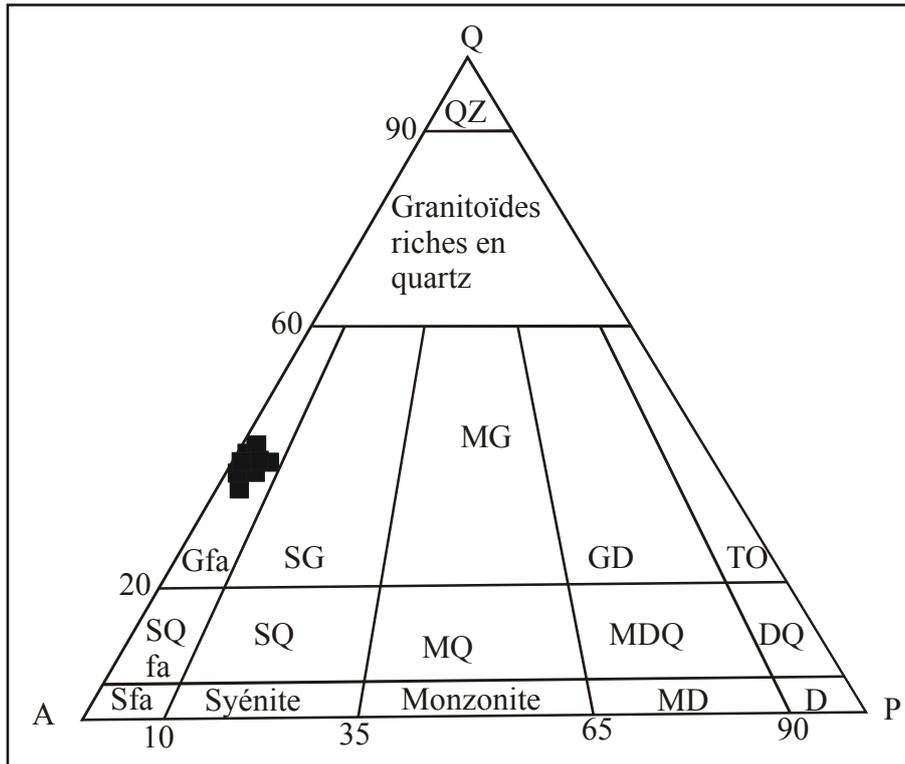


Figure III-10: Diagramme Q-A-P dans lequel est reporté les faciès représentatifs du granite de Déou; MG: Monzogranite; GD: Granodiorites; TO: Tonalites; MDQ: Monzodiorite quartzique; DQ: Diorite quartzique; D: Diorite; MD: Monzodiotite; Sfa: Syénite à feldspath alcalin; Sgfa: Syénite quartzique à feldspath alcalin; SQ: Syénite quartzique; MQ: Monzonite quartzique; Gfa: granite a feldspath alcalin; SG: Syéno-granite; QZ: Quartzolite.

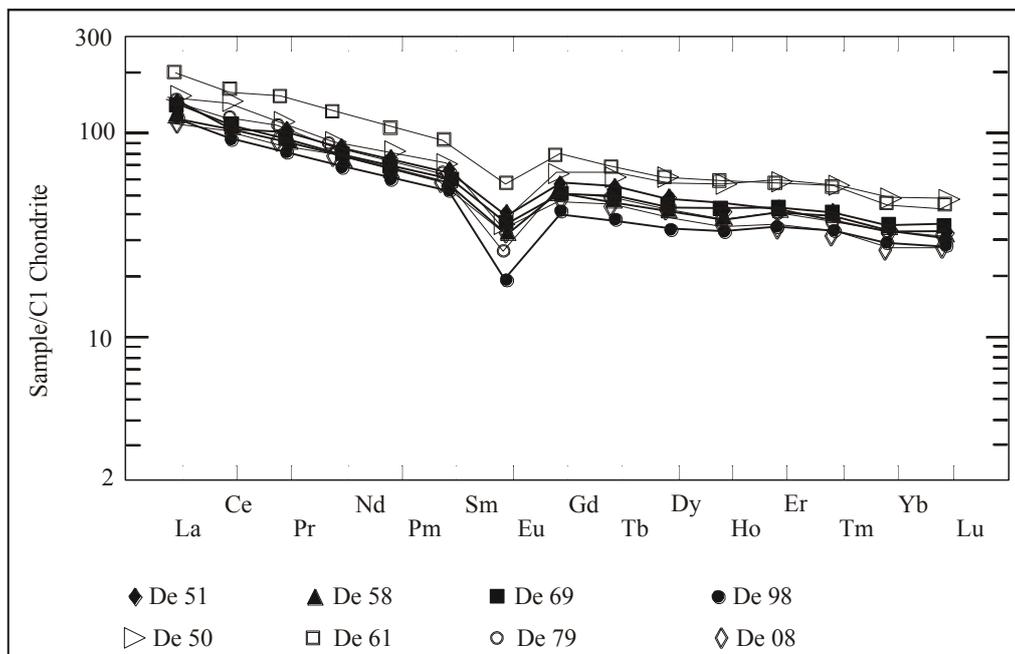


Figure III-11: Spectre des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C1 (Taylor et Mc Lennan, 1985) des différents faciès du granite de Déou.

IV- CARACTERES STRUCTURAUX DU GRANITE ALCALIN DE DEOU

Les caractères structuraux du granite de Déou qui est apparemment isotrope à l’affleurement ont pu être mis en évidence par les mesures d’Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) et l’examen des microstructures.

Bien que c’est la fabrique (foliation et linéation) qui est visée par les mesures d’ASM, on le rappelle que ces mesures permettent aussi d’accéder à un certain nombre de paramètres scalaires (Voir annexe III). Ces derniers permettent d’apprécier quantitativement et qualitativement la déformation dans certains cas.

Au total 64 sites ont fait l’objet d’échantillonnage pour les mesures d’ASM. La majorité de ces sites (61) se situent dans le pluton de Déou et les 3 autres dans le proche encaissant.

1- Les données scalaires

1-1- La susceptibilité magnétique

Les valeurs de susceptibilité de l’ensemble des 64 sites d’échantillonnage dans le granite alcalin de Déou et de son proche encaissant sont comprises entre 61,7 et 27 122,1 μSI . La majorité de ces sites sont ferromagnétiques ($K_m \geq 500 \mu\text{SI}$).

La représentation cartographique de la susceptibilité magnétique (Fig. III-12) montre qu’il n’y a pas d’organisation spatiale des données. Les valeurs de susceptibilités se distribuent de manière aléatoire comme l’ont déjà observé d’autres auteurs sur des plutons granitiques de la région Est du Burkina Faso (Naba et al., 2006 ; Vegas et al., 2007) et Centre-Est (Traoré et al., 2010 soumis). Cette distribution aléatoire des valeurs de susceptibilité est surtout dûe à la présence de la magnétite (Fig. III-13) qui empêche toute corrélation entre la susceptibilité et le faciès pétrographique. En effet, on observe une chute brutale de la susceptibilité au niveau des différentes courbes thermomagnétiques à 580°C qui correspond à la température de Curie de la magnétite.

1-2- L’anisotropie totale

Les valeurs d’anisotropie totale mesurées sont comprises entre 1,00 et 1,16 (Fig. III-14). Ces valeurs sont relativement faibles pour des granitoïdes à magnétite (Archanjo et al., 1992). De plus, on remarque que ces valeurs de l’anisotropie totale du granite de Déou et de son proche encaissant dépassent rarement 1,10. De plus, l’anisotropie totale est indépendante de la valeur de susceptibilité que ce soit au niveau des sites ferromagnétiques ou paramagnétiques (Fig. III-15).

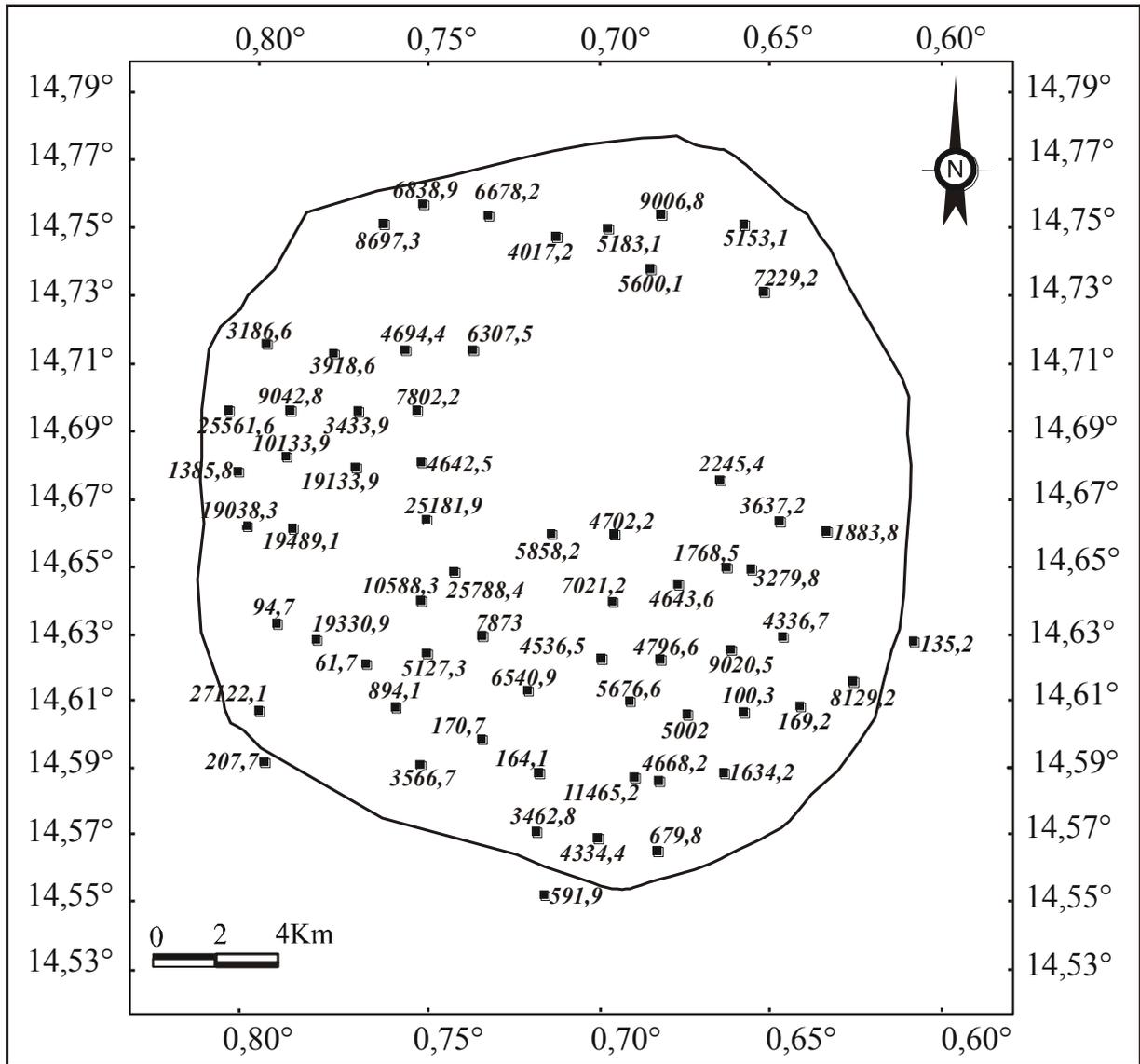


Figure III-12: Carte de la susceptibilité magnétique (km en μ SI) du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.

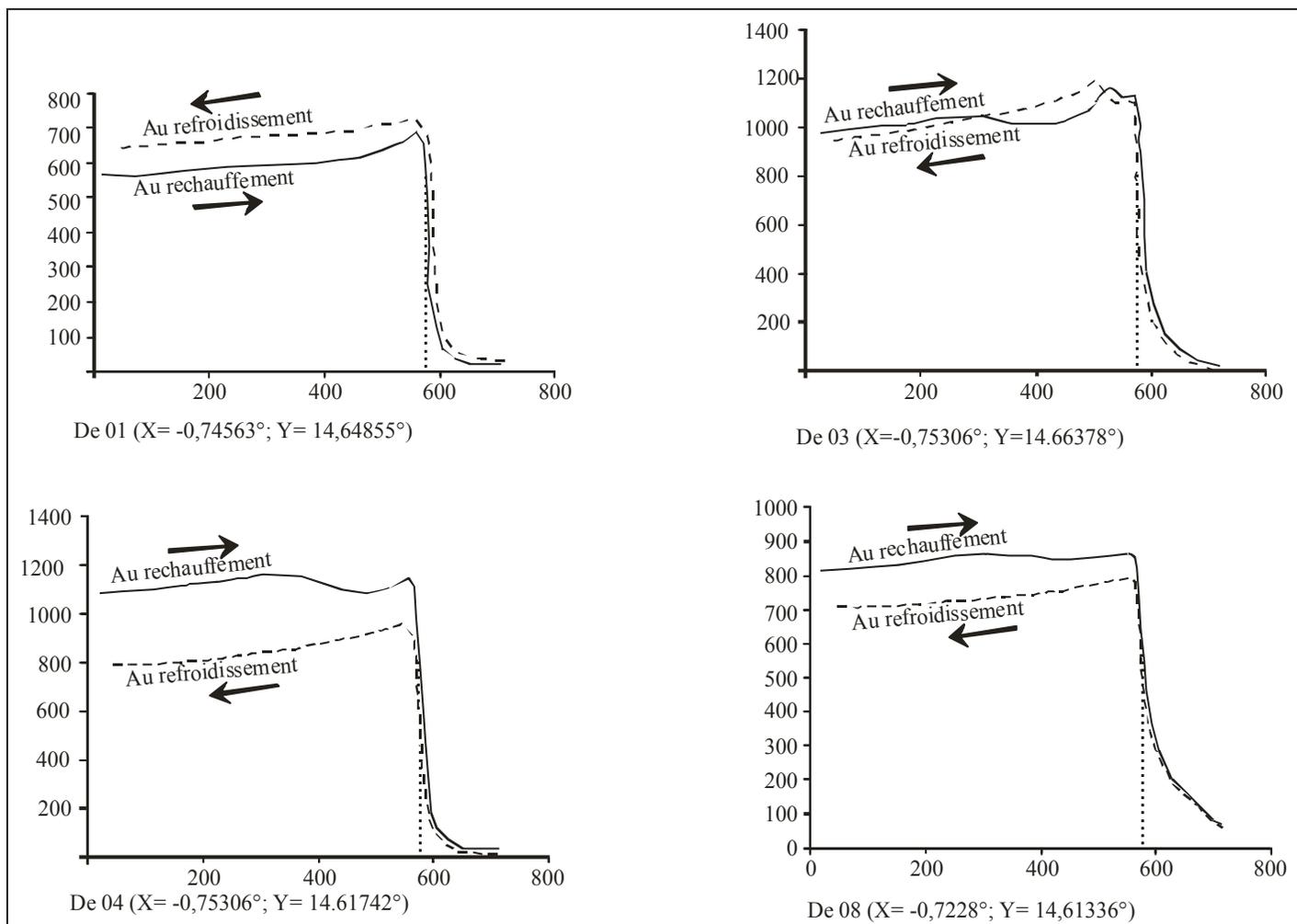


Figure III-13 : Courbes thermomagnétiques de quelques sites d'échantillonnage du granite alcalin de Déou.

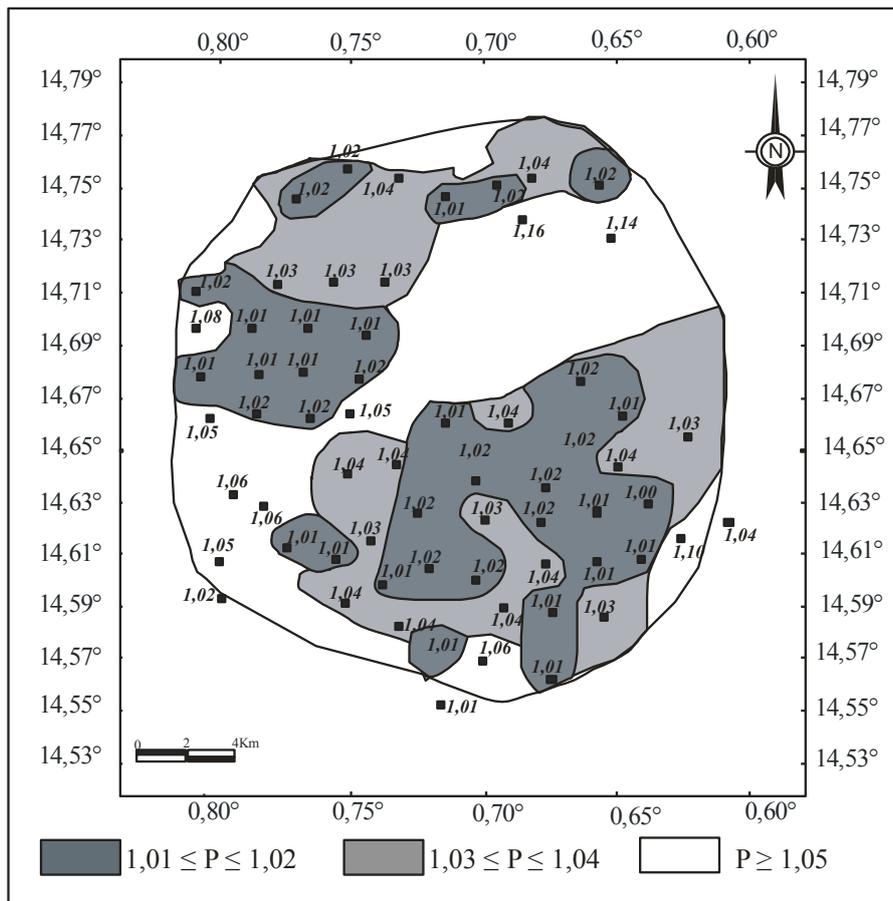


Figure III-14: Carte de l'anisotropie totale du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.

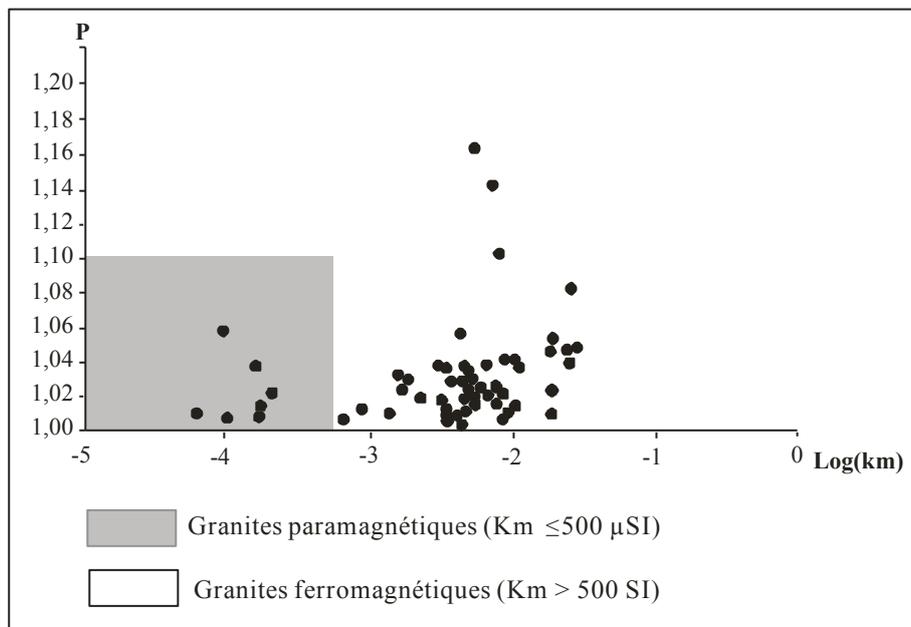


Figure III-15 : Anisotropie totale en fonction de la susceptibilité magnétique (K_m) dans le granite alcalin de Déou.

1-3- Le paramètre de forme de Jelinek

La forme de l'ellipsoïde est représentée par le paramètre de forme (T) de Jelinek (1978).

Le paramètre de forme (T) dans le granite de Déou vari de - 0,79 à 0,87. Les sites à ellipsoïdes aplatis ($0 < T \leq 1$) représentent environ 63 % contre 37 % de sites à ellipsoïdes allongés ($-1 < T \leq 0$) (Fig. III-16). Les sites à ellipsoïdes allongés n'ont pas de position géographique bien distincte mais occupent des superficies plus ou moins importantes au sein des sites à ellipsoïdes aplatis ou partiellement en contact avec l'encaissant (Fig. III-17).

Notons que le maximum des valeurs se concentre entre - 0,5 et 0,5. Ce qui veut dire que la fabrique est plutôt plano-linéaire avec une prédominance à l'allongement. La distribution spatiale est assez particulière par rapport à d'autres cas (Gleizes et al., 1993 ; Olivier et Archanjo, 1994) où les fabriques linéaires se trouvent au cœur du pluton alors que les périphéries sont aplatis.

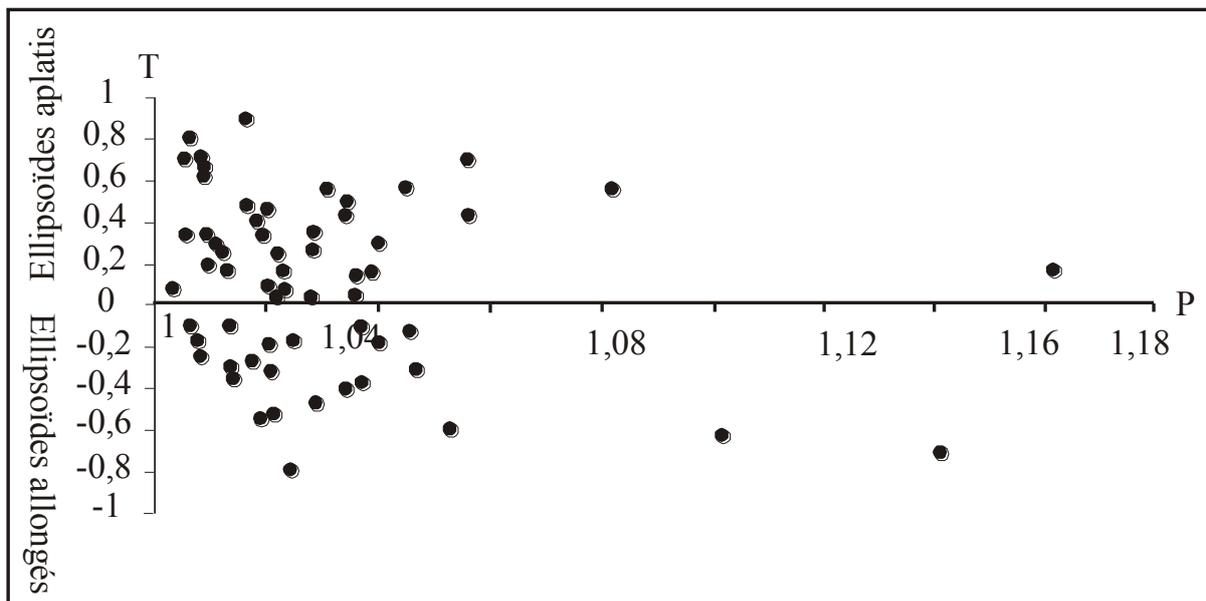


Figure III-16 : Anisotropie totale en fonction du paramètre de forme (T) de Jelinek du granite alcalin de Déou.

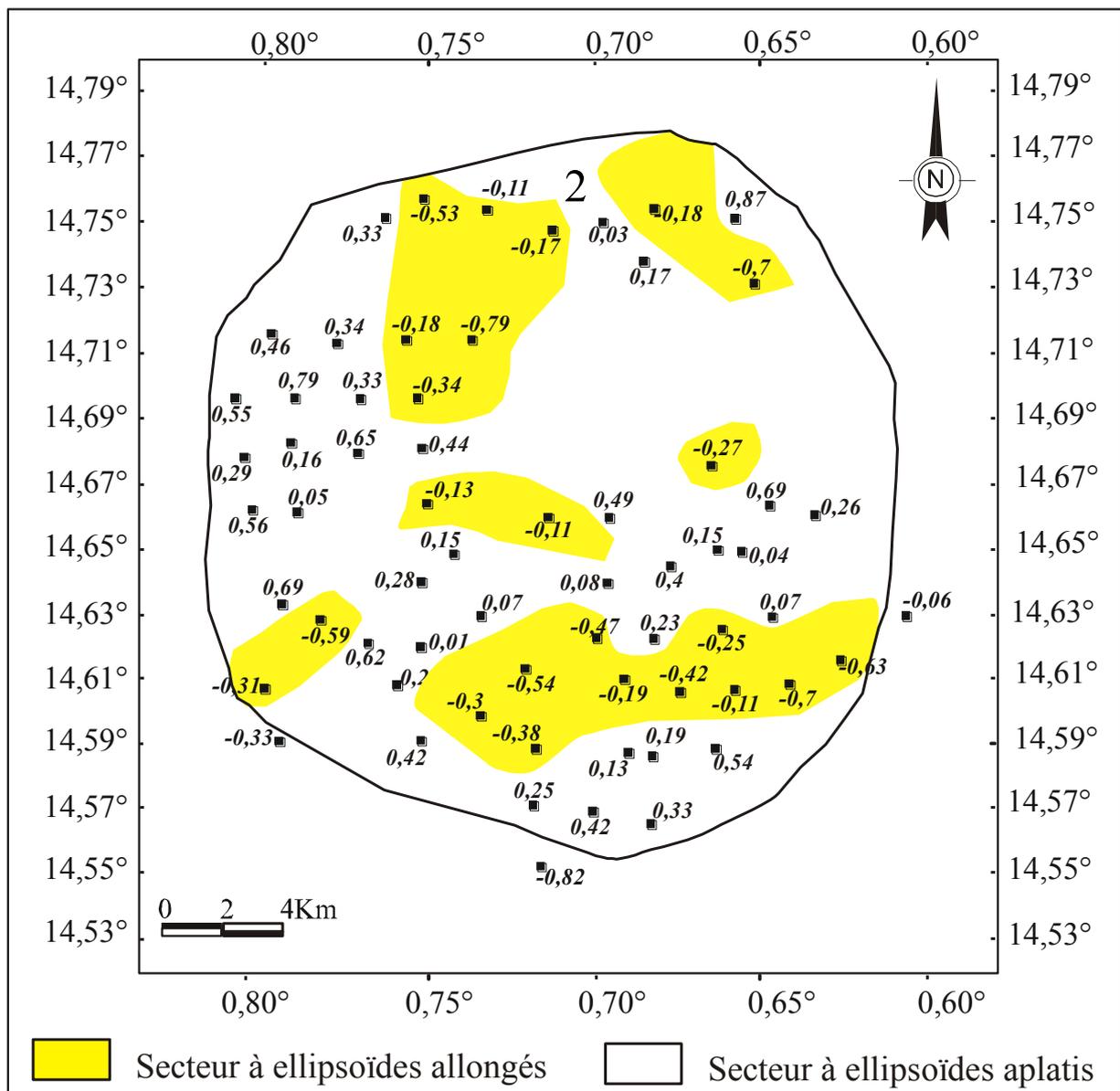


Figure III-17: Carte du paramètre de forme (T) du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.

2- Les données directionnelles

Les données directionnelles (linéation et foliation) de l'ASM en chaque site sont fournies par l'orientation des trois axes principaux de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique (K1, K2 et K3) par rapport au référentiel géographique. Par analogie avec les structures dans les roches, K1 est appelé linéation magnétique et K3, pôle de la foliation magnétique (Voir annexe IV).

2-1- La foliation magnétique

Le pendage des foliations est en général fort (supérieure à 60°). Seuls quelques rares sites (environ 10%) ont des pendages $\leq 30^\circ$ (Fig. III-18). Pour ce qui est de la direction, on note que l'allure générale est plus ou moins concentrique (Fig. III-19). C'est seulement au niveau de quelques sites que la direction ne concorde pas avec l'allure locale (Fig. III-19).

Lorsqu'on compare les foliations du pluton avec celles du proche encaissant, on se rend compte que leurs orientations sont complètement discordantes.

L'allure concentrique des foliations du pluton et leur discordance vis-à-vis de la structure de l'encaissant le rapproche des plutons mis en place en contexte anorogénique.

Dans les sites où les foliations sont discordantes sur celles des sites voisines cela l'est à une direction quasiment orthogonale. Ces sites discordants correspondent vraisemblablement à des filons de fin de cristallisation (filon aplitique à texture granophyrique).

2-2- La linéation magnétique

Les linéations suivent à peu près l'allure des foliations. Leurs plongements sont en général faibles à moyens. C'est seulement au niveau de quelques sites que l'on observe des linéations sub-verticales (plongement $\geq 60^\circ$) (Fig. III-20). Ces sites où les linéations sont fortement plongeantes correspondraient vraisemblablement à des zones d'alimentation du pluton comme cela a été largement documenté dans la littérature (Vignerresse et Bouchez, 1997 ; Naba et al., 2004). Certaines de ces linéations sub-verticales se situent aussi à l'emplacement de ce que nous avons précédemment considérés comme des filons au vu des trajectoires de foliations.

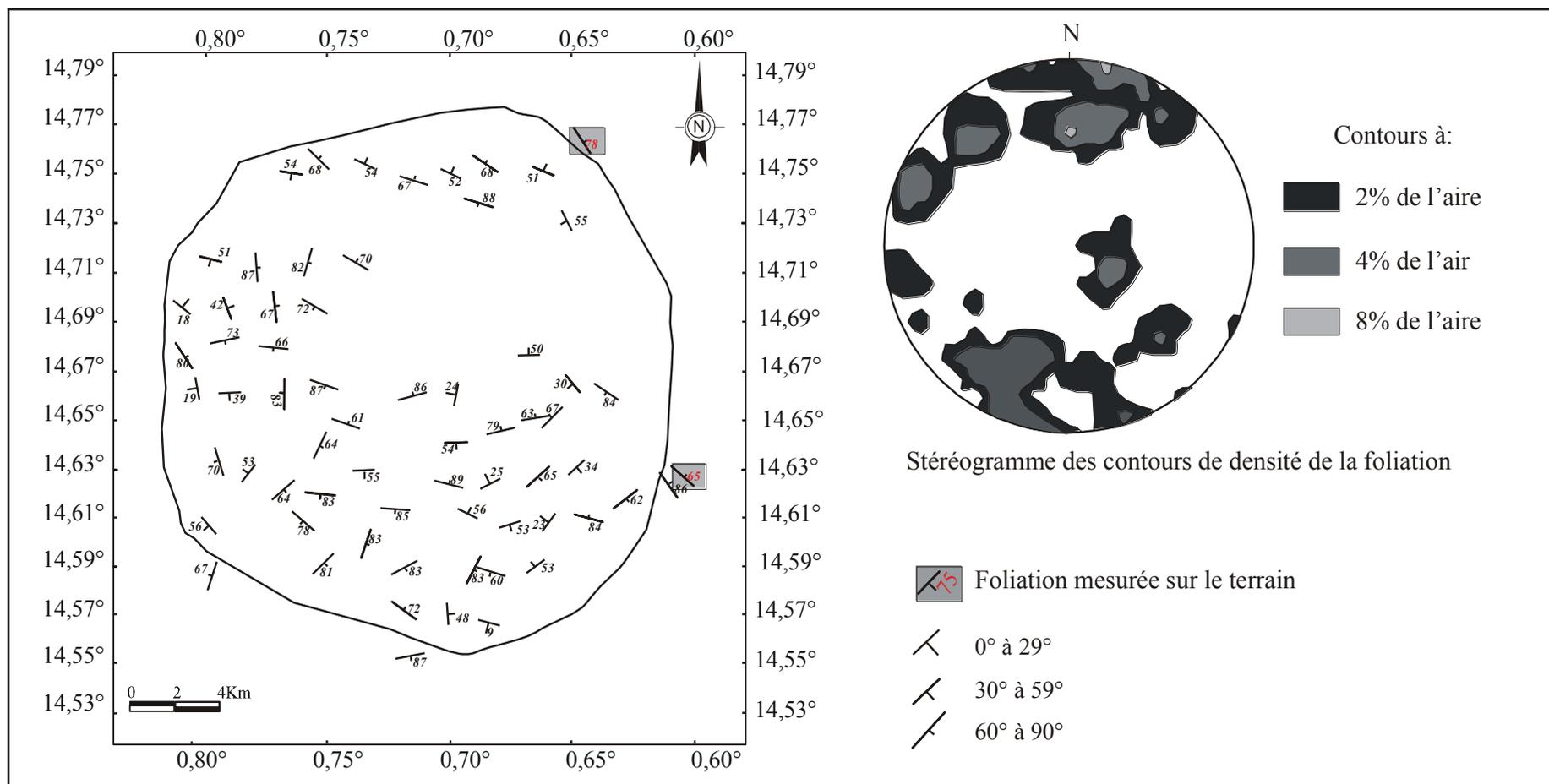


Figure III-18: Carte des foliations et du stéréogramme des contours de densité du granite alcalin de Déou.

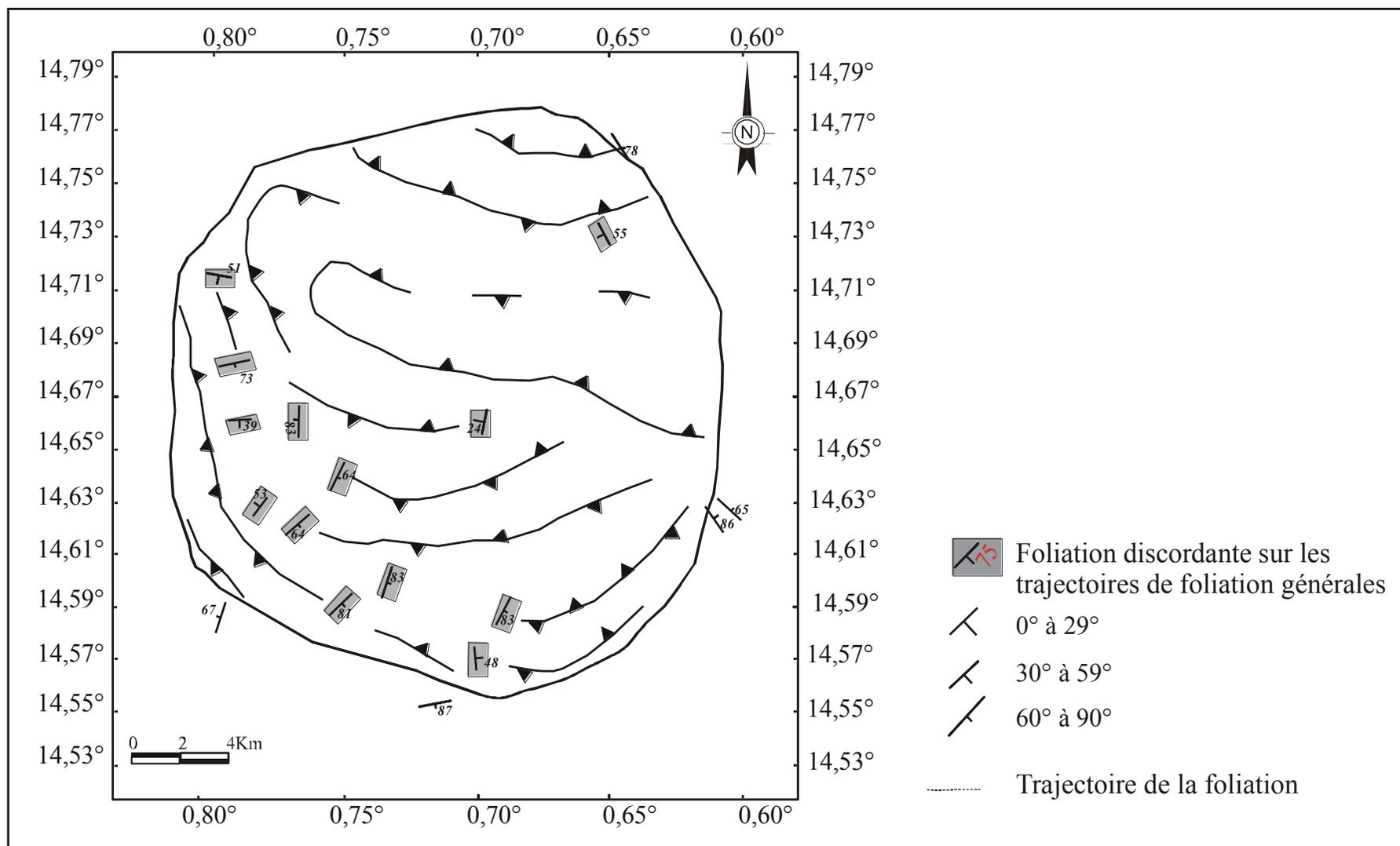


Figure III-19: Carte des trajectoires de foliations du granite alcalin de Déou.

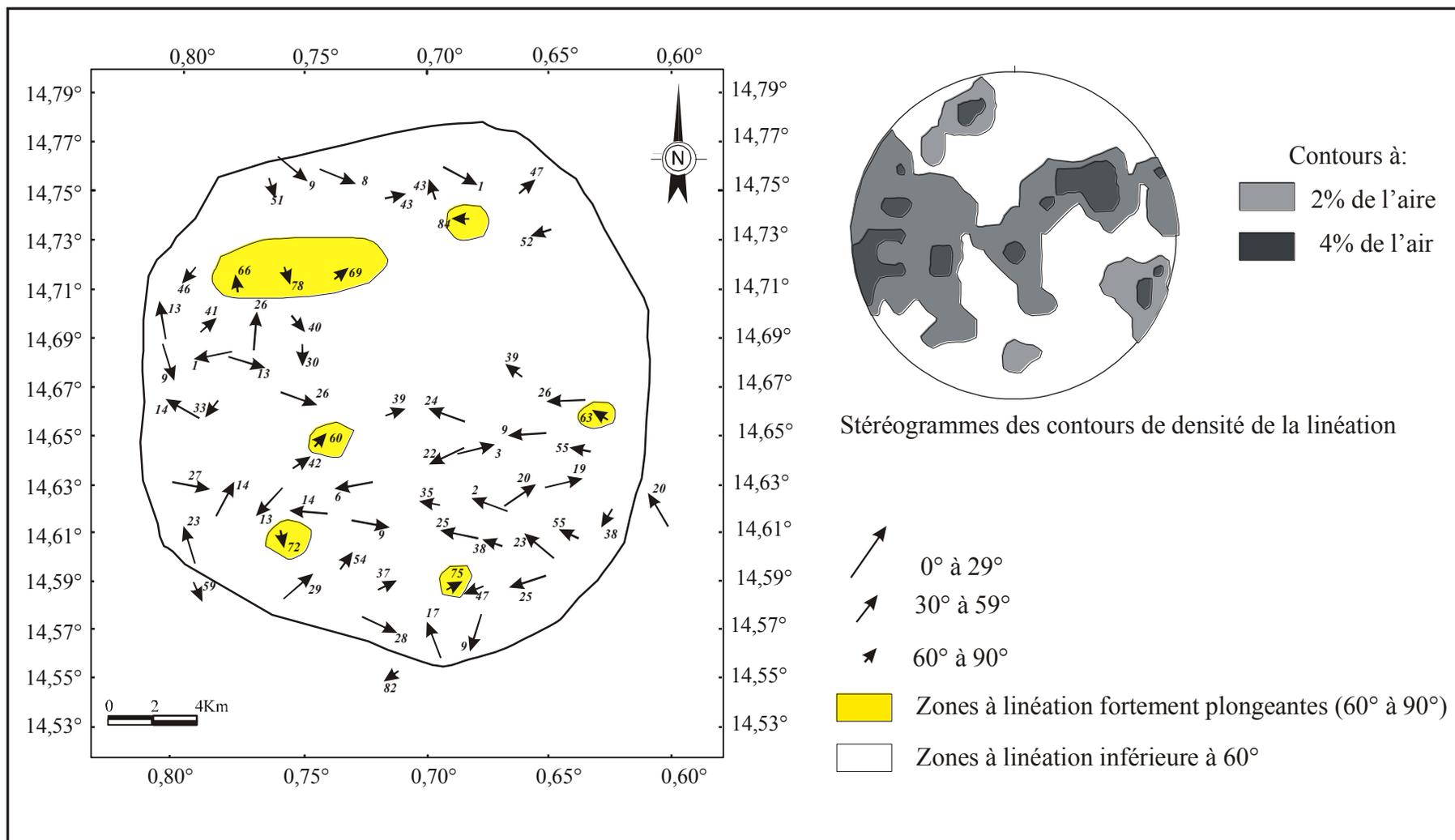


Figure III-20: Carte de linéation et du stéréogramme des contours de densité du granite alcalin de Déou.

3- Les microstructures

La quasi-totalité des microstructures est acquise à l'état magmatique. Seulement quelques rares sites présentent une microstructure d'état solide basse température.

- Les microstructures magmatiques

Elles se répartissent de manières très aléatoires mais au niveau de l'Ouest et du Nord-Ouest du pluton, elle est la seule microstructure observable (Fig. III-21). Elle se traduit par de grandes plages de quartz très limpide et des feldspaths en général sub-automorphe (Fig. III-22a). Le quartz peut également se présenter en cristaux de petites tailles. Ces quartz de petites tailles sont très fréquent dans les textures granophyriques (Fig. III-22b).

- La déformation d'état solide basse température

Elle est caractérisée par un rubanement plus ou moins bien marquée du quartz avec une recristallisation en sous grains assez poussées au niveau des joints des grains des grands cristaux (Fig. III-22c). On observe également la présence de microfractures qui traversent toute la roche (Fig. III-22d)

4- Discussion et conclusion à l'étude microstructurale

La forte fréquence des sites à microstructures magmatiques confirme encore une fois de plus le caractère tardif du pluton de Déou dans un contexte anorogénique. Les quelques rares microstructures d'état solide basse température pourraient s'expliquer par la faible déformation qui intervient en fin de cristallisation dans tout massif plutonique. Elle se manifeste par la fracturation et le remplissage par des fluides tardi-magmatiques qui peuvent induire une déformation locale des cristaux de formation précoce.

V- DISCUSSION ET CONCLUSION

Le pluton de Déou de forme sub-circulaire affleure dans un encaissant constitué de metabasalte et de microdiorite quartzique. Il est recouvert en discordance par les grès quartziques du Néoprotérozoïque au Nord.

L'étude des caractères pétrographique et géochimique montrent qu'il s'inscrit parmi les granites alcalins sodiques avec un caractère de type S.

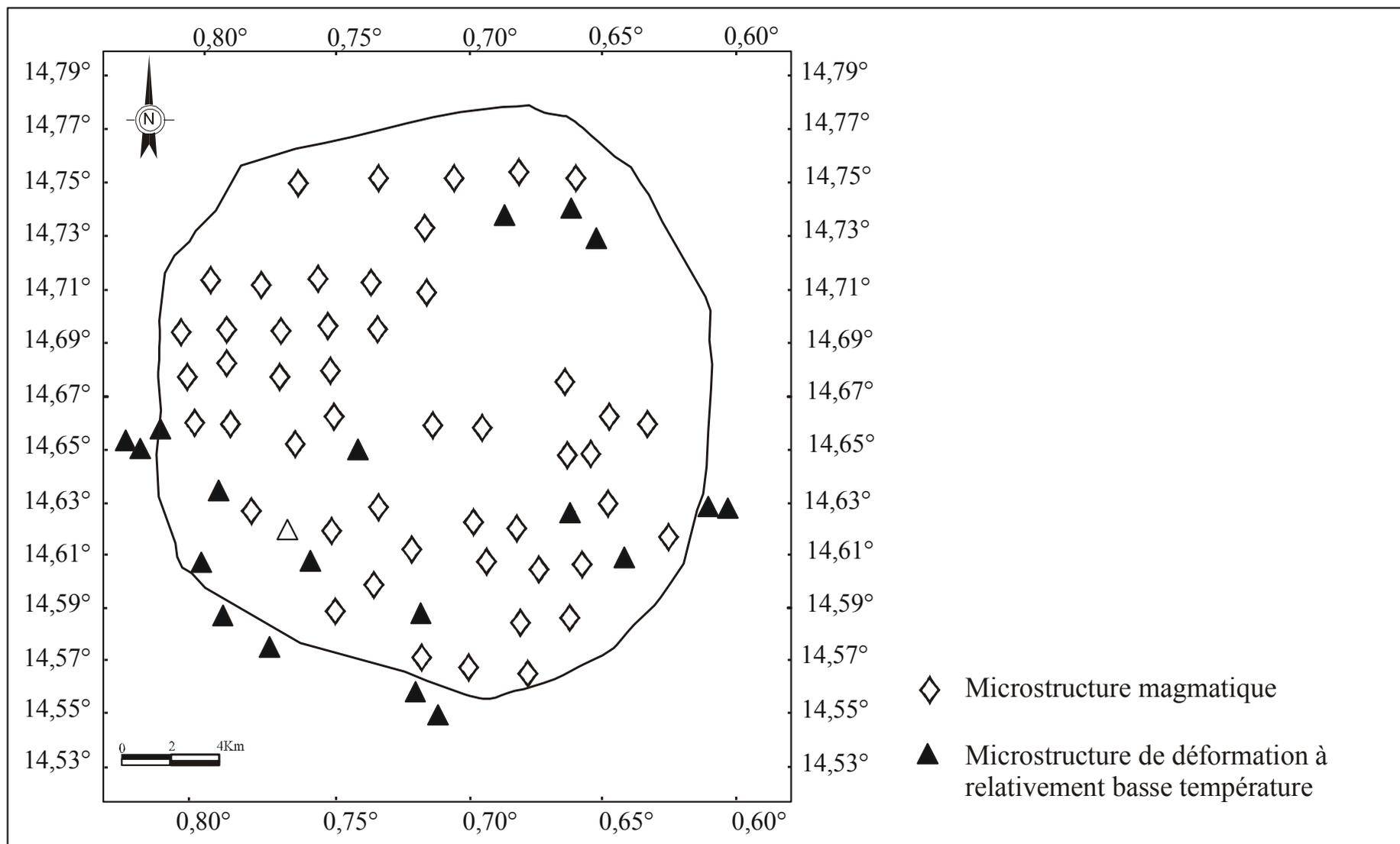
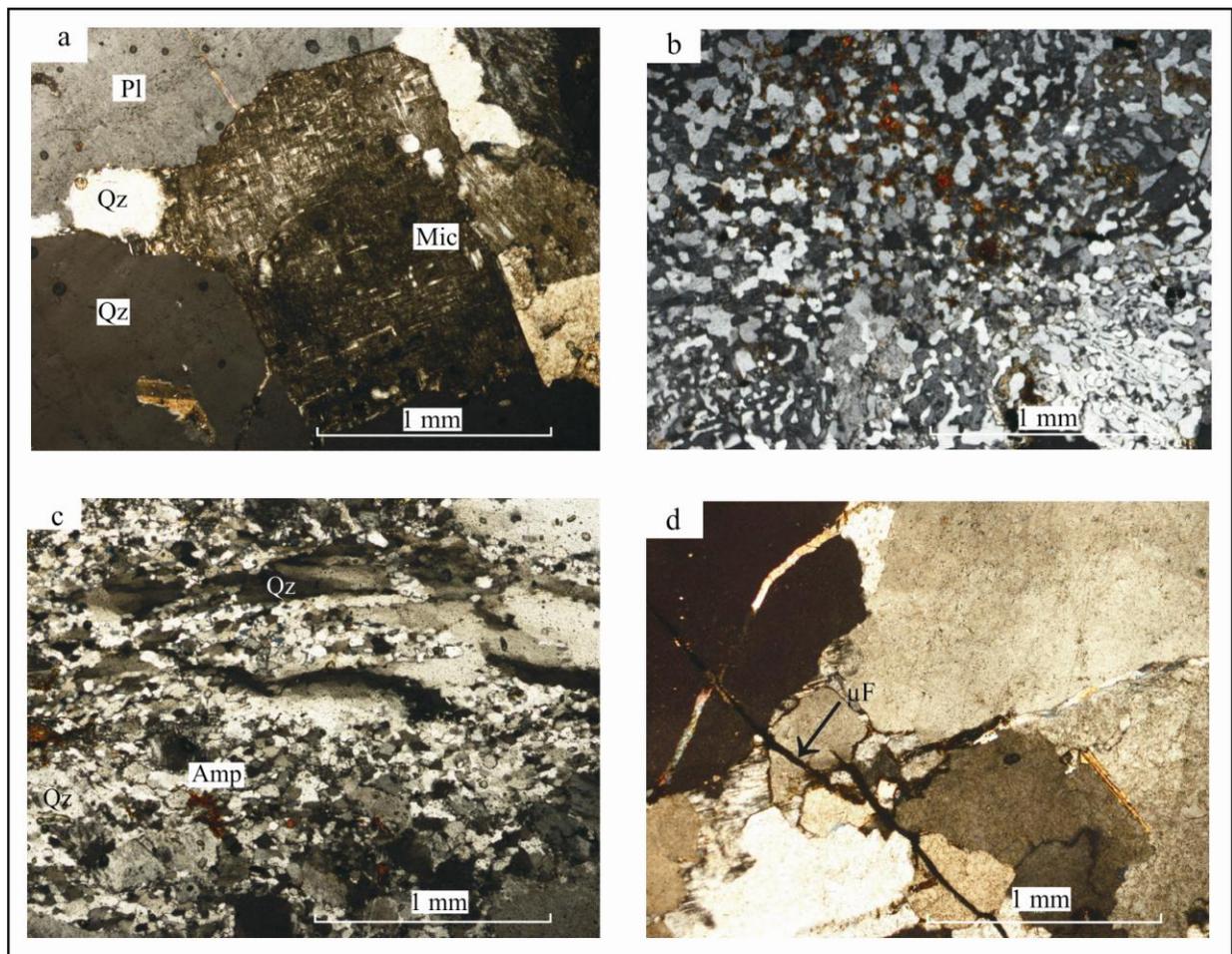


Figure III-21: Disposition des microstructures du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.



Amp: amphibole; Pl: plagioclase; Mic: microcline; Qz: quartz; μ f: microfracture

Figure III-22: Les microstructures du granite alcalin de Déou. **a** : microstructure magmatique du faciès non granophyrique ; **b** : microstructure magmatique du faciès granophyrique ; **c,d** : microstructure d'état solide de relativement basse température.

La fabrique déduite des mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique est pour l'essentielle magmatique donc liée aux mécanismes qui ont prévalu pendant la mise en place du pluton granitique de Déou. Cette fabrique concentrique est propre aux corps diapiriques mis en place en contexte anorogénique ou orogénique. Dans le cas spécifique du pluton de Déou, le contexte serait plutôt anorogénique puisque les quelques rares structures mesurées dans l'encaissant sont discordantes sur celle du pluton. Ces données confirment bien le caractère post-orogénique du granite de Déou qui par ailleurs ne subi pas de remaniement majeur postérieurement à sa mise en place (Fig. III-23).

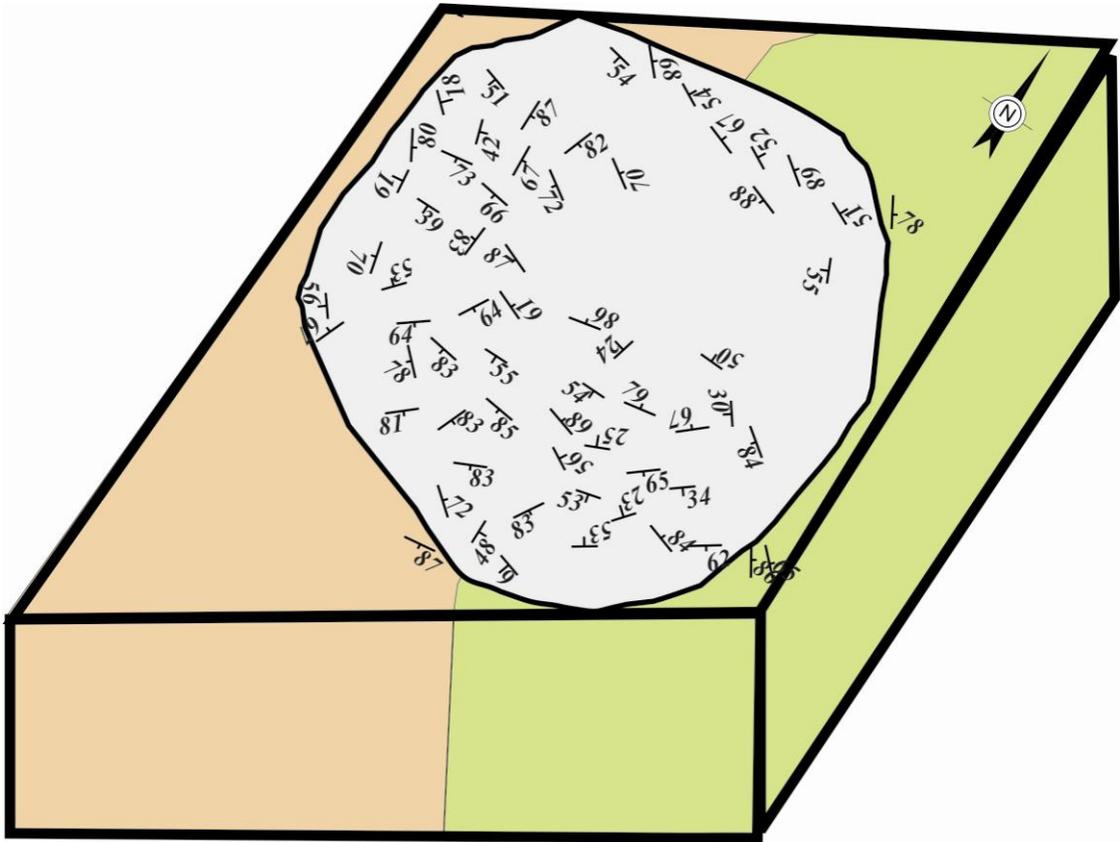


Figure III-23 : Modèle de mise en place du pluton alcalin de Déou.

**DISCUSSION ET CONCLUSION (Contexte
géodynamique de mise en place des plutons de granites
alcalins Paléoprotérozoïques du Burkina)**

Dans les orogènes récents, les plutons de granites alcalins sont plus fréquents (Liégeois et al., 1991 ; Nédelec et al., 1995 ; Dawei et al., 1996 ; Bonin et al., 1998 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Bogaerts et al., 2003 ; Bonin, 2007).

Une revue synthétique des caractères pétrologiques et géochimiques des granites alcalins de Chine et leur comparaison avec les autres granites alcalins du monde a permis à Dawei et al. (1996) de les classer en deux groupes qui sont les granites alcalins anorogéniques (AA-type) et les granites alcalins post-orogéniques (PA-type).

Les premiers (AA-type) sont sensés se mettre en place dans un contexte de rifting alors que les seconds (PA-type) se mettent en place à la fin d'une orogénèse juste après les processus de subduction et de collision. Ici, l'environnement de mise en place est favorable à l'association des PA-types avec les blocs ophiolitiques des zones de sutures alors que les AA-types sont souvent associés aux roches mafiques et syénitiques.

La mise en place des AA-types peut se dérouler pendant un long temps alors que celle des PA-types se déroule pendant un laps de temps très court.

Les PA-type sont les produits finaux de longs cycles magmatique et tectonique dominé par des séries calco-alcalines normales.

Les points représentatifs des échantillons de la monzonite quartzique de Wayen et de ceux du granite alcalin de Déou répondent aux critères de définitions des "PA-types granites" de Dawei et al. (1996) même si parfois pour le granite de Déou, les points se situent au niveau de la zone de transition entre PA-type et AA-type. Ceci est bien compatible avec le modèle de mise en place de Déou mais pas avec celui de la monzonite quartzique (Fig. IV-1). Cette discordance pourrait s'expliquer par la mixité du contexte géodynamique de mise en place de la monzonite quartzique de Wayen. D'abord caractérisé par une extension qui elle-même ménagée par la tectonique transcurrente, puis un empilement de matériaux volcaniques (trachyandésite) et mise en place de la monzonite à la base de cette pile magmatique.

Le diagramme géotectonique de Pearce et al. (1984) est en accord avec cette hypothèse (Fig. IV-2).

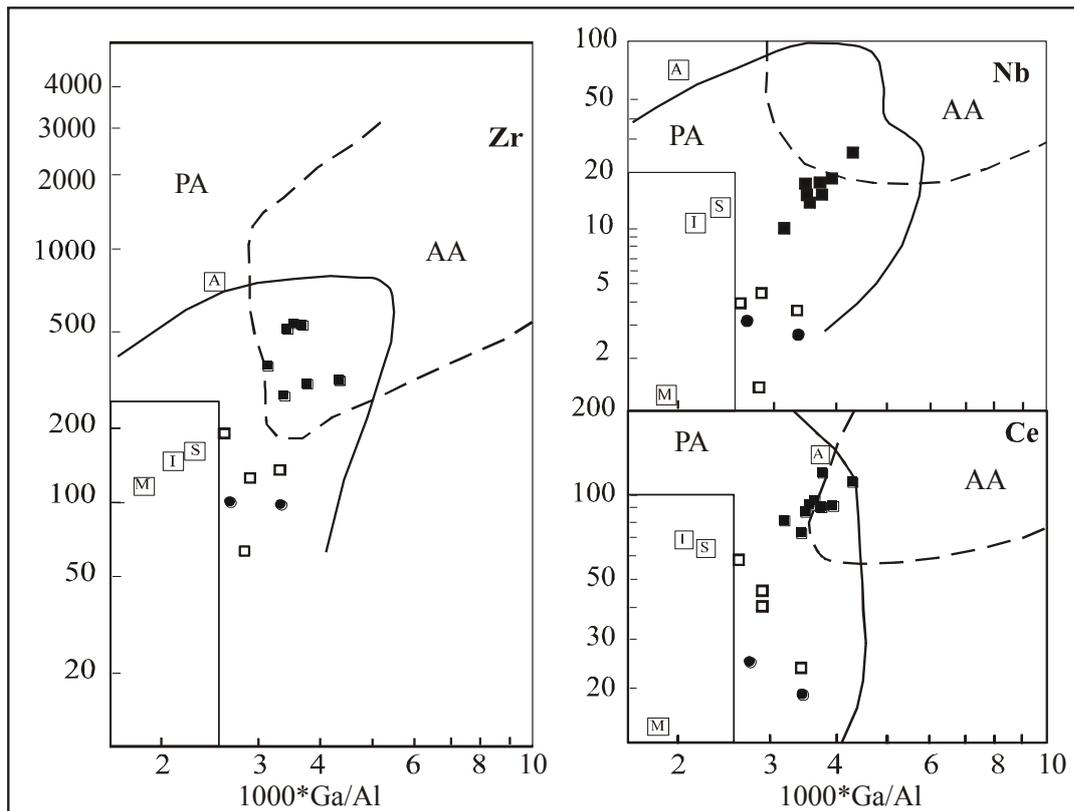


Figure IV-1 : Diagramme de discrimination géochimique de Dawei et al. (1996) avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (carrés vides), de la trachyandésite (ronds pleins) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins). AA: granite alcalin anorogénique; PA: granite alcalin post-orogénique.

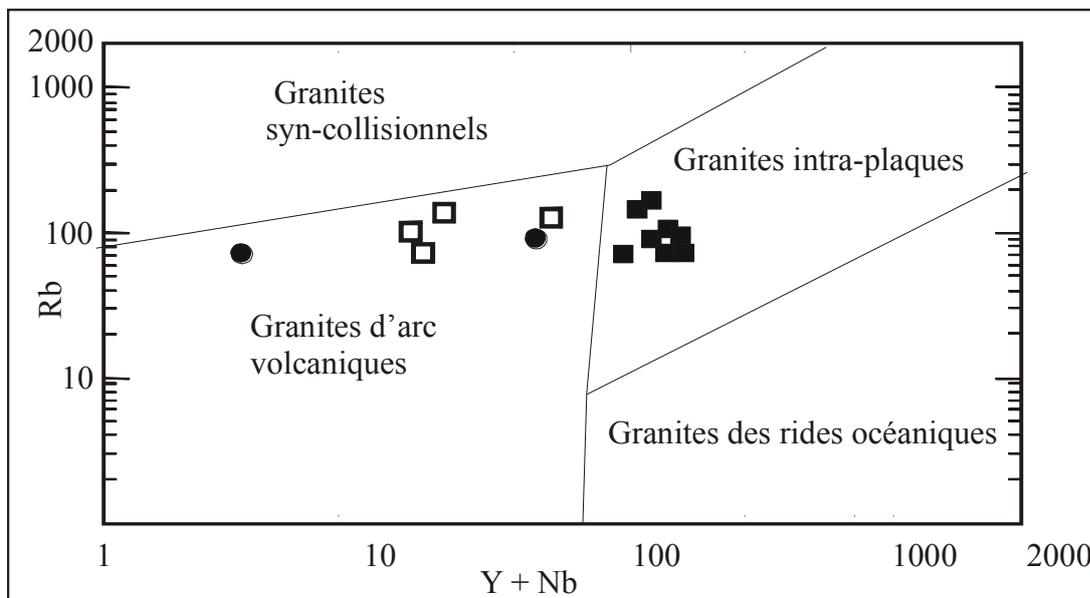


Figure IV-2 : Diagramme de discrimination géotectonique de Pearce (1984) avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (carrés vides), de la trachyandésite (ronds pleins) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins).

Le diagramme géotectonique de Bachelor et Bowden (1985) contraint assez bien le contexte géodynamique de mise en place de la monzonite quartzique et de la trachyandésite par contre le granite de Déou est quasiment à la limite du syn-collision et du post-collision (Fig. IV-3).

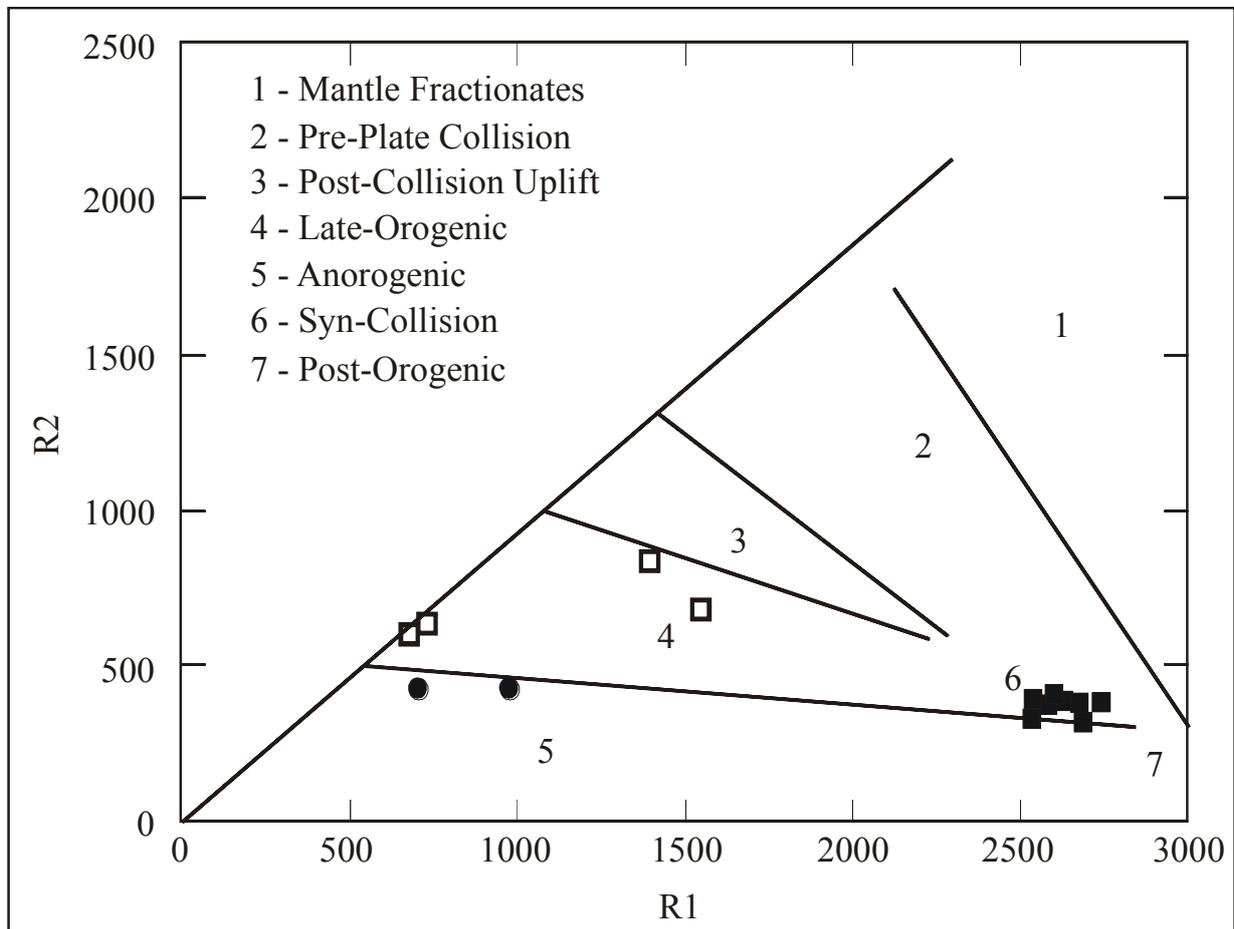


Figure IV-3 : Diagramme de discrimination géotectonique R1-R2 de Bachelor et Bowden (1985) avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (carrés vides), de la trachyandésite (ronds pleins) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins).
 $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Sur le tableau de synthèse de Bonin (2007) pour le contexte géodynamique de certains granites alcalins, les granites étudiés se placent respectivement dans le groupe des granites de shears zones transcurrentes pour les monzonites quartziques, de zone en extension de type rifts pour les trachyandésites et de granites intraplaques pour les granites alcalins de Déou (Fig. IV-4).

Location	Orogenic stages	Tectonique contexts	Examples	Ages	References	Contexte géodynamique de mise en place des formations étudiées
Continents	Post-collision	Transcurrents shear zones	Finland-Russia border Post-kinematic suite of Finland Adrar des Iforas, Mali Taourirt suite, Hoggar, Algeria Western Mediterranean province Comendite, San Pietro Island	2.44 Ga 1.88-1.87 Ga 560-540 Ma c. 530 Ma 280-235 Ma 15 Ma	Lauri et al. (2006) Nironen et al. (2000) Liégeois and Black (1984) Azzouni-Sekkal et al. (2003) Bonin et al. (1987, 1998) Morra et al. (1994)	La monzonite quartzique de Wayen
	Rifts	Extension regime	Oslo Rift Tadhac province, Mali Topaz rhyolites, Western USA Latir intrusives, USA Jibisi ring complex, East African Rift Pantellerite, Pantelleria Island	c. 280 Ma 262-161 Ma 50-0 Ma 25-19 Ma 20-15 Ma 0.33- 0.003 Ma	Neumann (1978) Liégeois et al. (1991) Christiansen et al. (1986) Johnson et al. (1989) Key (1989) Mahood and Hildreth (1986)	La trachyandésite porphyrique de Wayen
Ocean	Oceanic Islands	Within-plate	Seychelles archipelago Seychelles younger intrusives Ascension Island São Miguel, Azores	809-703 Ma c. 63 Ma 7-1.5 Ma 0.2-0.01 Ma	Tucker et al. (2001) Dickin et al. (1986) Harris and Bell (1982) Widom et al. (1993)	Le granite alcalin de Déou
	Oceanic plateaus	Within-plate	Rallier-du-Baty ring complex, Kerguelen	18-0 Ma	Gagnevin et al. (2003); Bonin et al. (2004)	

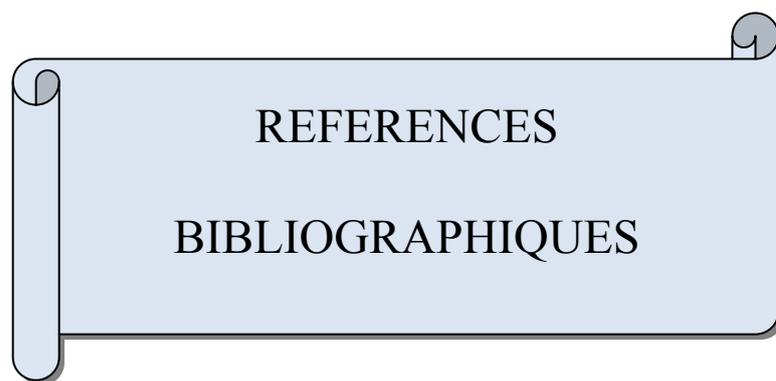
Figure IV-4: Les différents granitoïdes étudiés dans le tableau de synthèse de Bonin, (2007).

De cette étude, il ressort que le paléoprotérozoïque est spécialement pauvre en plutonisme alcalin. L'étude du contexte géodynamique de mise en place des plutons de granites alcalins a été très peu explorée par l'analyse structurale en Afrique de l'Ouest (Pons et al., 1995). Dans ce travail, nous avons montré que les données géochimiques ne permettent pas toujours de bien contraindre le contexte géodynamique de mise en place. Par contre, les arguments structuraux nous ont permis de montrer clairement que le contexte géodynamique de mise en place de la monzonite quartzique est différent de celui du granite de Déou. Les modèles que nous parvenons à ressortir à partir de la structure et des microstructures de ces plutons contrastent avec celui des plutons de Dolbel (Pons et al., 1995).

En somme, la diversité des modèles de mise en place montre que le plutonisme alcalin du craton Ouest Africain ne s'est probablement pas déroulé en une seule phase :

- Le plutonisme alcalin est précoce pour certains plutons comme celui de Dolbel qui est interprété comme une mise en place de petits plutons coalescents dans des fractures parallèles à la direction de raccourcissement régionale NW-SE.
- Le plutonisme alcalin est tardi-orogénique pour le complexe magmatique de Wayen.
- Enfin le plutonisme alcalin est post-orogénique pour certains plutons comme celui de Déou.

En perspective, pour que ce travail puisse répondre à un certains nombres de question concernant les processus géodynamiques qui ont prévalu à la fin de l'orogène Eburnéenne, il serait encore mieux argumenté avec des résultats de géochimies isotopiques. Ces résultats peuvent en effet permettre de mettre en évidence les protholites des magmas alcalins du paléoprotérozoïques.



A

- Adam, H., 1965** – Réexamen rapide de la syénite d'Anombakro (NW d'Abengourou – Côte d'Ivoire). SODEMI – Rapport n°129
- Akimoto, S., Katsura, T., Yoshida, M., 1957-** Magnetic properties of the Fe_2TiO_4 - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. *J. Geomag. Geoelect.*, 9, 165-178.
- Amice, M., 1990** - Le complexe granitique de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne). Zonation, Structures magmatiques et magnétiques, Géométrie. Discussion du mode de mise en place. Thèse Univ. Toulouse III, 225 p.
- Archanjo, C. J., Olivier, P. & Bouchez, J. L., 1992** - Plutons granitiques du Seridó (NE du Brésil) : écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 163, 4 : 509-520.
- Archanjo, C. J., 1993** - Fabriques des plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil. Une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. Thèse Univ. Toulouse III, 167 p.
- Archanjo, C. J., Launeau, P. & Bouchez, J. L., 1995** - Magnetic fabric vs. Magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Phys. earth plan. Inter.* 89: 63-75.
- Arnould, A., 1961** - Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Rapp. Dir. Géol. Prosp. Min.*, Abidjan, BRGM, Mém. 3, 175 p.
- Arzi, A., 1978** - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.

B

- Bachelor, R. A. & Bowden, P., 1985** – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameters. *Chem. Geol.* 48, 43 – 55.

- Blumenfeld, P., Mainprice, & D., Bouchez, J. L. 1986** - Glissement de direction [c] dominante dans le quartz de filons de granites déformés en condition subsolidus (Vosges, France). C.R. Acad. Sci., Paris, série II, 301, p. 1303-1308.
- Bogaerts M., Scaillet B., Liégeois J.P. & Vander Auwera J. 2003** – Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Souther Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. *Precambrian Research* 124, pp. 149 - 184
- Bonhomme, M., 1962** – Contribution à l'étude géochronologique de la plate forme de l'Ouest Africain. Thèse Ann. Fac. Sci. Université Clermont-Ferrand, Fr., Géol. Minéral, n°5, 62 p.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. & Ferrag, S., 1998** – Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45 – 70.
- Bonin, B., 2007** – A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97, 1 – 29.
- Borradaile, G. J. & Alford, C., 1987** - Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*, 133: 121-135.
- Borradaile, G. J. & Puumala, M. A., 1989** - Synthetic magnetic susceptibility fabric in pliocene. *Tectonophysics*, 164: 73-78.
- Bouchez, J. L., Gleizes, G., Djouadi, T. & Rochette, P., 1990** - Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the examples of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184: 157-171.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. & Cuney, M., 1992** - Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20: 35-38.
- Bouchez, J. L., 1997** - Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. in J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (eds.), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95-112.

C

Castaing, C., Billa M., Milési, J.P., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Egal E., Donzeau, M., BRGM coordonnateurs, Guerrot, C., Cocherie, A., Chèvremont, P., Tegye., M., Itard, Y., BRGM, Zida, B., Ouédraogo, I., Koté, S., Kaboré, B.E., Ouédraogo, C., BUMIGEB, Ki, J.C., Zunino, C., ANTEA 2003 - Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. Ed BRGM, Orléans, France, p.147.

Cogné, J. P. & Canot-Laurant, S., 1992 - Simple shear experiments on magnetized Wax-hematite samples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 112: 147-159.

Cogné, J. P. & Gapais, D., 1986 - Passive rotation of hematite during deformation: a comparison of simulated and natural redbeds fabrics. *Tectonophysics*, 121: 365-372.

D

Darrozés, J., Moisy, M., Olivier, P., Améglio, L. & Bouchez, J. L., 1994 - Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l'échelle du massif à celle de l'échantillon. *C.R. Acad. Sci. Paris* ; 318, série II, P. 243-250.

Dawei H., Shiguang, W., Baofut, H., & Manyuan J. 1996 – Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, Vol. 13, No. 1. Pp. 13 – 27.

Delfour, J., Jeambrun, M., 1970 – Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 de l'Oudalan. Edit. B.R.G.M., Arch.D.G.M. Ouagadougou, 58 pages.

Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J. J., Vidal, M. & Delor, C., 1998 - Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.*, 87, (1-2): 33-63.

Ducellier, J., 1956 - Rapport de fin de campagne (janvier-Avril, 1956) géologie de la région de Ouagadougou Boulsa (Haute-Volta). Rapport D.F.M.G-DKR., 72 p.

Ducellier, J, 1963 - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du Nord de la Haute-Volta. Mém. B.R.G.M, Paris, 10, 320 p.

E

Ennih, N., & Liégeois, J. P., 2001 – The Moroccan Anti-Atlas : the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research 112, 289 – 302.

F

Ferré, E., Gleizes, G. & Bouchez, J. L., 1995 - Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. Tectonics, 14 (5) : 1205-1219.

G

Gaillot, P., Saint-Blanquat (de) & Bouchez, J.L., 2006 - Effects of magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility : models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification. Tectonophysics, 418, 3-19.

Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez J.L., 1991 - Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) zonation, structure et mise en place. C.R. Acad. Sci. Paris,309, série II, pp.755-762.

Gleizes, G., 1992 - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. Thèse de Doctorat- Université Toulouse III, 259 p.

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

Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P. & Bouchez, J.L., 1998 - Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Causerets Panticosa (Pyrenees). *J. Struc. Geol.*, 20 (9-10), 1229-1245.

Gonzalez, S., Sherwood, G., Böhnel, H. & Schnepf, E., 1997 - Paleosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas. *Geophys. J. Int.* 130, 201-219.

Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A. & Launeau, P., 1998 - Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. *J. Struct. Geol.*, 20 (7), 937-944.

H

Henry, B. & Daly, L., 1983 - From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: the prospect of finite strain calibration. *Tectonophysics*, 98: 327-336.

Henry, B. & Hrouda, F., 1989 - Analyse de la déformation finie des roches par détermination de leur anisotropie de susceptibilité magnétique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308: 731-737.

Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, G. & Konan, G., 1996 - Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa) : consequences for the Birimian controversy. *Precambrian Research* 80 pp. 0173-191.

Hrouda, F., 1982 - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys*, 5: p.37-82.

Hrouda, F., 1993 - Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Plan. Inter.* 77: 237-249.

Hubert, H., 1910 - Carte géologique de l'Afrique Occidentale Française au 1/1 000 000, Feuille de Ouagadougou. Notice explicative. Ed. Larose, Paris 45p.

I

Ildefonse, B., Launeau, P., Fernandez, A. & Bouchez, J. L., 1992 - Effect of mechanical interactions on development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach, *J. Struct. Geol.*, 14: 73-83.

J

Jelinek, V., 1978 - Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Studia Geoph. Geod.*, 142, 50-62.

K

Kahoui, M. & Mahdjoub, Y. 2004- An Eburnian alkaline–peralkaline magmatism in the Reguibat rise: the Djebel Drissa ring complex (Eglab Shield, Algeria). *J. Afr. Ear. Sci.*, 39 (2004) 115–122.

Kitson, A. E., 1928 – Provisional geological map of the Gold coast and western Togoland, with brief descriptive note thereon. *Gold Coast Geol. Surv. Bull.*, 2, 13p.

Kruhl, J.H., 1996 - Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz : a microstructural geothermobarometer. *J. Metam. Geol.*, 14, 581-589.

L

Launeau, P., Cruden, A. R., 1998 - Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *J. Geophys. Res.*, 103, 5067 – 5089.

Le, V. T., Angoran, Y. et N’Zi, J., 1980 – Perspectives de minéralisations uranifères en Côte d’Ivoire. SODEMI – rapport n°475.

Léger, J. M., Liégeois, J. P., Pouclet, A. and Vicat, J. P., 1992 – Occurrence of syntectonic alkali-pyroxene granites of Eburnean age (2.1 Ga) in West Niger. Réun. Annu. Sci. T., Toulouse, Abstr., p 96.

Legoux, P. : Carte géologique de l'Afrique Occidentale Française au 1/5 000 000.

Liégeois, J. P., Claessens, W., Camara, D. & Klerkx, J., 1991 - Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. Precambrian Res., 50: 111-136.

Lompo, M., Bourges, F., Debat, P., Lespinasse, P. & Bouchez J. L., 1995 - Mise en place d'un pluton granitique dans la croûte birimienne fragile : fabrique magnétique du massif de Tenkodogo (Burkina Faso). C. R. Acad. Sci. Paris, 320, série II a, p. 1211-1218.

M

McElhinny, M. W., McFadden, P. L., 2000 - Paleomagnetism : continents and oceans. Acad. Press, Int. Geophys. Series, vol. 73, California, 386 pp.

Milési, J. P., Ledru, P., Feybesse, J. L., Dommange, A. & Marcoux, E., 1992 - Early Proterozoic ore deposit and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa, Precambrian Res., 70: 281-301.

Morel, B., Alinat, M., 1993- Géologie, pétrologie et géochimie des syénites de Ninakri : comparaison avec d'autres massifs syénitiques anorogéniques de Côte d'Ivoire et d'Afrique de l'Ouest. J. Afr. Ear. Sci., 17 (2), 213-223.

N

Naba, S., 1999 – Structure et mode de mise en place de plutons granitiques emboîtés : exemple de l'alignement plutonique paléoproterozoïque de Tenkodogo-Yamba dans l'Est du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Unpublished thesis Univ. Dakar, 236 p.

Naba, S., Lompo, M., Debat, P., Bouchez, J.L., Béziat, D., 2004 - Structure and emplacement model for late-orogenic paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso) *J. Afr. Ear. Sci* 38, pp. 41-57.

Naba, S., Vegas, N., Bouchez, J.L., Siqueira, R., Lompo, M., 2006 – Caractères magnétiques, fabriques et contexte géodynamique des granites du Burkina Faso oriental : les plutons de Tenkodogo-Yamba, de Kouare et de Nanemi. *Africa Geoscience Review*, Vol. 13, No. I, pp. 63-76.

Nagata, T., 1953 - Rock magnetism (1^{ère} edition). Mazuren, Tokyo 225 pp.

Nédélec, A., Stephens W. E. & Fallick, A. E., 1995 – The Panafrican Stratoid Granites of Madagascar : Alkaline Magmatism in a Post-collisional Extensional Setting. *Journal of Petrology*, Vol. 36, 1367 – 1391.

Nicolas, A., 1992 - Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *J. Petrol.*, 33: 891-915.

O

O'Reilly, 1984 - Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow, 230 pp.

Olivier, P., & Archanjo, C. J., 1994 - Magnetic and magmatic structures of the Emas granodioritic pluton (Cachoeirinha belt, NE Brazil). Relationships With Pan-African strike-slip fault systems.

Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997 - Homogeneity of granite fabrics at the metre and decametre scales, in J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (eds.), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 113-128.

Ouattara, G., 1998 - Structure du batholite de Ferkessédougou (Secteur de Zuenoula, Côte-d'Ivoire). Implications sur l'interprétation de la géodynamique du Paléoproterozoïque d'Afrique de l'Ouest à 2.1 Ga. Thèse Univ. Orléans. 291 p.

Ouédraogo F.O., Castaing C. 2003 – Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso au 1/200 000, feuille de Boulsa, 63p.

P

Papon, A., 1973 - Géologie et minéralisation du SW de la Côte d'Ivoire (Synthèse des travaux de l'opération SASCA 1962-1968). Mém. B.R.G.M., Orléans, France, n° 80, 286 p.

Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T., 1989 - A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11(3): 349-363.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956 – 983.

Pons, J., Oudin, C. & Valero, J., 1992 - Kinematics of large syn-orogenic intrusions example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Sénégal). *Geologische Rundschau*, 81/2, 473-486, Stuttgart.

Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J. M., 1995 – Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of 2,1 Ga juvenile continental crust : the birimian of south-western Niger. *Precambrian Res.* 70, pp. 281-301.

R

Rees, A. I., 1968 - The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains., *J. Geol.*, 76: 457-465.

Rees, A. I., 1979 - The orientation of grains in a sheared dispersion. *Tectonophysics*, 55: 275-287.

Rocci, G., Bronner, G., Deschamps, M., 1991- Cristalline basement of the West African Craton. In: Dallmeyer, R.D., Lecorche, P.P. (Eds.), *The West African Orogen and Circum Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, pp. 31–60.

Rochette, P., 1987 - Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9: 1015-1020.

Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C., 1992 - Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30: 209-226.

Rosenberg, C.L., 2001 - Deformation of partially-molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. *Intern. J. Earth Sci.*, 90, 60-76.

S

Silitoé R. H. 1973. – An examination of porphyry copper-molybdenum prospects and the overall metallogeny of the birimian system in Upper Volta and Niger, West Africa. 23p.

Stacey, F.D., Banerjee, S.K., 1974 - The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam, 195 pp.

Stephenson, A. S., Sadikum, S. & Potter, D. K., 1986 - A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 84 : 185-200.

Streckeisen, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name, *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.

T

Taylor, S. R. & Mc Lennan, S. M., 1985 - The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford, 312 p.

Traoré, A.S., Naba, S., Kagambèga, N., Lompo, M., Baratoux, L., Ganne, J., 2010 - Mise en place tardi-orogénique de la syénite de Wayen (Burkina Faso, Afrique de l'ouest). Journal des Sciences de Dakar. *Soumis*.

U

Uyeda, S., Fuller M. D., Belshe J. C. & Girdler R. W., 1963 - Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. J. Geophys. Res., 68: 279-291.

V

Vachette, M., Ouédraogo, O.F., 1978. - Ages birimiens déterminés par la méthode du Strontium sur des granitoïdes de Boulsa (Centre Est de la Haute Volta). 5p *Inédit*

Van der Molen, I., Paterson, M. S., 1979 - Experimental deformation of partially-melted granite. Contrib. Mine. Petr. 70 (3), 299 – 318.

Vegas, N., Naba, S., Bouchez, J. L., Jessell, M. 2007- Structure and emplacement of granite plutons in the Paleoproterozoic crust of Eastern Burkina Faso : rheological implications. Intern. Journ. Earth Sciences 97, 6 : 1165-1180.

Vernon, R.H., 2000 - Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences 5:2.

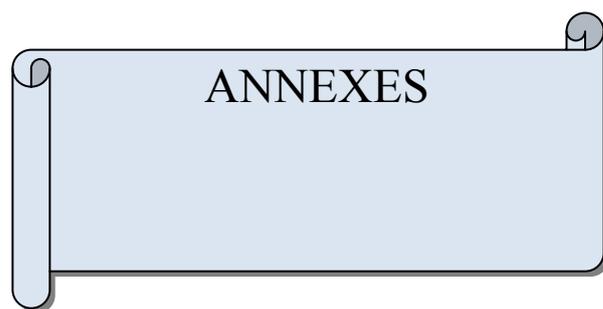
Vigneressse, J. L. & Bouchez, J. L., 1997 - Successive granitic magma Batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). J. Petrol. 38, 12: 1767-1776.

W

Wenmenga, U., 1986 – Pétrologie des ensembles lithologiques du Protérozoïque inférieure au NE de Ouagadougou (Burkina Faso – Craton Ouest Africain). Etude pétrographique, géochimique et géochronologique. Thèse Univ. Clermond-Ferrand, 275p.

Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419.

Wing-Fatt, L. & Stacey, F. D., 1966 - Magnetic anisotropy of laboratory materials in which magma flow is simulated. *Pure App. Geophys.*, 64: 78-80.



ANNEXES

Annexe I : Données scalaires du Complexe Magmatique de Wayen

Site	X (°W)	Y (°N)	Km (en μ SI)	P (en SI)	T (en SI)
Wa 01	1,0123	12,3361	857,8	1,02	0,77
Wa 02	0,9907	12,3352	2636,7	1,02	-0,6
Wa 03	0,9731	12,3365	1719,3	1,04	-0,22
Wa 04	0,9578	12,3395	540,1	1,04	0,39
Wa 05	0,9436	12,3347	407,5	1,08	0,45
Wa 06	0,9240	12,3410	25,5	1,01	0,5
Wa 07	0,9109	12,3496	677,3	1,03	0,092
Wa 08	0,9035	12,3573	683,7	1,04	0,96
Wa 09	0,9352	12,3508	3137,2	1,05	0,55
Wa 10	0,9546	12,3560	342,6	1,01	-0,4
Wa 11	0,9650	12,3548	4536,1	1,05	-0,22
Wa 12	1,0165	12,3069	2226,4	1,04	-0,11
Wa 13	1,0017	12,3019	7029,5	1,03	-0,35
Wa 14	0,9944	12,3049	2937,5	1,03	-0,58
Wa 15	0,9756	12,3022	46526,4	1,08	-0,46
Wa 16	0,9657	12,2938	838,1	1,09	0,25
Wa 17	1,0155	12,2791	1669,3	1,05	-0,26
Wa 18	1,0179	12,2879	4824,6	1,05	0,48
Wa 19	0,9983	12,2836	12205,3	1,06	-0,21
Wa 20	0,9960	12,2792	696,8	1,06	0,19
Wa 21	0,9870	12,2832	2297,8	1,10	-0,09
Wa 22	0,9553	12,2809	315,5	1,01	-0,13
Wa 23	0,9249	12,3145	1298,6	1,07	0,26
Wa 24	0,9217	12,3201	823,6	1,03	0,1
Wa 25	0,9516	12,3227	732,2	1,07	0,55
Wa 26	0,9761	12,3194	702,5	1,03	0,11
Wa 27	0,8954	12,3607	1677,9	1,05	-0,68
Wa 28	0,9008	12,3717	8043,6	1,09	-0,5
Wa 29	0,8969	12,3986	617,1	1,02	-0,6
Wa 30	0,9208	12,4129	2510,8	1,04	0,59
Wa 31	0,9260	12,3895	10470,5	1,03	0,27
Wa 32	0,9370	12,3825	6129,3	1,05	-0,81
Wa 33	0,9318	12,3740	1474,4	1,04	-0,64
Wa 34	0,9017	12,3717	4239,8	1,08	-0,55
Wa 35*	12,3800	0,9859			
Wa 36	0,9865	12,3802	1443	1,05	-0,47
Wa 37*	12,3733	0,9806			
Wa 38	0,9892	12,3608	1470,9	1,05	0,62
Wa 39	0,9937	12,3193	45,8	1,01	0,55
Wa 40	1,0029	12,3165	941,2	1,02	-0,12
Wa 41	0,9781	12,2829	1501,7	1,09	0,4

Wa 42	0,9712	12,3100	12651,6	1,10	-0,05
Wa 43	0,9843	12,3326	144,8	1,04	-0,21
Wa 44	0,9747	12,2910	1764,7	1,11	0,63
Wa 45	0,9699	12,3011	59531,4	1,17	-0,13
Wa 46	0,9620	12,3177	12454,7	1,16	0,63
Wa 47	1,0113	12,2635	135	1,07	0,35
Wa 48	1,0163	12,2763	2526	1,07	-0,52
Wa 49	1,0320	12,2759	8553,4	1,11	0,14

Annexe II : Données directionnelles du CMW

Site	X (°W)	Y (°N)	K3 Decl.	K3 Incl.	Foliation	Pendage	Sens de pendage	K1 Decl.	K1 Incl.
Wa 01	1,0123	12,3361	48	5	138	85	SW	290	80
Wa 02	0,9907	12,3352	131	14	40	76	NW	342	74
Wa 03	0,9731	12,3365	191	52	101	38	NE	75	19
Wa 04	0,9578	12,3395	332	4	62	86	SE	206	83
Wa 05	0,9436	12,3347	334	34	64	56	SE	239	7
Wa 06	0,9240	12,3410	104	4	14	86	NW	337	83
Wa 07	0,9109	12,3496	294	7	24	84	SE	32	50
Wa 08	0,9035	12,3573	318	11	48	79	SE	61	50
Wa 09	0,9352	12,3508	339	18	68	72	SE	222	53
Wa 10	0,9546	12,3560	176	77	86	13	NW	305	8
Wa 11	0,9650	12,3548	154	0	64	90	NW	244	61
Wa 12	1,0165	12,3069	156	43	66	47	NW	51	16
Wa 13	1,0017	12,3019	268	16	178	74	NE	9	35
Wa 14	0,9944	12,3049	256	30	166	60	NE	76	60
Wa 15	0,9756	12,3022	344	15	74	76	SE	248	20
Wa 16	0,9657	12,2938	343	19	73	71	SE	248	16
Wa 17	1,0155	12,2791	342	29	72	61	SE	247	9
Wa 18	1,0179	12,2879	156	23	66	68	SW	283	55
Wa 19	0,9983	12,2836	323	7	53	83	SE	59	39
Wa 20	0,9960	12,2792	334	13	64	77	SE	243	4
Wa 21	0,9870	12,2832	271	29	1	61	SE	174	12
Wa 22	0,9553	12,2809	12	37	102	53	SW	236	44
Wa 23	0,9249	12,3145	292	9	22	81	SE	197	28
Wa 24	0,9217	12,3201	197	17	107	74	NW	82	55
Wa 25	0,9516	12,3227	127	8	37	82	NW	219	11
Wa 26	0,9761	12,3194	166	8	76	82	NW	278	70
Wa 27	0,8954	12,3607	153	5	63	85	NW	304	84
Wa 28	0,9008	12,3717	316	4	46	87	SE	209	78
Wa 29	0,8969	12,3986	288	10	18	80	SE	127	80
Wa 30	0,9208	12,4129	244	34	154	56	NE	348	20
Wa 31	0,9260	12,3895	131	50	41	40	NW	35	5
Wa 32	0,9370	12,3825	42	66	132	24	SW	282	13
Wa 33	0,9318	12,3740	86	21	176	70	SW	188	30
Wa 34	0,9017	12,3717	351	2	81	88	SE	241	84
Wa 35*	12,3800	0,9859							
Wa 36	0,9865	12,3802	76	71	166	19	SW	233	18
Wa 37*	12,3733	0,9806							
Wa 38	0,9892	12,3608	130	13	40	77	NW	226	24
Wa 39	0,9937	12,3193	275	45	5	45	SE	107	45
Wa 40	1,0029	12,3165	200	64	110	26	NE	32	26
Wa 41	0,9781	12,2829	341	6	71	84	SE	72	1

Wa 42	0,9712	12,3100	322	23	52	67	SE	230	4
Wa 43	0,9843	12,3326	230	11	140	79	NE	328	59
Wa 44	0,9747	12,2910	328	1	58	89	SE	58	3
Wa 45	0,9699	12,3011	10	26	100	64	SW	213	62
Wa 46	0,9620	12,3177	40	10	130	80	SW	140	44
Wa 47	1,0113	12,2635	131	20	41	70	NW	7	57
Wa 48	1,0163	12,2763	138	20	48	70	NW	229	2
Wa 49	1,0320	12,2759	128	27	38	63	NW	221	6

Wa* Site non mesuré par l'ASM

Annexe III : Données scalaires du granite de Déou et de son encaissant

Site	X (°W)	Y (°N)	Km (en μ SI)	P (en SI)	T (en SI)
De 01	0,7228	14,6134	6541	1,02	-0,54
De 02	0,7365	14,6291	7873	1,02	0,07
De 03	0,7456	14,6486	25788	1,04	0,15
De 04	0,7531	14,6638	25182	1,05	-0,13
De 07	0,6069	14,6230	135	1,04	-0,06
De 08	0,6253	14,6174	8129	1,10	-0,63
De 10	0,6413	14,6096	169	1,01	0,70
De 11	0,6578	14,6075	100	1,01	-0,11
De 12	0,6748	14,6067	5002	1,04	-0,42
De 13	0,6922	14,6107	5677	1,02	-0,19
De 16	0,7982	14,6321	95	1,06	0,69
De 17	0,7859	14,6271	19331	1,05	-0,59
De 18	0,7712	14,6206	62	1,01	0,62
De 19	0,7552	14,6191	5127	1,03	0,00
De 25	0,6540	14,7320	7229	1,14	-0,70
De 27	0,6601	14,7510	5153	1,02	0,87
De 28	0,6849	14,7539	9007	1,04	-0,18
De 31	0,6878	14,7383	5600	1,16	0,17
De 32	0,7001	14,7500	5183	1,02	0,03
De 33	0,7156	14,7471	4017	1,01	-0,17
De 34	0,7362	14,7534	6678	1,04	-0,11
De 36	0,7561	14,7561	6839	1,02	-0,53
De 40	0,7677	14,7505	8697	1,02	0,34
De 46	0,8022	14,7152	3187	1,02	0,46
De 47	0,7822	14,7117	3919	1,03	0,34
De 48	0,7602	14,7137	4694	1,03	-0,18
De 50	0,7402	14,7136	6308	1,03	-0,79
De 55	0,7572	14,6953	7802	1,01	-0,36
De 56	0,7744	14,6956	3434	1,01	0,33
De 57	0,7947	14,6950	9043	1,01	0,79
De 58	0,8135	14,6950	25562	1,08	0,55
De 59	0,7959	14,6818	10134	1,01	0,16
De 60	0,8105	14,6769	1386	1,01	0,29
De 61	0,8073	14,6612	19038	1,05	0,56
De 63	0,7935	14,6604	19489	1,02	0,05
De 64	0,7691	14,6606	4643	1,02	0,44
De 65	0,7750	14,6789	19134	1,01	0,65
De 66	0,7549	14,6391	10588	1,04	0,28
De 67	0,7626	14,6079	894	1,01	0,28
De 68	0,7994	14,6066	208	1,02	-0,33
De 69	0,8027	14,6066	27122	1,05	-0,31
De 71	0,7541	14,5910	3567	1,04	0,42
De 72	0,7359	14,5991	171	1,01	-0,30
De 73	0,7192	14,5892	164	1,04	-0,38
De 74	0,6901	14,5883	11465	1,04	0,13
De 75	0,6825	14,5873	4668	1,01	0,19
De 76	0,6634	14,5898	1634	1,03	0,54

De 77	0,6831	14,5667	680	1,01	0,33
De 78	0,7009	14,5704	4334	1,06	0,42
De 79	0,7193	14,5717	3463	1,01	0,25
De 81	0,7170	14,5531	595	1,01	-0,82
De 84	0,6976	14,6400	7021	1,02	0,08
De 85	0,6975	14,6596	4702	1,04	0,49
De 86	0,7160	14,6593	5858	1,01	-0,11
De 88	0,6659	14,6759	2245	1,02	-0,27
De 90	0,6338	14,6614	1884	1,03	0,26
De 91	0,6474	14,6642	3637	1,01	0,69
De 92	0,6636	14,6503	1769	1,02	0,15
De 93	0,6782	14,6451	4644	1,02	0,39
De 94	0,6566	14,6503	3280	1,04	0,04
De 95	0,6466	14,6301	4337	1,00	0,07
De 96	0,6622	14,6264	9021	1,01	-0,25
De 97	0,6828	14,6231	4797	1,02	0,23
De 98	0,7003	14,6230	4537	1,03	-0,47

Annexes 4 : Données directionnelles du granite de Déou et de son encaissant

Site	X (°W)	Y (°N)	K3 Decl.	K3 Incl.	Foliation	Pendage	Sens de pendage	K1 Decl.	K1 Incl.
De 01	0,7228	14,6134	5	5	95	85	NE	96	9
De 02	0,7365	14,6291	355	35	85	55	NW	260	6
De 03	0,7456	14,6486	201	29	111	61	SW	36	60
De 04	0,7531	14,6638	18	3	108	87	NE	110	26
De 07	0,6069	14,6230	238	4	148	86	SW	330	20
De 08	0,6253	14,6174	324	28	54	62	NW	210	38
De 10	0,6413	14,6096	197	6	107	84	SW	296	55
De 11	0,6578	14,6075	126	67	36	23	SE	308	23
De 12	0,6748	14,6067	163	37	73	53	SE	289	38
De 13	0,6922	14,6107	28	34	118	56	NE	279	25
De 16	0,7982	14,6321	75	20	165	70	NE	175	27
De 17	0,7859	14,6271	128	37	38	53	SE	27	14
De 18	0,7712	14,6206	320	26	50	64	NW	223	13
De 19	0,7552	14,6191	6	7	96	83	NE	274	14
De 25	0,6540	14,7320	57	35	147	55	NE	260	52
De 27	0,6601	14,7510	201	39	111	51	SW	51	47
De 28	0,6849	14,7539	211	22	121	68	SW	120	1
De 31	0,6878	14,7383	16	2	106	88	NE	264	84
De 32	0,7001	14,7500	203	38	113	52	SW	341	43
De 33	0,7156	14,7471	193	23	103	67	SW	79	43
De 34	0,7362	14,7534	204	36	114	54	SW	109	8
De 36	0,7561	14,7561	225	22	135	68	SW	132	9
De 40	0,7677	14,7505	10	36	100	54	NE	164	51
De 46	0,8022	14,7152	13	39	103	51	NE	228	46
De 47	0,7822	14,7117	264	3	174	87	SW	1	66
De 48	0,7602	14,7137	287	8	17	82	SE	153	78
De 50	0,7402	14,7136	214	20	124	70	SW	58	69
De 55	0,7572	14,6953	29	18	119	72	NE	135	40
De 56	0,7744	14,6956	262	23	172	67	SW	4	26
De 57	0,7947	14,6950	253	48	163	42	SW	52	41
De 58	0,8135	14,6950	213	73	123	17	SW	351	13
De 59	0,7959	14,6818	347	17	77	73	NW	257	1
De 60	0,8105	14,6769	255	10	165	80	SW	163	9
De 61	0,8073	14,6612	79	71	169	19	NE	302	14
De 63	0,7935	14,6604	1	51	91	39	NE	219	33
De 64	0,7691	14,6606	88	7	178	83	NE	181	30
De 65	0,7750	14,6789	12	24	102	66	NE	108	13
De 66	0,7549	14,6391	300	26	30	64	NW	56	42
De 67	0,7626	14,6079	38	12	128	78	NE	170	72
De 68	0,7994	14,6066	288	23	18	67	NW	153	59
De 69	0,8027	14,6066	234	34	144	56	SW	341	23
De 71	0,7541	14,5910	316	9	46	81	NW	51	29
De 72	0,7359	14,5991	291	7	21	83	NW	31	54
De 73	0,7192	14,5892	326	8	56	83	NW	61	37
De 74	0,6901	14,5883	293	7	23	83	NW	49	75
De 75	0,6825	14,5873	18	31	108	59	NE	248	47
De 76	0,6634	14,5898	141	37	51	53	SE	251	25

De 77	0,6831	14,5667	12	81	102	9	NE	196	9
De 78	0,7009	14,5704	88	42	178	48	NE	342	17
De 79	0,7193	14,5717	214	18	124	72	SW	114	28
De 81	0,7170	14,5531	346	3	76	87	NW	232	82
De 84	0,6976	14,6400	353	36	83	54	NW	245	22
De 85	0,6975	14,6596	103	66	13	24	SE	290	24
De 86	0,7160	14,6593	165	4	75	86	SE	72	39
De 88	0,6659	14,6759	181	40	91	50	SW	314	39
De 90	0,6338	14,6614	36	6	126	84	NE	294	63
De 91	0,6474	14,6642	52	61	142	30	NE	262	26
De 92	0,6636	14,6503	171	27	81	63	SE	266	9
De 93	0,6782	14,6451	166	11	76	79	SE	75	3
De 94	0,6566	14,6503	130	23	40	67	SE	257	55
De 95	0,6466	14,6301	318	56	48	34	NW	77	19
De 96	0,6622	14,6264	317	25	47	65	NW	57	20
De 97	0,6828	14,6231	151	65	61	25	SE	57	2
De 98	0,7003	14,6230	190	1	100	89	SW	281	35

LISTE DES FIGURES

Introduction et Chapitre I

Figure I-1 : Carte géologique schématique de la dorsale de Léo (d'après Milésie et al., 1992 modifiée).....	3
Figure 1-2 : Tableau de synthèse sur les granites alcalins du monde et leur contexte de mise en place (Bonin, 2007).....	4
Figure I-3 : Carte géologique simplifiée du Burkina Faso (Castaing et al., 2003).....	7
Figure I-4 : Disposition des moments élémentaires pour différents types d'ordre magnétique (d'après Gleizes, 1992).....	12
Figure I-5 : Courbes d'aimantation en fonction du champ pour les différents types de comportements magnétiques (K_{dia} , K_{para} ; K_{af} ; K_f sont respectivement les susceptibilités diamagnétique, paramagnétique, antiferromagnétique et ferromagnétique ; M_r = aimantation rémanente ; M_s = aimantation à saturation) (d'après Gleizes, 1992).....	12
Figure I-6 : Les trois principales séries de solution solides du système $FeO-TiO_2-FeO$ des roches magmatiques. Pour les titanomagnétites et les titanohématites sont notés (par intervalles de 0,1 moles) les températures de Curie (in Merrill et Mc Elhinny (1983)).....	14
Figure I-7 : Procédure de collecte d'échantillons pour les mesures d'ASM.....	16
Figure I-8 : Instrument de mesure: a: Susceptomètre Kappabridge KLY-3 et son unité de contrôle; b: Dispositif CS-3 (four)-CSL (cryogénique) couplé au susceptomètre KLY-2.....	17
Figure I-9 : Propriétés magnétiques de quelques minéraux communs. <u>in</u> McElhinny and McFadden (2000).....	18
Figure I-10 : Relations entre fabrique magmatique et fabrique magnétique à partir de l'OPF des biotites (bi) et amphiboles (hb) (d'après Gleizes, 1992).....	20
Figure I-11 : Comparaison entre fabrique magnétique et fabrique de forme de la magnétite d'une syénite quartzique de Madagascar.....	22

Chapitre II

Figure II-1: Carte géologique du Complexe Magmatique de Wayen.....	30
Figure II-2: Les différents faciès du CMW à l’affleurement.....	31
Figure II-3: La syénite de Wayen vue en microscopie.....	33
Figure II-4: Les principaux faciès du CMW vus en microscopie.....	35
Figure II-5: Le granite à grains fins vu en microscopie.....	37
Figure II-6: Position des amphiboles de la syénite de Wayen reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).....	39
Figure II-7: Composition des plagioclases de la syénite de Wayen dans le diagramme Or-Ab-An.....	40
Figure II-8: Position des amphiboles du métalave porphyroïde de Wayen reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).....	42
Figure II-9: Composition des plagioclases du métalave porphyroïde dans le diagramme Or-Ab-An.....	42
Figure II-10: Discrimination chimique dans le diagramme A/CNK [(Al ₂ O ₃ /CaO + Na ₂ O + K ₂ O)] en fonction de SiO ₂	45
Figure II-11: Diagramme de discrimination de Whalen entre I, S, M-type et A-type granite (Whalen et al., 1987).....	46
Figure II-12: Diagramme de variation des teneurs en SiO ₂ en fonction des oxydes et éléments en traces Fe ₂ O ₃ + MgO; TiO ₂ ; V; MgO; Ni; P ₂ O ₅ ; MnO; CaO; Fe ₂ O ₃ ; K ₂ O; Na ₂ O; Al ₂ O ₃	48
Figure II-13: Spectre des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C1 (Taylor et McLennan, 1985) des différents faciès de la zone de Wayen.....	48
Figure II-14: Fréquence de la susceptibilité magnétique de la monzonite quartzique et de son encaissant granitique.....	50

Figure II-15: Les différentes courbes thermomagnétiques faites dans le CMW.....	51
Figure II-16: Carte de la susceptibilité magnétique (km en μ SI) dans le CMW.....	52
Figure II-17: Carte de l'anisotropie totale dans le CMW.....	53
Figure II-18: Anisotropie totale en fonction du paramètre de forme (T) du CMW.....	55
Figure II-19: Carte du paramètre de forme (T) dans le CMW.....	55
Figure II-20: Carte de la foliation magnétique dans le CMW et du diagramme de répartition des points dans le stéréogramme.....	57
Figure II-21: Carte de la linéation magnétique dans le CMW et du diagramme de répartition des points dans le stéréogramme.....	59
Figure II-22: Disposition des microstructures dans le CMW.....	60
Figure II-23: Les principales microstructures du complexe magmatique de Wayen.....	61
Figure II-24: Les principales microstructures du complexe magmatique de Wayen.....	63
Figure II-25: Comparaison de l'anisotropie totale et des microstructures au niveau du complexe magmatique de Wayen et de son encaissant.....	65
Figure II-26 : Carte linéamentaire obtenu à partir de l'interprétation des images aéroportées.....	66
Figure II-27: Les étapes successives de la mise en place du CMW.....	67

Chapitre III

Figure III-1: Carte géologique de la région de Déou (Delfour et Jeambrun, 1970).....	71
Figure III-2: Carte des fractures majeures de la région de Déou (Jeambrun et Delfour, 1970).....	72
Figure III-3 : Les principaux faciès de la zone de Déou vus en macroscopie.....	73

Figure III-4: Les principaux faciès du granite de Déou vus en microscopie.....	75
Figure III-5: Les principaux faciès du proche encaissant du granite de Déou vus en microscopie.....	77
Figure III-6: Position des amphiboles du granite porphyroïde non granophyrique de Déou (De 72) reportée dans le diagramme de Leake et al. (1997).....	84
Figure III-7: Composition des plagioclases du granite porphyroïde non granophyrique de Déou (De 72 = carrés pleins; De 98 = Carrés vides) et du granite à grains fins (triangles pleins = De 60).....	85
Figure III-8: Discrimination chimique dans le diagramme A/CNK $[(Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O)]$ en fonction de SiO_2 du granite de Déou.....	87
Figure III-9: Diagramme de discrimination de Whalen entre I, S, M-type et A-type granite (Whalen et al., 1987).....	88
Figure III-10: Diagramme Q-A-P dans lequel est reporté les faciès représentatifs de Déou....	89
Figure III-11: Spectre des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C1 (Taylor et Mc Lennan, 1985) des différents faciès de la zone de Déou.....	89
Figure III-12: Carte de la susceptibilité magnétique (km en μSI) du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	91
Figure III-13 : Courbes thermomagnétiques de quelques sites d'échantillonnage du granite alcalin de Déou.....	92
Figure III-14: Carte de l'anisotropie totale du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	93
Figure III-15 : Anisotropie totale en fonction de la susceptibilité magnétique (Km) dans le granite alcalin de Déou.....	93
Figure III-16 : Anisotropie totale en fonction du paramètre de forme (T) de Jelinek du granite alcalin de Déou.....	94
Figure III-17: Carte du paramètre de forme (T) du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	95

Figure III-18: Carte des foliations et du stéréogramme des contours du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	97
Figure III-19: Carte des contours de foliations du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	98
Figure III-20: Carte de linéation et du stéréogramme de contour du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	99
Figure III-21: Disposition des microstructures du granite alcalin de Déou et de son proche encaissant.....	101
Figure III-22: Les microstructures du granite alcalin de Déou vues en microscopie.....	102
Figure III-23 : Modèle de mise en place du pluton alcalin de Déou.....	103

Chapitre IV

Figure IV-1 : Diagramme de discrimination géochimique de Dawei et al., 1996 avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (ronds pleins), de la trachyandésite (carrés vides) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins). AA: granite alcalin anorogénique; PA: granite alcalin post-orogénique.....	106
Figure IV-2 : Diagramme de discrimination géotectonique de Pearce (1984) avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (ronds pleins), de la trachyandésite (carrés vides) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins).....	106
Figure IV-3 : Diagramme de discrimination géotectonique R1-R2 de Batchelor et Bowden (1985) avec les points représentatifs de la monzonite quartzique (ronds pleins), de la trachyandésite (carrés vides) et du granite alcalin de Déou (carrés pleins) R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti); R2 = 6Ca + 2Mg + Al.....	107
Figure IV-4: Les différents granitoïdes étudiés dans le tableau de synthèse de Bonin (2007)	108

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre II

Tableau II-1 : Données d'analyse chimique de l'amphibole de la syénite (Wa 39).....	39
Tableau II-2 : Données d'analyse chimique des feldspaths de la syénite (Wa 39).....	40
Tableau II-3 : Données d'analyse chimique de l'amphibole des métalaves porphyriques (Wa 37).....	41
Tableau II-4 : Données d'analyse chimique des feldspaths des métalaves porphyriques (Wa 37).....	43
Tableau II-5 : Données analytiques et normatives sur roches totales du CMW.....	44

Chapitre III

Tableau III-1 : Données d'analyse chimique de l'amphibole du granite grossier non granophyrique (De72).....	80
Tableau III-2 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite grossier non granophyrique (De72).....	81
Tableau III-3 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite grossier non granophyrique (De98).....	82
Tableau III-4 : Données d'analyse chimique des feldspaths du granite aplitique non granophyrique (De60).....	83
Tableau III-5 : Données analytiques et normatives sur roches totales de la région de Déou.....	85

TABLES DES MATIERES

Remerciements

Résumé

INTRODUCTION.....1

Chapitre I : METHODOLOGIE.....8

I- Susceptibilité et anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	9
1- Bases théoriques de la méthode.....	9
2- Comportement magnétique des minéraux.....	11
3- L'anisotropie magnétique.....	14
4- Échantillonnage.....	15
5- Mesure au laboratoire.....	17
6- Fabrique magnétique et fabrique minérale.....	19
7- ASM et déformation.....	21

II- Apport de la microstructure dans l'étude structurale par l'ASM.....23

III- Géophysique aéroportée.....25

Chapitre II : LE COMPLEXE MAGMATIQUE DE WAYEN.....27

I- Cadre géologique.....28

II- Caractères pétrographiques du Complexe Magmatique de Wayen.....29

1- La syénite de Wayen.....	32
2- Les métalaves porphyriques.....	34
3- Granite à grains moyens.....	34
4- Granite à grain fin.....	36
5- Conclusion à l'étude pétrographique.....	38

III- Caractères géochimiques du Complexe Magmatique de Wayen.....38

1- Géochimie sur les minéraux.....	38
1-1- la syénite de Wayen.....	38
1-2- Les métalaves porphyriques.....	41
2- Géochimie sur roche totale.....	43
3- Conclusion à l'étude géochimique.....	47

IV- Caractères structuraux du CMW.....	49
1- Les données scalaires.....	49
1-1- La susceptibilité magnétique.....	49
1-2- L'anisotropie totale.....	53
1-3- Le paramètre de forme (T) de Jelinek.....	54
2- Les données directionnelles.....	56
2-1- La foliation magnétique.....	56
2-2- La linéation magnétique.....	58
3- Les microstructures.....	58
4- Conclusion à l'étude structurale.....	64
V- DISCUSSION ET CONCLUSION.....	64
Chapitre III : LE PLUTON DE GRANITE DE DEOU.....	69
I- CADRE GEOLOGIQUE.....	70
II- CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PRINCIPALES UNITES.....	70
1- Le granite alcalin de Déou.....	70
1-1- Le faciès grossier.....	74
1-2- Le faciès aplitique.....	74
2- Le proche encaissant.....	76
2-1- La microdiorite quartzique.....	76
2-2- Les metabasaltes.....	78
2-3- Le grès quartzique.....	78
3- Conclusion à l'étude pétrographique.....	79
III- CARACTERES GEOCHIMIQUES DU GRANITE ALCALIN DE DEOU... 	79
1- Géochimie sur les minéraux.....	79
2- Géochimie sur roche totale.....	85
3- Conclusion à l'étude géochimique du granite de Déou.....	87
IV-CARACTERES STRUCTURAUX DU GRANITE ALCALIN DE DEOU.....	90
1- Les données scalaires.....	90
1-1- La susceptibilité magnétique.....	90
1-2- L'anisotropie totale.....	90
1-3- Le paramètre de forme de Jelinek.....	94
2- Les données directionnelles.....	95
2-1- La foliation magnétique.....	96
2-2- La linéation magnétique.....	96
3- Les microstructures.....	100

4- Discussion et conclusion à l'étude microstructurale.....	100
V- DISCUSSION ET CONCLUSION.....	100
Chapitre IV : DISCUSSION ET CONCLUSION <i>(Contexte géodynamique de mise en place des plutons de granites alcalins</i> <i>Paléoprotérozoïques du Burkina).....</i>	104
Références bibliographiques.....	110
Annexes.....	122