

N° d'ordre : 17/2006-M/S-N

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de MAGISTER
EN SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : GEOLOGIE MINIERE

Par :
Samia NEDJARI, née BELLAHSENE

Sujet

**Pétrographie, Géochimie et Minéralogie du massif d'Ebelekane (Hoggar Central, Algérie). Minéralisations associées à tantale, niobium et étain.
Cristallochimie des micas et des niobo-tantalates.**

Soutenue publiquement le 20 avril 2006, devant le jury composé de :

HADDOUM Hamid	Professeur,	USTHB	Président
AISSA Djamel-Eddine	Professeur,	USTHB	Directeur de Thèse
OUABADI Aziouez	Professeur,	USTHB	Examineur
KESRAOUI Mokrane	Maître de Conférences,	USTHB	Examineur
CHALAL Youcef	Maître de Conférences,	USTHB	Examineur

*"Je constate que je n'ai, hélas ! Aucune révélation à vous apporter (...)
Tout ce que je pourrais vous dire d'un peu notable,
Vous le savez déjà (...)"*

*Jules ROMAINS, Les Hommes de bonne volonté.
Tome X, XIX, p. 198.*

"It does not matter how slowly you go so long as you do not stop"

Confucius

Tantale, roi légendaire de **Phrygie**, fils de **Zeus**, père de **Pélops** et de **Niobé**. Admis à la table des dieux, il dérobe le nectar et l'ambrosie pour les faire goûter aux mortels. Dans le but d'éprouver la prescience divine, il égorge son propre fils Pélops et le sert aux dieux dans un festin. Zeus le punit, après sa mort, par un supplice horrible. Précipité dans le **Tartare**, Tantale est attaché par les **Erinyes** à un arbre chargé de fruits, placé au milieu d'un lac limpide. Tourmenté par la soif et la faim, il voit sans cesse les fruits se relever quand sa main veut les saisir, et l'eau baisser et lui échapper. L'expression "**supplice de Tantale**" désigne l'état d'une personne réduite à se passer de ce qui est en quelque sorte sous sa main ou à former des désirs qui, toujours prêts à se réaliser, sont toujours trompés.

"Hermès" (Source Internet)

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE
INTRODUCTION GENERALE

	Page
CHAPITRE I- 1 : PRESENTATION DE L'ETUDE	
1. BUT ET OBJECTIFS.....	3
2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	5
3. CADRE ET CONDITIONS DE REALISATION.....	5
4. METHODES D'ETUDE.....	8
5. TECHNIQUES ANALYTIQUES.....	9
CHAPITRE I- 2 : APERCU SUR LA GEOLOGIE DES METAUX RARES	
1. INTRODUCTION.....	11
2. DEFINITION.....	13
2.1. Les granites à métaux rares.....	13
2.2. Les granites à tantale.....	14
3. CLASSIFICATION.....	15
3.1. Les granites à topaze.....	15
3.2. Les granites à tantale.....	15
4. ORIGINE DES GRANITES A METAUX RARES ET A TANTALE.....	16
5. CONCLUSION.....	19
CHAPITRE I- 3 : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	
1. INTRODUCTION.....	21
2. STRUCTURE D'ENSEMBLE.....	23
2.1. Le Hoggar occidental.....	23
2.1.1. Le domaine occidental.....	23
2.1.2. Le domaine oriental.....	24
2.1.3. Le terrane d'In Ouzzal.....	25
2.2. Le Hoggar central.....	26
2.2.1. La LATEA.....	26
2.2.2. Le terrane d'Assodé-Issalane.....	29
2.2.2.1. Les terrains métamorphiques.....	29
2.2.2.2. Les formations granitiques.....	31
<i>a. Les granitoïdes du secteur d'Assodé, Aïr.....</i>	<i>31</i>
<i>b. Les granitoïdes du secteur d'Issalane, Hoggar.....</i>	<i>32</i>
2.3. Le Hoggar oriental.....	33
2.3.1. Le domaine de Djanet-Tafassasset.....	33
2.3.2. La formation de Tiririne.....	34
2.3.3. Evolution tectonique.....	35
3. CADRE GEODYNAMIQUE GLOBAL.....	36
4. LE MAGMATISME PANAFRICAIN TARDIF.....	38
4.1. Les "Taourirts" des terranes d'Iskel et In Teidini.....	38
4.2. Les "Taourirts" de la LATEA.....	40
5. CONCLUSION.....	42

DEUXIEME PARTIE
ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF GRANITIQUE D'EBELEKANE

Page

CHAPITRE II- 1 : PETROGRAPHIE

1. ORGANISATION GENERALE DU MASSIF D'EBELEKANE.....	45
2. PETROGRAPHIE.....	47
2.1. Le granite à biotite encaissant.....	47
2.2. La coupole granitique.....	48
2.2.1. Le granite à albite-zinnwaldite-topaze.....	48
a. <i>Texture</i>	48
b. <i>Composition minéralogique</i>	49
c. <i>Les altérations hydrothermales</i>	56
2.2.2. L'aplite pegmatite du toit.....	56
2.2.2.1. La pegmatite.....	57
2.2.2.2. L'aplite.....	60
2.1.3. Dispositif et mode de mise en place.....	61
2.2. Autres faciès étudiés.....	61
2.2.1. Le microgranite porphyrique.....	62
a. <i>Texture</i>	62
b. <i>Composition minéralogique</i>	62
2.2.2. Le microgranite orbiculaire.....	63
2.2.3. L'aplite filonienne.....	64
3. CONCLUSION.....	64

CHAPITRE II- 2 : CRISTALLOCHIMIE DES MICAS

1. INTRODUCTION.....	67
2. CLASSIFICATION DES MICAS LITHINIFERES.....	67
2.1. La classification de Föster, 1960.....	67
2.2. La classification de Monier, 1986.....	69
2.3. La classification de Stone <i>et al</i> , 1988.....	71
2.4. La classification de Tischendorf <i>et al</i> , 1997.....	73
3. METHODES DE DETERMINATION DU LITHIUM.....	73
3.1. La relation de Monier, 1986.....	74
3.2. La méthode de Tindle & Webb, 1990.....	74
3.3. La méthode de Tischendorf <i>et al</i> , 1997.....	75
3.4. Examen comparatif des méthodes d'estimation du lithium.....	76
a. <i>Cas des micas trioctaédriques</i>	76
b. <i>Cas des micas dioctaédriques</i>	78
3.5. Conclusion.....	78
4. DOMAINES DE COMPOSITION DES MICAS D'EBELEKANE.....	79
4.1. Introduction.....	79
4.2. Composition des micas de la coupole granitique.....	82
4.2.1. Les zinnwaldites.....	82
4.2.2. Les muscovites.....	83
4.3. Composition des micas du microgranite.....	83
4.4. Composition des micas du faciès greisenisé.....	84

5. MECANISMES DE SUBSTITUTION.....	84
5.1. Mécanismes liés aux micas primaires.....	84
5.2. Mécanismes liés aux micas secondaires.....	88
6. CONCLUSION.....	90

CHAPITRE II-3 : CRISTALLOCHIMIE DES NIOBO-TANTALATES

1. INTRODUCTION.....	91
2. RAPPELS DES PRINCIPAUX GROUPES D'OXYDES NIOBO-TANTALIFERES.....	91
2.1. Les niobo-tantalates.....	92
2.1.1. Les columbo-tantalites.....	92
2.1.2. Les tapiolites.....	92
2.1.3. Les ixiolites.....	93
2.1.4. Les wodginites.....	94
2.1.5. Les pyrochlores.....	96
2.1.6. Les niobo-tantalates à Terres Rares.....	97
2.2. Les oxydes à niobium-tantale.....	97
3. MINERALOGIE DES NIOBO-TANTALATES D'EBELEKANE.....	98
3.1. Introduction.....	98
3.2. Les columbo-tantalites.....	99
3.2.1. Les columbo-tantalites du microgranite.....	101
<i>a. Forme et habitus.....</i>	101
<i>b. Type de zonage et domaine de composition.....</i>	101
3.2.2. Les columbo-tantalites de la coupole.....	108
<i>a. Forme et habitus.....</i>	108
<i>b. Type de zonage et domaine de composition.....</i>	108
3.2.3. Mécanismes de substitution.....	112
3.3. Les wodginites.....	114
3.3.1. Aspects morphologiques.....	114
3.3.2. Cristallochimie des wodginites.....	115
3.3.1.1. Structure des wodginites.....	115
3.3.1.2. Formule structurale.....	116
3.3.1.3. Chimie des sites.....	117
3.3.3. Domaine de composition.....	119
3.3.4. Mécanismes principaux de substitution.....	121
3.4. Les oxydes à niobium-tantale.....	126
3.4.1. La cassitérite.....	126
3.4.2. Le rutile.....	127
3.5. Relation entre oxydes à Nb-Ta et niobo-tantalates.....	128
4. EVOLUTION DES COMPOSITIONS A L'ECHELLE D'UN CRISTAL ZONE.....	129
4.1. Stades principaux de cristallisation.....	129
4.1.1. Stade premier.....	129
4.1.2. Stade deuxième.....	131
4.1.3. Stade troisième.....	134
4.2. Essai d'interprétation.....	135
5. CONCLUSION.....	136

CHAPITRE II-4 : GEOCHIMIE

1. INTRODUCTION.....	139
2. GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS.	139
2.1. Les données d'analyses.....	139
2.2. Caractérisation géochimique par les éléments majeurs.....	141
2.2.1. L'affinité magmatique.....	141
2.2.2. L'hyperaluminosité.....	144
3. GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES.	145
<i>a. Le granite à albite-zinnwaldite-topaze.</i>	146
<i>b. Le microgranite porphyrique</i>	146
<i>c. L'aplite filonienne</i>	147
4. GEOCHIMIE DES TERRES RARES.	150
<i>a. Le granite à albite-zinnwaldite-topaze.</i>	151
<i>b. Le microgranite porphyrique</i>	153
<i>c. L'aplite filonienne</i>	153
5. LES DONNEES DE LA NORME.....	153
6. CLASSIFICATION.....	156
7. TYPOLOGIE.....	160
7. 1. Nature des roches sources.....	161
7. 2. Conditions d'anatexie.....	162
7. 3. Différenciation magmatique.....	164
8. CONTEXTE GEODYNAMIQUE.....	165
9. CONCLUSION.....	169

CHAPITRE II-5 : ELEMENTS DE PETROGENESE

1. INTRODUCTION.....	171
2. ORIGINE DES GRANITES A METAUX RARES.....	171
3. ROLE DES ELEMENTS VOLATILS DANS LES PROCESSUS DE DIFFERENCIATION.....	172
4. GENESE DES MINERALISATIONS.....	174
5. MODE DE CRISTALLISATION DU GRANITE A TANTALE D'EBELEKANE.....	176
6. CONCLUSION.....	178

CONCLUSIONS GENERALES.....	183
-----------------------------------	------------

BIBLIOGRAPHIE.....	189
---------------------------	------------

ANNEXE.....	211
--------------------	------------

LISTE DES FIGURES

N°	Figure	Page
1.	<u>I-1.1</u> : Situation du secteur d'Ebelekane. (Extrait de la Carte topographique AFRIQUE 1/2000.000. Feuille Sud, IGN, 1960).....	6
2.	<u>I-1.2</u> : Localisation du massif d'Ebelekane. (Extrait de la Carte topographique 1/200.000. Feuille ASSEO).....	7
3.	<u>I-3.1</u> : Carte des terranes du Bouclier targui (d'après Black <i>et al</i> , 1994).....	22
4.	<u>I-3.2</u> : Répartition des formations métamorphiques encaissantes d'Ebelekane. (Modifié de Liégeois <i>et al</i> , 1994).....	30
5.	<u>I-3.3</u> : Répartition des granitoïdes encaissants d'Ebelekane, secteur du Hoggar oriental– Aïr. (Modifié de Liégeois <i>et al</i> , 1994).....	33
6.	<u>I-3.4</u> : Situation des terranes du Hoggar central et oriental vers 600 Ma. (D'après Liégeois <i>et al</i> , 2000).....	36
7.	<u>I-3.5</u> : Carte de répartition des granites panafricains tardifs du Bouclier Targui. (Modifié de Cheilletz <i>et al</i> , 1992).....	40
8.	<u>I-3.6</u> : Répartition des granites "Taourirt" de part et d'autre de l'accident du 4°50. (Modifié de Azzouni-Sekkal <i>et al</i> , 2003).....	41
9.	<u>II-1.1</u> : Carte et coupe géologiques du massif d'Ebelekane. (Modifié de Nomokonov, 1990).....	46
10.	<u>II-2.1</u> : Diagramme de classification des micas Li—M ²⁺ — Al (Monier, 1987).....	70
11.	<u>II-2.2</u> : Champs des lépidolites, zinnwaldites, sidérophyllites (d'après Stone <i>et al</i> , 1988) dans le diagramme octaédrique de classification des micas Li— [Al ^{VI} + Ti] — [Fe ²⁺ +Mg+Mn] (Föster, 1960).....	70
12.	<u>II-2.3</u> : Diagramme de classification des micas (Tischendorf <i>et al</i> , 1997).....	72
13.	<u>II-2.4</u> : Diagramme binaire de corrélation F—Li ₂ O (Monier & Robert, 1986)....	74
14.	<u>II-2.5</u> : Anti-corrélation F-Fe montrant les deux trends d'évolution des micas (D'après Stone <i>et al</i> , 1997)	80

N°–	<u>Figure</u>	Page
15.	<u>II-2. 6</u> : Projection des micas du massif d'Ebelekane a. Diagramme octaédrique Li— [Al VI+Ti] — [Fe ²⁺ +Mg+Mn] (Föster, 1960) b. Diagramme M ²⁺ —Li—Al (Monier, 1987).....	81
16.	<u>II-2. 7</u> : Domaines de composition des micas lithiques d'Ebelekane (D'après Tischendorf <i>et al</i> , 1997).....	81
17.	<u>II-2. 8</u> : Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas lithinifères (Henderson <i>et al</i> , 1989 ; Stone <i>et al</i> , 1997).....	86
18.	<u>II-2. 9</u> : Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas lithinifères. (D'après Belkasmi, 1993).....	87
19.	<u>II-2. 10</u> : Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas secondaires. (D'après Belkasmi, 1993).....	89
20.	<u>II-3. 1</u> : Domaine de composition des columbo-tantalites dans le diagramme [FeNb ₂ O ₆ - MnNb ₂ O ₆ - FeTa ₂ O ₆ - MnTa ₂ O ₆] (D'après Černý & Ercit, 1985).....	110
21.	<u>II-3. 2</u> : Diagrammes binaires de variation des éléments majeurs dans les columbo-tantalites du massif d'Ebelekane.(D'aprèsBelkasmi, 1993).....	110
22.	<u>II-3. 3</u> : Diagrammes binaires de substitution entre principaux éléments (en atomes par unité de formule) dans les columbo-tantalites du massif d'Ebelekane (D'après Belkasmi, 1993).....	113
23.	<u>II-3. 4</u> : Types morphologiques (a, b, c) des wodginites. (Modifié de : Ercit <i>et al</i> , 1992 b).....	114
24.	<u>II- 3. 5</u> : Structure idéale de la wodginite, projetée suivant X (D'après Ercit <i>et al</i> , 1992 a).....	115
25.	<u>II-3. 6</u> : Chimie des sites. (D'après Ercit <i>et al</i> , 1992 b).....	118
26.	<u>II-3. 7</u> : Relations entre cations dans le site B. (D'après Tindle <i>et al</i> , 1998).....	118
27.	<u>II-3. 8</u> : Domaine de composition des wodginites d'Ebelekane. (D'après Tindle & Breaks, 1998).....	119
28.	<u>II-3. 9</u> : Diagrammes de variation des éléments cationiques dans les wodginites d'Ebelekane.....	122
29.	<u>II-3. 10</u> : Diagrammes de variation des éléments cationiques dans les wodginites d'Ebelekane.-Site B-.....	123

N°	<u>Figure</u>	Page
30.	<u>II-3. 11</u> : Mécanismes de substitution régissant les compositions des wodgeinites de la coupole granitique d'Ebelekane.....	123
31.	<u>II-3. 12</u> : Compositions globales des oxydes à Nb-Ta et des niobo-tantalates d'Ebelekane dans le diagramme [(W, Ti, Sn) — (Nb, Ta) — (Fe, Mn)]. (D'après Černý & Ercit, 1985 ; Černý & Ercit, 1989).....	128
32.	<u>II-3. 13</u> : Profils d'analyses ponctuelles à la microsonde des columbo-tantalites composant le cœur du cristal.....	132
33.	<u>II-3. 14</u> : Profils d'analyses ponctuelles à la microsonde de la wodgeinite composant la bordure du cristal.....	133
34.	<u>II-4. 1</u> : Domaine de projection des roches d'Ebelekane dans les diagrammes : a. de discrimination des granites à SiO ₂ >68% (Sylvester, 1989) b. SiO ₂ / K ₂ O (D'après Ringwood, 1989) c. SiO ₂ / K ₂ O+Na ₂ O (D'après Middlemost, 1997).....	142
35.	<u>II-4. 2</u> : Position des roches d'Ebelekane dans le diagramme A/NK—A/CNK. (D'après Maniar & Piccoli, 1989).....	143
36.	<u>II-4. 3</u> : Position des roches d'Ebelekane dans le diagramme multi-cationique A-B (Debon & Le Fort, 1988).....	143
37.	<u>II-4. 4</u> : Spectres multiéléments des roches d'Ebelekane, normalisés aux valeurs de la croûte : a. Inférieure ; b. Supérieure.....	148
38.	<u>II-4. 5</u> : Diagrammes logarithmiques de variations des éléments : K, Sr et Ba <i>versus</i> Rb (Selon Dostal & Chatterjee, 1995).....	149
39.	<u>II-4. 6</u> : Projection des teneurs en Rb-Nb-Ta dans les diagrammes logarithmiques inter-éléments.....	149
40.	<u>II-4. 7</u> : Spectres de Terres Rares des roches d'Ebelekane, normalisés à la chondrite C1.....	152
41.	<u>II-4. 8</u> : Les granites d'Ebelekane dans le diagramme normatif de classification Q'- Anor. (D'après Streckeisen & Le Maître, 1979).....	155
42.	<u>II-4. 9</u> : Projection des compositions dans le diagramme de phase Q-Ab-Or représentant un système haplogranitique saturé en eau à 1kbar avec ajout de fluor.....	155
43.	<u>II-4. 10</u> : Concentrations en éléments en traces et Terres Rares, normalisés au standard U.S. RGM-1 (Govindaraju, 1984).....	159

N°	<u>Figure</u>	Page
44	<u>II-4.11</u> : Projection des roches d'Ebelekane dans le diagramme typologique A-B de Debon & Le Fort, 1988, situant les domaines des granitoïdes peralumineux. (D'après Villaseca <i>et al</i> , 1998).....	160
45.	<u>II-4.12</u> : Domaines de projection dans quelques diagrammes typologiques conventionnels (D'après Whalen <i>et al</i> , 1987).....	163
46.	<u>II-4.13</u> : Les granitoïdes d'Ebelekane dans les diagrammes de discrimination géotectonique par les éléments majeurs (D'après Maniar & Piccoli, 1989).....	166
47.	<u>II-4.14</u> : Domaines de projection des granitoïdes d'Ebelekane dans le diagramme de discrimination R1-R2 . (D'après Batchelor & Bowden, 1985).....	166
48.	<u>II-4.15</u> : Domaines de projection des granitoïdes d'Ebelekane dans les diagrammes de discrimination par les éléments en traces. (D'après Pearce <i>et al</i> , 1984 ; Pearce, 1996)	167
49.	<u>II-4.16</u> : Classification des granites de collision d'après le contexte géotectonique et la source.(Modifié de Harris <i>et al</i> , 1986).....	168

LISTE DES TABLEAUX

N°	<u>Tableau</u>	Page
1.	<u>I-2. 1</u> : Les métaux rares en Economie minière. (D'après Ste-Croix & Doucet, 2001).....	12
2.	<u>I-2. 2</u> : Classification globale des pegmatites à métaux rares (Modifié de Černý, 1991 et de Ste-Croix & Doucet, 2001).....	18
3.	<u>II-1. 1</u> : Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths de la coupole granitique d'Ebelekane.....	54
4.	<u>II-1. 2</u> : Compositions chimiques et formules structurales des topazes du massif d'Ebelekane.....	55
5.	<u>II-2. 1</u> : Tableau comparatif de classification des micas lithinifères (d'après Stone <i>et al</i> , 1988).....	71
6.	<u>II-2. 2</u> : Compilation d'équations de régression pour l'estimation des teneurs en Li ₂ O dans les micas tri- et dioctaédriques. (D'après Tischendorf <i>et al</i> , 1997).....	75
7.	<u>II- 2. 3</u> : Détermination de Li ₂ O dans des micas trioctaédriques sélectionnés du massif d'Ebelekane.....	76
8.	<u>II- 2. 4</u> : Calcul des sites ΣX et ΣY à partir des teneurs en Li ₂ O déterminées sur des micas trioctaédriques sélectionnés du massif d'Ebelekane.....	77
9.	<u>II-2. 5</u> : Tableau comparatif des valeurs de Li ₂ O estimées dans des micas dioctaédriques sélectionnés du massif d'Ebelekane.....	78
10.	<u>II-3. 1</u> : Classification des wodginites. (D'après Ercit <i>et al</i> , 1992).....	95
11.	<u>II-3. 2</u> : Variétés tungsténifères hypothétiques de wodginites (Tindle <i>et al</i> , 1998).....	95
12.	<u>II-3. 3</u> : Compositions chimiques représentatives des columbo-tantalites du massif d'Ebelekane.....	100
13.	<u>II-3. 4</u> : Compositions chimiques représentatives des wodginites de la coupole granitique d'Ebelekane.....	120
14.	<u>II-3. 5</u> : Exemples de substitutions dans les wodginites d'Ebelekane.....	124
15.	<u>II-3. 6</u> : Compositions des wodginites illustrant les principaux mécanismes de substitution.....	125

N°	<u>Tableau</u>	Page
16.	<u>II-3. 7 :</u> Compositions représentatives des cassitérites et rutiles du massif d'Ebelekane.....	126
17.	<u>II-3. 8 :</u> Analyse à la microsonde électronique des zonations dans un cristal niobo-tantalifère.....	130
18.	<u>II-4. 1 :</u> Compositions en éléments majeurs représentatives des roches d'Ebelekane.....	140
19.	<u>II-4. 2 :</u> Paramètres déterminés à partir des éléments majeurs, utilisés dans la nomenclature de Debon & Le Fort, 1988.....	144
20.	<u>II-4. 3 :</u> Compositions en éléments en traces représentatives des roches d'Ebelekane.....	147
21.	<u>II-4. 4 :</u> Compositions en Terres Rares représentatives des roches d'Ebelekane.....	151
22.	<u>II-4. 5 :</u> Compositions normatives des roches d'Ebelekane.....	153
23.	<u>II-4. 6 :</u> Géochimie comparée des granites à topaze et du granite d'Ebelekane. (Modifié de Taylor, 1992).....	157
24.	<u>II-4. 7 :</u> Géochimie comparée du granite d'Ebelekane et des granites à tantale de la littérature.....	158

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

N°	<u>Planche</u>	Page
1.	<u>II-1. 1 :</u> Faciès pétrographiques des roches représentatives d'Ebelekane.....	51
2.	<u>II-1. 2 :</u> Aspects texturaux du granite à albite-zinnwaldite-topaze.....	53
3.	<u>II-1. 3 :</u> Microfaciès des roches représentatives d'Ebelekane.....	59
4.	<u>II-3. 1 :</u> Aspects des niobo-tantalates au microscope électronique à balayage. a. Vue d'ensemble ; b. Détail du cristal.....	103
5.	<u>II-3. 2 :</u> Images en mode d'électrons rétrodiffusés illustrant les zonations chimiques dans les niobo-tantalates.....	105
6.	<u>II-3. 3 :</u> Images en électrons rétrodiffusés des niobo-tantalates du massif d'Ebelekane.....	107

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, j'ai plaisir à remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Monsieur AISSA Djamel Eddine pour avoir accepté de le diriger. Je ne le remercierai jamais assez pour toutes les démarches engagées afin de me faire bénéficier d'un stage à Nancy, ô combien utile ! Au-delà de cet apport scientifique inestimable, je lui serais toujours reconnaissante pour sa confiance accordée et son indulgence, en dépit de mes fâcheux antécédents. Ce travail n'aurait pas vu le jour sans son précieux concours.

Monsieur MARIIGNAC Christian a une grande part dans ce projet, en me réservant le meilleur accueil à l'Ecole des Mines et au CRPG de Nancy. En m'offrant les moyens matériels nécessaires à l'étude ainsi que l'accès sans réserve à la documentation et en me consacrant une partie de son temps malgré ses grandes responsabilités, il a été pour moi une réelle source d'encouragement.

Mes remerciements vont tout spécialement à M. KESRAOUI Mokrane qui m'a accompagnée et assistée tout au long de ce parcours. Toujours disponible et d'une patience légendaire, il m'a aidée à surmonter ma phobie du microordinateur et m'a appris les quelques rudiments utiles d'informatique. Je lui suis redevable, entre autres, du traitement de toutes les données analytiques et du calcul des formules structurales, y compris de la wodginite dont il est en droit de revendiquer la paternité.

J'aimerais remercier de tout coeur les membres du jury : M. HADDOUM Hamid, M. OUABADI Aziouez et M. CHALAL Youcef, qui me font l'honneur de juger ce travail. Je n'oublie pas qu'ils ont été, avec M. KESRAOUI Mokrane, à l'origine de la "conspiration", m'entraînant dans cette aventure périlleuse. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance pour l'aide considérable qu'ils m'ont procurée et pour l'amitié sincère qu'ils me portent.

Mes remerciements les plus chaleureux sont pour M. NEDJARI Ahmed, pour son soutien moral. En m'ôtant tout souci d'ordre existentiel et en veillant à mon confort et mon bien-être, il a grandement participé à l'aboutissement de ce projet.

Je voudrais exprimer toute l'estime et l'infinie admiration que j'ai pour Melle MAHDJOUB Yamina ,Mme CHIKHI Fettouma et Mme HADDAD Raihana, qui ont marqué d'une pierre blanche mes études universitaires et mes débuts dans la vie active. Leurs immenses qualités humaines et compétences scientifiques feront toujours d'elles des modèles et des exemples à suivre.

Je tiens à dire le respect que je dois à M. TEFIANI Mohammed. Je lui saurai éternellement gré de m'avoir permis d'intégrer le Département de Géologie et d'y poursuivre ma carrière. Je le remercie aussi pour toutes ses délicates attentions et sa sollicitude bienveillante à mon égard.

Mon souvenir s'adresse à tous mes amis de l'ORGM et tout particulièrement à M. TOUAHRI Belkacem, pour sa grande générosité de cœur, M. HOUFANI Messaoud et M. YAHIAOUI Bachir pour leur aimable assistance, M. HAMEIMA-ZORGUI Hamid et M. DJEBBOUR Boualem pour leur accueil chaleureux à la Base de Tamanrasset, sans oublier M. LAHOUEL Ali et M. BELAZREG Rachid, qui, par leur dévouement, ont rendu possible ma mission de terrain.

Je ne saurais non plus oublier Melle ABDI Fella pour sa bonté et son hospitalité, elle qui, sans même me connaître, m'a ouvert grand les portes de sa maison, m'offrant "le gîte et le couvert", et Mme et M. FAHRI, Saliha et Belgacem, pour les bons moments partagés en famille.

Je tiens à remercier tout le personnel des Services, d'Analyses de Roches et Minéraux du C.R.P.G et de Microanalyse de l'Université Henri Poincaré de Nancy, pour la qualité exceptionnelle des travaux de laboratoire réalisés mais aussi pour leur immense gentillesse et leur grand sérieux.

Un grand merci à toutes et à tous, amis (es) et collègues de l'USTHB que je ne peux nommer mais qui se reconnaîtront, pour les nombreuses marques sympathie et d'affection et qu'ils (elles) m'auront témoigné tout au long de cette interminable marche.

Le mot de la fin va à mes filles, Kahina et Nardjess, dont le soutien et la complicité m'auront permis de mener à bien cette immense tâche.

RÉSUMÉ

Le présent mémoire se veut une contribution à la connaissance des granites à métaux rares (GMR), à travers l'étude détaillée du granite en coupole d'Ebelekane situé au sud-est du Hoggar.

La coupole est constituée d'un corps granitique principal et d'une aplite-pegmatite rubanée, confinée au toit et disposée en apparence dans les joints de contraction du granite. Elle renferme une minéralisation sub-économique, à tantale dominant, exprimée sous forme d'oxydes niobo-tantalifères (Ta>Nb, Sn).

Le granite se compose principalement d'albite, zinnwaldite et topaze et présente une texture "*réticulée*" singulière, à grain fin et à quartz "*boule de neige*". Les oxydes métalliques font partie intégrante de la course de cristallisation et définissent une lignée à Mn : Manganocolumbite- Manganotantalite- wodginite – cassitérite, représentant un trend primaire dans un magma enrichi en fluor.

Unique par son degré extrême de différenciation et d'évolution, le granite d'Ebelekane doit sa signature géochimique particulière à un processus majeur de cristallisation fractionnée, s'illustrant par des teneurs élevées en alumine, silice, alcalins (avec $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), F, Li, Ga, Rb, Nb, Sn, Ta et très faibles en phosphore, titane, magnésium, fer, Ba, Sr, Y, Zr et Terres Rares. Cependant, le comportement contrasté, dit non-CHARAC de certains éléments en traces (HFSE), l'enrichissement extrême en tantale et l'effet tétrade des lanthanides indiquent une forte interaction fluide-magma, impliquant la présence de complexes fluorés.

Les relations de phases, ordre de cristallisation et textures minérales sont conformes aux données expérimentales obtenues dans un système haplogranitique fortement enrichi en fluor et lithium, sous des conditions sous-saturées en eau à $P_{\text{H}_2\text{O}}=2\text{kbars}$. Ces éléments volatils abaissent les températures à la fois du *solidus* et du *liquidus*, réduisent la viscosité, accroissent considérablement la solubilité de l'eau et des éléments incompatibles, favorisant la concentration métallique dans les magmas résiduels.

Le granite à tantale d'Ebelekane résulterait ainsi de la cristallisation métastable d'un magma siliceux hydraté résiduel, surfondu, refroidi en- deçà de la température d'équilibre du *liquidus* sous l'effet d'éléments "fondants". Le magma subsiste à l'état liquide jusqu'au *solidus* et subit une consolidation rapide, par épuisement des volatils, stabilisés dans les phases minérales ("*trempe chimique*") ou par réduction de la pression de confinement ("*trempe de pression*").

L'étroite association des granites à métaux rares (GMR) et des complexes panafricains tardifs (PAT) conforte l'hypothèse d'une origine commune, par fusion partielle à faible taux d'une croûte inférieure ou moyenne induite par les fluides issus d'une probable granulitisation. La décomposition des silicates hydratés libère les éléments halogènes et lithophiles qui se concentrent au fur et à mesure dans les magmas résultants. Ces magmas, très enrichis en éléments volatils et en eau, présentent un *liquidus* bas et une très faible viscosité, permettant une ascension rapide vers la surface le long des structures faillées et un fractionnement plus étalé sur le site définitif de mise en place.

Les GMR seraient la conséquence directe du processus actif de délamination lithosphérique fini panafricaine, produisant l'énergie nécessaire à la mobilisation et la concentration des métaux rares par les flux thermiques créés par la remontée asthénosphérique.

ABSTRACT

The aim of the present work is a contribution to the knowledge of rare metal granites (RMG), through the detailed study of the Ebelekane granite that is located in the southeastern Hoggar.

The cupola is the host of a sub economic Nb -Ta oxide ore deposit with dominant Ta ($Ta > Nb, Sn$) and consists of an albite-zinnwaldite-topaz granite (AZT) that forms the bulk of the outcrop and an aplite pegmatite roof complex which is confined at the top and apparently emplaced in the contraction jointing of the consolidated granite.

The fine-grained AZT granite exhibits a singular *network* or "*lattice texture*", with typically "*snow ball*" quartz. The ore-forming minerals occur as an integral part of the crystallization history and define an Mn-suite that represents a primary fractionation trend: Manganocolumbite- Manganotantalite- wodginite – cassiterite.

The Ebelekane granite is is sub alkali, high alumina and silica, fluorine rich with high Li, Ga, Rb, Nb, Sn, Ta and low P_2O_5 , TiO_2 , MgO, FeO, Ba, Sr, Y, Zr and REE contents. Unique by its extreme degree of evolution, it owes its particular characteristics to major fractional crystallisation processes of an initial F-rich magma and is obviously representative of highly fractionated residual melts. However, the contrasted non-CHARAC trace element behaviour, the critical tantalum enrichment and lanthanide tetrad effect, as a whole, point to a strong interaction fluid- melt, involving F-complexing.

The phase relations, sequence of crystallization and textures are comparable to that recorded at H_2O - undersaturated conditions and at $P_{H_2O} = 2$ kbar melt experiments and to studies conducted in haplogranite systems with added F and Li. These fluxing components lower both *solidus* and *liquidus* temperatures, reduce viscosity and considerably enhance the solubility of water and of incompatible elements, leading to the extreme metal concentration in residual melts.

The Ebelekane Ta granite would result from a metastable crystallisation of a hydrous silicate melt that undercooled far below its equilibrium *liquidus*, in the presence of a significant temperature gradient. The melt persists as a liquid until it approaches the *solidus*. The fine grain-size should reflect the rapid nucleation and solidification, promoted either by release of a supercritical aqueous fluid due to stabilization of F and Li-bearing minerals ("*chemical quench*") or by exsolution of a vapour phase due to the reduction of the confining pressure ("*pressure quench*") in typical shallow-level intrusions.

The close relationship between rare metal granites (GMR) and late Pan-African complexes (PAT) holds the assumption of a common origin, from small degrees of partial melting of a lower or medium crust induced by fluids which have been removed during granulite-grade metamorphism. The volatile and lithophile elements were released from the breakdown of hydrous silicates and progressively concentrated in the resultant melts. The both low *liquidus* temperature and viscosity of these volatile and water-rich melts allowed a rapid rise along fault structures and a subsequent magma fractionation on the final site of emplacement.

The GMR could be the direct consequence of the active post-collision lithosphere delamination that occurred at the end of Pan-African orogeny, providing the required additional sources of energy for the mobilization and the concentration of rare metals by the high heat flow created during the asthenosphere ascent.

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE I-1. PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE

CHAPITRE I-2. APERÇU SUR LA GÉOLOGIE DES MÉTAUX RARES

CHAPITRE I-3. CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1. BUT ET OBJECTIFS

Ce mémoire, essentiellement thématique, se propose, au travers de l'étude d'un exemple dans le Hoggar, de présenter un état général des connaissances sur les granites à métaux rares et à tantale et, par une typologie précise, d'en souligner les particularités pétrographiques, minéralogiques et géochimiques.

Ces granites uniques par leur caractère très évolué et le degré de fractionnement atteint, sont caractéristiques des orogènes formés par collision et représentent un type majeur dans la chaîne panafricaine du Hoggar.

Les granites à métaux rares ou à "albite-topaze" du Hoggar se situent pour la plupart dans le terrane de Laouni (LATEA, Hoggar central), distribués entre deux régions principales :

-Tamanrasset, au Nord : *In Tounine, Aheleheg* (Bouabsa, 1987; Moulahoum, 1988), *Tin Amzi* (Kesraoui, 1990 ; Kesraoui, 2005 ; Kesraoui & Verkaeren, 1998; Kesraoui *et al*, 2000 ; *Aléméda* (Chalal & Marignac, 1997).

-Laouni, au Sud : *Tamazaror, Sedis, Ouan-Rechla, Tin-n-Enir* (Benazouz-Fezoui, 1989 ; Chalal, 1989 ; Djadoun, 1993 ; Chalal, 2002 ; Kesraoui & Djadoun, 2001).

Ils forment des coupoles cachées ou des massifs isolés dans l'encaissant métamorphique ou, cas le plus fréquent, des intrusions à contours francs au sein des complexes granitiques panafricains tardifs "PAT" (Cheilletz *et al*, 1992), appartenant à la grande province des "*Taourirts*" post-orogéniques (Boissonnas, 1973 ; Azzouni-Sekkal, 1989 ; Azzouni-Sekkal & Boissonnas, 1993 ; Bonin *et al*, 1998 ; Azzouni-Sekkal *et al*, 2003). Ils sont néanmoins représentatifs d'un magmatisme spécifique très évolué, tardif par rapport aux plutons "PAT", auquel sont spatialement et génétiquement liées les minéralisations filoniennes à Sn-W à caractère économique du Hoggar (gisements de *Tin Amzi - El Karoussa, Tiftazounine* et *Aléméda*).

Les minéralisations, sous forme de greisens quartzo-micacés à micacés et de filons quartzeux à cassitérite-wolframite, sont le résultat d'une redistribution post-magmatique, hydrothermale, dû à la combinaison de plusieurs facteurs :

- Un pré-enrichissement par cristallisation fractionnée d'un magma différencié.
- Une remobilisation hydrothermale par des fluides exsolvés capables d'extraire, transporter puis concentrer les métaux.
- Un contrôle structural responsable de la fracturation, offrant des conditions favorables de précipitation dans des filons ou veines.

La concentration en Sn-W, largement dominée par des processus magmatiques-hydrothermaux, ne nécessite pas l'extrême degré de fractionnement typique aux systèmes à tantale.

Le granite à tantale d'Ebelekane, situé dans la région d'Issalane, à l'extrême sud-est du Hoggar central (Figure I-1. 1), représente le plus bel exemple connu en Algérie (Nedjari, 2000 ; Nedjari, 2001 ; Kesraoui & Nedjari, 2002 ; Kesraoui & Nedjari, 2004 ; Nedjari *et al*, 2001 ; Nedjari *et al*, 2005). Son caractère tantalifère a été constaté, par analyses spectrales quantitatives, dès le début de la prospection dans la région par l'Office de Recherche Minière (ORGM).

Il renferme une concentration sub-économique et complexe de Ta, Nb, Sn, (Rb, Li) avec une nette prédominance du tantale et a fait l'objet, de 1987 à 1990, d'une campagne de prospection et d'évaluation (Nomokonov, 1990). La minéralisation, disséminée sous forme d'oxydes niobo-tantalifères, a été reconnue par travaux miniers (4 sondages, 3 tranchées) et suivie jusqu'à la profondeur de 212m.

En dépit des nombreux caractères qu'il partage avec les granites à albite-topaze du Hoggar central, le granite d'Ebelekane se distingue par une évolution propre, traduite par une richesse remarquable en tantale. En raison de sa très faible mobilité hydrothermale, le tantale sert d'indicateur puissant du degré de fractionnement. Sa métallogénie est essentiellement contrôlée par des mécanismes de différenciation magmatique et de cristallisation fractionnée.

2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le massif d'Ebelekane (21° 19' 16'' de latitude Nord ; 7° 59' 22'' de Longitude Est) est situé à 400 Km au S.E de Tamanrasset. Il se localise sur la rive sud du Tin Djahal, dans une région d'altitude moyenne de 700m, que surplombent, sur une hauteur de 80 à 90 mètres, quelques rares reliefs isolés (Figure I-1. 2).

Il forme une petite coupole granitique, encaissée dans un granite porphyroïde à biotite d'extension régionale et appartient au domaine d'Issalane (Hoggar central, Algérie), compris entre deux accidents de direction méridienne : La faille de l'Honag (7°30) à l'Ouest et l'accident du 8°30 à l'Est. Ces "*mega-shear zones*" délimitent un vaste bloc éburnéen (~ 2,0 Ga), déplacé au cours de l'orogénèse panafricaine. Défini dans l'Aïr au Niger (Liégeois *et al*, 1994 ; Black *et al*, 1994), le terrane "d'Assodé-Issalane" se compose d'un socle gneissique et migmatitique très déformé, d'un puissant complexe métasédimentaire métamorphisé dans le faciès *amphibolites* et de nombreux granitoïdes panafricains.

Le granite d'Ebelekane est lié au dernier événement magmatique, caractérisé par la mise en place de granites leucocrates et peralumineux, en plutons circonscrits, datés dans la région de Tamanrasset entre 539-525 Ma (Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Cheilletz *et al*, 1992). Cette période marquante correspond également à l'épisode métallogénique principal.

3. CADRE ET CONDITIONS DE REALISATION

Le choix du massif d'Ebelekane est tout à fait fortuit. Il est le fruit d'un heureux hasard dû à la découverte, après une recherche longue et fastidieuse dans un entrepôt, d'échantillons témoins prélevés lors des campagnes ORGM de 1987 à 1990 dont l'excellente qualité mérite cependant d'être soulignée.

L'étude a été réalisée à partir du traitement au laboratoire d'un nombre limité d'échantillons et porte essentiellement sur la coupole granitique principale. Elle a été toutefois étendue, au gré du matériel disponible, à quelques roches environnantes. Faute d'observations personnelles sur site, en raison de la conjoncture difficile du moment, toutes les données de terrain sont empruntées aux auteurs de rapports inédits de l'ORGM.

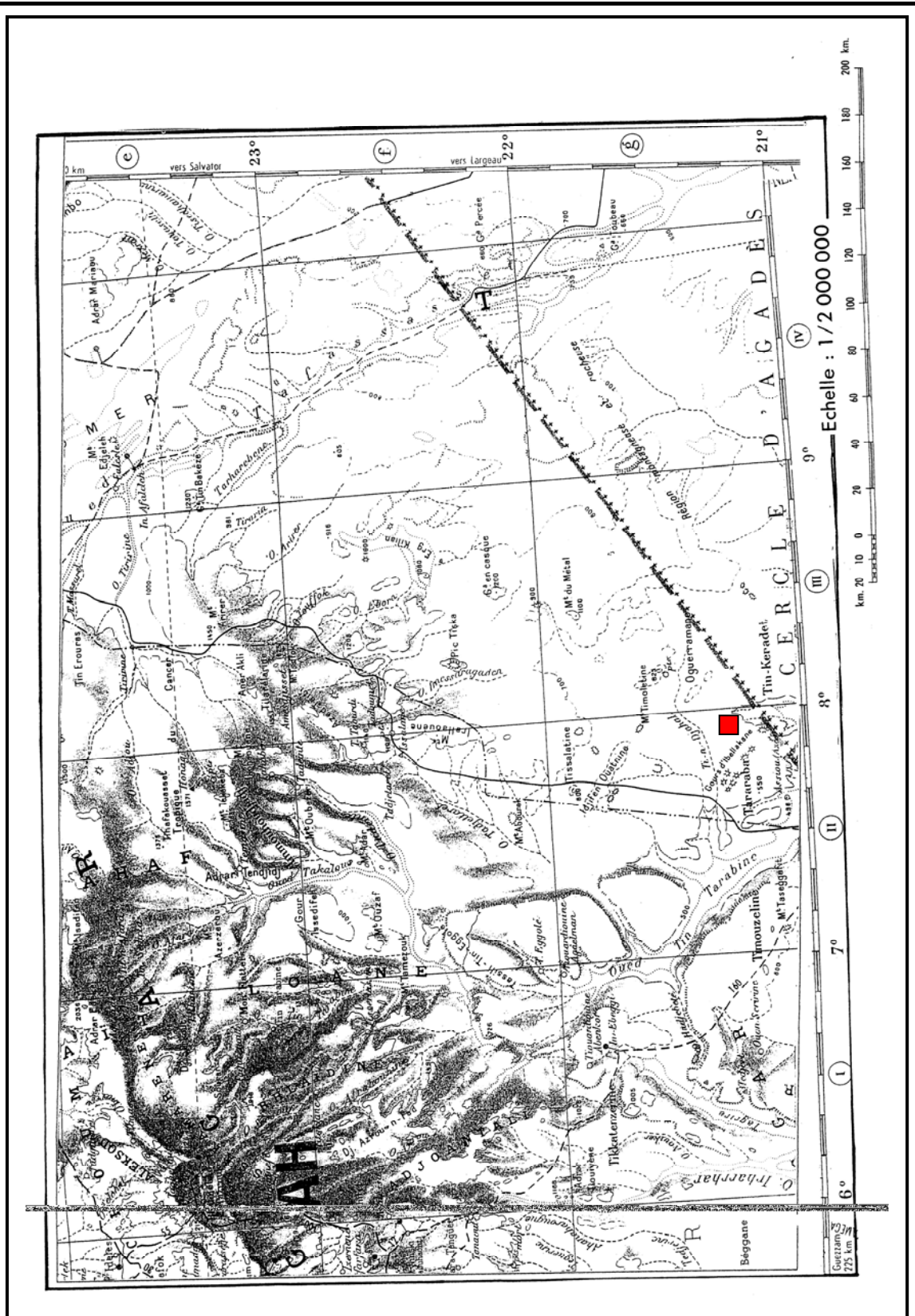


Figure I-1. 1 : Situation du secteur d'Ebelekane. (Extrait de la Carte topographique AFRIQUE 1/2000.000. Feuille Sud, IGN, 1960)

Ce travail a bénéficié d'une prise en charge par l'ORGM pour l'accueil à la Base de Tamanrasset dans le cadre des travaux préliminaires (recherche documentaire, étude du matériel préexistant, sélection et préparation des échantillons) et la confection des lames minces (au nombre de 20).

Un soin particulier a été porté à la préparation :

- Des lames polies, unique support à l'étude pétrographique et minéralogique fine des micas et des oxydes niobo-tantalifères.
- Des spécimens pour l'analyse chimique, chacun d'eux correspondant à un échantillon moyen, formé d'un assemblage d'esquilles rocheuses, le plus représentatif possible du faciès considéré.

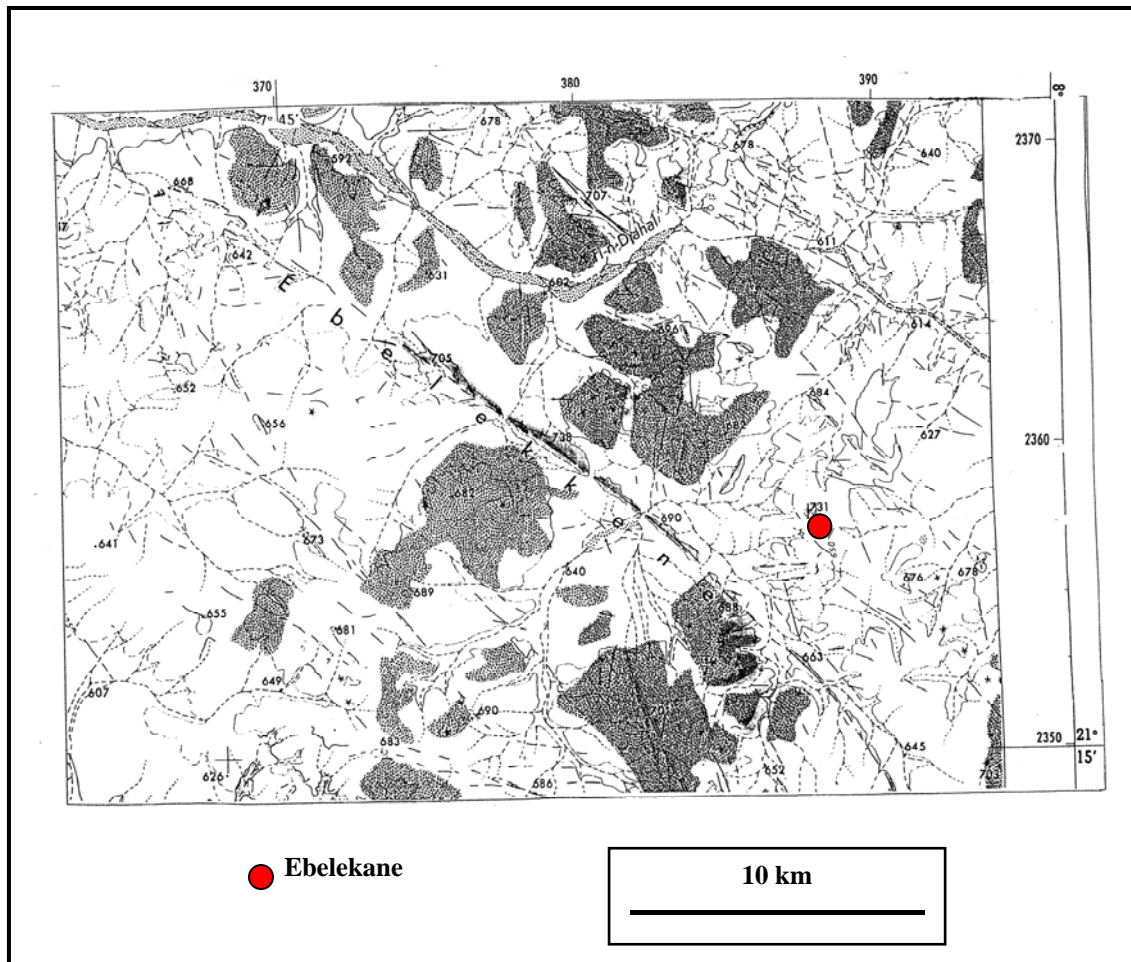


Figure I-1. 2 : Localisation du massif d'Ebelekane. (Extrait de la Carte topographique au 1/200.000. feuille ASSEO)

Les travaux de laboratoire ont été financés par les crédits d'un accord-programme de coopération (96 MDU 360) entre l'I.N.P.L. de Nancy et l'I.S.T/U.S.T.H.B. d'Alger. Les analyses chimiques sur roches totales ont été effectuées au "Service d'Analyses de Roches et Minéraux" (S.A.R.M.) du C.R.P.G., Nancy et l'étude des minéraux, au "Service Commun de Microanalyse" de l'Université Henri Poincaré, Nancy – I.

4. METHODES D'ETUDE

L'étude s'est articulée autour de trois grands axes, dont la connaissance reste indispensable pour appréhender les processus d'évolution et contraindre le modèle génétique des granites de ce type :

- **Pétrographique**, par :

- L'observation de la composition minérale, reflet exact du chimisme particulier du magma, et de la texture du granite à tantale principal.
- L'examen attentif des paragenèses minérales, des relations texturales et courses de cristallisation.
- La comparaison avec les données expérimentales, mettant en exergue le rôle fondamental joué par le fluor, le lithium et la pression fluide sur la nature et l'ordre de cristallisation des phases minérales.

- **Minéralogique**, par :

- L'étude de la cristallogénèse des micas, marqueurs tangibles de l'évolution magmatique et dont la composition chimique complexe résultant de multiples substitutions est révélatrice des conditions physico-chimiques du milieu de croissance (température, pression, fugacité d'oxygène).
- L'analyse des niobo-tantalates, dont le zonage chimique observé au MEB, fournit un excellent enregistrement des étapes successives de cristallisation du granite.

- **Géochimique**, par :

- La caractérisation des roches du massif d'Ebelekane et du granite à tantale principal, par la géochimie des éléments majeurs, en traces et des Terres Rares.
- La définition d'une typologie selon divers critères géochimiques de discrimination et de classification des granites en général et des granites à métaux rares en particulier.
- La proposition d'un modèle pétrogénétique et métallogénique, au travers de l'analyse du mode de mise en place, la nature et l'origine probable de la source, replacés dans le contexte géodynamique global du Hoggar, et d'un examen des processus tardifs de différenciation à l'origine du gisement de tantale.

5. TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les principales techniques analytiques utilisées pour l'étude sont les suivantes :

- **Microscopie électronique à balayage**

Le M.E.B s'est révélé un outil très utile pour l'observation en mode d'électrons rétrodiffusés des oxydes métalliques, permettant de déceler des zonations chimiques et de fournir de nombreuses images des minéraux zonés et nombreux spectres multi-élémentaires sur certaines zones ciblées (cœur et bordure).

Les éléments déterminés qualitativement au M.E.B ont servi de base à l'établissement d'un programme optimum d'analyses à la microsonde électronique.

- **Microsonde électronique**

Les mesures d'analyses ponctuelles des minéraux (silicates et oxydes) ont été effectuées à l'aide de la microsonde électronique de type CAMECA SX 50, utilisant une tension d'accélération de 20 KV et un courant échantillon de 15 nA.

Les standards utilisés sont les suivants : CaWO_3 pour le calcium et le tungstène, LiTaO_3 pour le tantale, LiNbO_3 pour le niobium, MnTiO_3 pour le manganèse et le titane, SnO_2 pour l'étain, UO_2 pour l'uranium, Fe_2O_3 pour le fer et enfin Sc métal pour le scandium.

- Spectrométrie d'émission atomique et de masse (ICP-AES et ICP-MS)

Les analyses chimiques ont porté sur un nombre de 7 échantillons représentatifs des faciès d'Ebelekane, après broyage, réduction en poudre dans un mortier en agate et traitement par fusion avec une solution de LiBO_2 et HNO_3 .

Les éléments majeurs ont été déterminés par spectroscopie d'émission atomique couplée à un plasma inductif (ICP-AES) et les éléments en traces et Terres Rares, par spectrométrie de masse quadripolaire (ICP-MS).

1. INTRODUCTION

Les métaux rares désignent en économie minière, une grande variété d'éléments comprenant le tantale (Ta), le niobium (Nb), le lithium (Li), le rubidium (Rb), le césium (Cs), le béryllium (Be), le zirconium (Zr) et les Terres Rares et, par extension, des éléments plus communs qui leur sont souvent associés, tels que l'étain (Sn), le tungstène (W), le molybdène (Mo) et l'uranium (U).

Ces métaux, dits de haute technologie (Pollard, 1995 ; Ste-Croix & Doucet, 2001) sont utilisés dans l'industrie de pointe, principalement dans les domaines de la Défense, l'Aérospatiale, l'Electronique, la Métallurgie et la Pétrochimie (Tableau I-2. 1), où ils entrent dans la composition de nombreux produits (composants électroniques, aciers, superalliages et céramique).

Les sources actuelles de niobium et tantale sont essentiellement :

- Les complexes alcalins de roches ultrabasiques et carbonatites, qui concentrent essentiellement le niobium, contenu dans les minéraux du groupe des *pyrochlores* et les Terres Rares, dans la *monazite*. Le Brésil (Araxá et Catalão) et le Canada (Niobec) en sont les principaux producteurs.

- Les pegmatites, sources exclusives du tantale et du lithium. Le tantale est extrait des oxydes niobo-tantalifères (*columbo-tantalite*, *wodginite*, *microlite* +/- *pyrochlore*). Le lithium provient des silicates (*spodumène*, *pétalite*, +/- *lépidolite*). L'Australie détient la moitié des réserves mondiales de tantale et possède les gisements les plus importants (Greenbushes et Wodgina), tandis que le Canada (Mine de Tanco, Bernic Lake, Manitoba) et le Zimbabwe (Mine de Bikita) se partagent la production mondiale du lithium.

Eu égard au caractère hautement stratégique des métaux rares, en général et du niobium et tantale, en particulier, leur industrie est susceptible de connaître un réel développement dans le futur. Elle augure d'ores et déjà d'une relance de la production, qui ouvrirait de larges perspectives d'exploitation de sources moins traditionnelles, à l'exemple des granites.

Tableau I-2.1: Les métaux rares en Economie minière (d'après Ste-Croix & Doucet, 2001. Source Internet)

Métal rare	Sources	Minéraux	Caractéristiques	Utilisation	Demande
Tantale	Sources secondaires : résidus des mines (en déclin) sources primaires : granites et pegmatites Producteurs principaux: Greenbushes, et Wodgina (Australie) Tanco (Canada)	Columbo-tantalite wodginitite pyrochlore-microlite	Métal de haute densité, point de fusion très élevé, capacité électrique la plus élevée, métal réfractaire ductile, facile à usiner bon conducteur de chaleur et d'électricité	Dans les condensateurs électrolytiques des circuits électriques miniaturisés(ordinateurs téléphonie sans fil, automobiles) Dans les équipements chimiques résistants à la corrosion Aérospatiale: superalliages, composants de réacteurs	Très forte prix élevé manque de réserves en apparence seulement
Niobium	Source principale : complexes de roches ultramafiques alcalines et carbonatites Producteurs principaux: Araxa et Catalao (Bresil) Niobec, Canada	Columbo-tantalite Pyrochlore-microlite	Bon conducteur de chaleur et d'électricité point de fusion élevé bonne résistance à la corrosion facile à usiner	Aéronautique: dans moteurs acier et superalliages	Forte Réserves actuelles suffisantes par rapport à la demande
Lithium	Source principale: pegmatites Producteurs principaux: Greenbushes, Australite (50% de la production mondiale) Tanco (Canada) Bikita (Zimbabwe)	Pétilite, spodumène +/- lépidolite et autres minéraux lithinifères	Métal mou le plus léger Se ternit instantanément et se corrode rapidement en cas d'exposition à l'air et à l'eau	Dans les piles et dans la céramique Dans le verre ,pour ses qualités optiques En médecine et en pyrotechnie	En progression croissance
Beryllium	Rhyolite à topaze de Spor Mountain, Utah (Brush Wellan Co.) pour 50% de la prod. mondiale 65% des réserves mondiales sont détenues par les Etats -Unis	Bertrandite et beryl	Métal solide, dur, léger et le plus rigide thermo-absorbant élasticité et point de fusion élevés	Dans certains alliages: alliage Cu-Be , Utilisé en Télécommunication, Electronique, Automobile, Aérospatiale marché du gaz et pétrole Comme isolant électrique Comme pierre précieuse	Croissante Conditions difficiles de rentabilité
Rubidium	Pegmatites 1 ^{er} producteur : Tanco (Canada)	Lépidolite pollucite	Excellentes propriétés optiques vibration très précise des cristaux	Dans les verres de caméra pour missiles Appareillage anticollision pour automobiles et avions Dans horloges atomiques et fibres optiques	Valeur commerciale faible, remplacé par le césium
Césium	Pegmatites zonées	Pollucite	idem	Electronique, cellules photoélectriques Médecine	faible mais soutenue

Pour l'heure, les granites à métaux rares (**GMR**) ne participent que pour une part infime de la production mondiale de tantale et font l'objet d'une exploitation en Chine (Yushan, province de Jiangxi) et en Russie (Orlovka, en Transbaïkalie). Cependant, au vu de leur grand volume et de leurs immenses réserves, ils pourraient dans un proche avenir, offrir de plus grandes opportunités. Aussi bénéficient-ils, depuis des décennies, d'une attention toute particulière.

2. DEFINITION

2. 1. Les granites à métaux rares

Les granites à métaux rares (**GMR**) se réfèrent à des granites alcalins ou "*alkali-feldspar granites*" très spécialisés (Pollard, 1995). Ils se mettent généralement en place à faible profondeur (<4km) et sont souvent accompagnés de minéralisations à caractère économique de Nb-Ta, Li, Rb, Sn-W et U. Ces éléments lithophiles sont géochimiquement caractérisés par un comportement généralement incompatible durant la fusion partielle de matériaux crustaux. Aussi, s'enrichissent-ils dans la croûte supérieure en se concentrant dans les roches granitiques les plus différenciées, par un mécanisme de fractionnement intracrustal dominant.

Les **GMR** entrent dans deux catégories distinctes, fondées sur leur indice de saturation en alumine : hyperalcaline et hyperalumineuse.

- Les variétés hyperalcalines sont liées à une minéralisation à Nb-Zr-Terres Rares dominante, exprimée sous la forme de minéraux primaires typiques de *pyrochlore*, *bétafite* et de nombreuses espèces accessoires (*samarskite*, *euxinite* et niobosilicates divers). Elles peuvent parfois renfermer d'importantes réserves de *cryolite* [Na₃Al F₆]. Elles se mettent en place soit, dans un régime en extension instauré au cours de la relaxation qui suit en général un évènement de compression orogénique, soit, dans les vieux cratons, à l'aplomb de "*points chauds*" migrants, voire sous forme d'intrusions sub-volcaniques liées à des complexes annulaires en "*ring-dykes*".

- Les variétés hyperalumineuses sont liées à une minéralisation à Ta-Li-Be dominante. Elles se rencontrent principalement dans les chaînes plissées caractéristiques des orogènes formés par collision continentale et représentent les phases ultimes les plus évoluées des complexes granitiques post-orogéniques.

Ces granites hyperalumineux leucocrates, dits "à topaze" ou à "lithium-fluor", suscitent encore un intérêt croissant, tant par leur composition chimique et minéralogique inhabituelle que par leur association spatiale et temporelle avec des gisements de métaux rares (Nb, Ta, Li, Be, Sn \pm W). Ils sont constitués essentiellement de minéraux primaires d'albite, topaze et micas lithiques (protolithionite, zinnwaldite, lépidolite) et d'oxydes niobo-tantalifères et sont considérés comme les produits extrêmes du fractionnement de magmas granitiques initialement très enrichis en éléments volatils.

2. 2. Les granites à tantale

Les granites à tantale (Raimbault *et al*, 1991) forment au sein des **GMR**, un groupe à part qui se différencie par une concentration très élevée en tantale (Ta>Nb).

La minéralisation associée est à prédominance de tantale et d'étain. Elle est exprimée principalement sous la forme d'oxydes niobo-tantalifères (*columbo-tantalite*, *ixiolite*, *cassitérite tantalifère* et *rutile niobifère*) qui font partie intégrante de l'histoire de cristallisation du magma. A cette minéralisation, d'origine primaire, disséminée à travers les faciès les plus différenciés situés à l'apex du corps granitique, se surimposent parfois des phénomènes d'altération post-magmatique à hydrothermale sous forme de greisens et filons quartzeux à *cassitérite-wolframite*.

Ces granites minéralisés ont en commun un caractère toujours hyperalumineux ($1.2 < A/NK < 1.53$) et sodique ($Na/K > 1.4$). Ils présentent des teneurs élevées en Rb et Ga, très basses en Zr et montrent des rapports Zr/Hf, Fe/Mn et Nb/Ta anormalement faibles. Ces traits caractéristiques sont liés à leur degré évident de fractionnement et d'évolution. Ils suggèrent néanmoins la mise en jeu, à un stade tardif, de phénomènes d'intense interaction entre liquides magmatiques résiduels très évolués et fluides hydrothermaux enrichis en fluor.

3. CLASSIFICATION

Deux modes de classification ont cours dans la littérature. L'un, relatif aux granites à topaze (Taylor, 1992) peut être généralisé aux GMR. L'autre est spécifique aux granites à tantale (Raimbault *et al*, 1991).

3.1. Les granites à topaze (Taylor, 1992)

Les granites à topaze sont classés en deux sous-types, "**low-P**" et "**high-P**", sur la base de critères géochimiques divers : indice alumineux, teneurs en P_2O_5 , Al_2O_3 , SiO_2 , Thorium et Yttrium et distribution des Terres Rares.

- **Les granites à topaze "low-P"** pauvres en phosphore, représentés par les massifs d'Eurajoki, en Finlande (Haapala, 1977) et Pleasant Ridge, au Canada (Taylor, 1992). Ils sont faiblement peralumineux ($A/CNK=1.0-1.2$), ont des teneurs faibles en P_2O_5 ($<0.1\%$), Al_2O_3 ($<14.5\%$), élevées en SiO_2 ($>73\%$), Terres Rares ($\Sigma TR=150-350$ ppm), Y (60-160 ppm), Th (20-50 ppm). Le spectre de Terres Rares, plat en "*ails de mouette*", se caractérise par une forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* < 0.1$).

- **Les granites à topaze "high-P"** riches en phosphore, représentés par les massifs de Saint-Austell (Exley & Stone, 1982) et Tregonning (Stone, 1992), en Angleterre. Ils sont fortement peralumineux ($A/CNK= 1.2-1.5$), ont des teneurs plus élevées en P_2O_5 ($>0.4\%$), en Al_2O_3 ($>14.5\%$) mais plus faibles en SiO_2 ($<73\%$), Terres Rares ($\Sigma TR < 10$ ppm), Y (<15 ppm), Th (<10 ppm), un spectre modérément fractionné et une anomalie négative en Eu moins marquée ($Eu/Eu^* > 0.2$).

3.2. Les granites à tantale

Deux classes de granites à tantale sont identifiées (Raimbault *et al*, 1991). Elles sont fondées sur des critères semblables à ceux des granites à topaze : relation entre phosphore et silice et allure des courbes de Terres Rares.

- *Les granites à amblygonite*, enrichis en phosphore ($0.6 < P_2O_5 < 2\%$) et en lithium mais pauvres en silice ($67 < SiO_2 < 72\%$), presque toujours minéralisés en étain. Ils sont représentés par les massifs de Beauvoir en France (Aubert, 1969 ; Cuney *et al*, 1994. Raimbault *et al*, 1995) et de Yichun en Chine (Pollard & Taylor, 1991 ; Yin *et al*, 1995).

- *Les granites pauvres en phosphore* ($P_2O_5 < 0,15\%$), plus siliceux ($71 < SiO_2 < 76\%$), eux-mêmes subdivisés en deux sous-classes par leurs courbes de TR, leur teneur en Th et leur association ou non à des gisements de tungstène. A cette classe, appartiennent les massifs d'Altenberg et Zinnwald, Allemagne (Tischendorf *et al*, 1991), Cínovec, République tchèque (Johan & Johan, 1994), Dajishan, Chine (Pei & Wu, 1993), Nuweibi, Egypte (Helba *et al*, 1997) et pourraient également se rapporter les granites évolués très pauvres en phosphore et minéralisés en Sn-W du Hoggar Central, Algérie.

4. ORIGINE DES GRANITES A METAUX RARES ET A TANTALE

L'origine des granites à métaux rares a été longtemps, sujet à controverse. Le lien apparent entre la minéralisation située à l'apex des intrusions et l'altération hydrothermale, symbolisée par la séquence microclinisation - albitisation - greisenisation – topazisation – muscovitisation, avait conduit au développement du modèle "*d'apogranite*" (Beus *et al*, 1962; Beus & Zalashkova, 1964), résultant d'une intense métasomatose post-magmatique. Ce modèle envisage une transformation sub-solidus d'un granite à biotite en un granite à lithium-fluor par des solutions hydrothermales qui lessiveraient les métaux des zones profondes pour les concentrer au toit.

Les nombreux travaux réalisés depuis, ont largement conforté le modèle magmatique, développé à partir des années 1970 (Kovalenko *et al*, 1970), sur la base d'arguments géochimiques, minéralogiques et structuraux. Ils ont permis d'opérer une avancée considérable dans l'appréhension des processus de différenciation magmatique responsables de leur genèse, au travers, notamment de :

- L'étude en laboratoire des relations de phases dans un système haplogranitique avec ajout de composants divers tels que F, Li, P, B.

La production de modèles expérimentaux, en conditions saturées en eau (Manning, 1981; Pichavant, 1983; Pichavant & Manning, 1983 ; Manning & Pichavant, 1983 ; Manning & Pichavant, 1988 ; Martin & Henderson, 1984 ; Weidner & Martin, 1987 ; Pichavant *et al*, 1987a) et sous-saturées (London, 1987 ; London, 1992 ; London *et al*, 1988 ; London *et al*, 1989) ont clairement démontré l'influence déterminante de ces éléments, et du fluor en particulier, sur la structure et les propriétés physico-chimiques et rhéologiques (viscosité et coefficients de partage) des magmas silicatés

- La découverte d'équivalents volcaniques et hypo-volcaniques :
 - **Rhyolites à topaze** aux Etats-Unis (Christiansen *et al*, 1986 ; Congdon & Nash, 1991) et en France (Raimbault & Burnol, 1998).
 - **Macusanites** ou obsidiennes à topaze du Pérou (Pichavant *et al*, 1987b; 1988a, b).
 - **Ongonites** ou kératophyres quartziques à topaze de Mongolie et de Transbaïkalie (Kovalenko & Kovalenko, 1976).

- Les progrès de la recherche en géochimie, l'étude systématique des gisements connus dans le monde et l'identification d'inclusions fluides qui prouvent l'existence naturelle de magmas de composition semblable (Kovalenko & Tsaryeva, 1995).

Ainsi, la filiation claire des pegmatites à métaux rares aux granites (Černý, 1982 ; London, 1990) a permis de davantage affiner le modèle "*magmatogène*".

Cette approche nouvelle, plus globalisante, identifie deux grandes familles ou systèmes au sens large (Černý, 1991a, b, c), par la signature géochimique de leurs éléments en traces, inhérente à une source commune (Tableau I-2. 2) :

- **La famille des NYF** (Nb–Y–F), à affinité alcaline associant des pegmatites des sous-types à **gadolinite** (Y, HREE, Nb>Ta, F) et à **allanite-monazite** (LREE, U, Nb>Ta, F) à des granites subalcalins à métalumineux de type "A" ou hybride "A–I", très enrichis en Nb, Zr, Y, Sc, Th, U et Terres Rares. Les spectres de TR sont peu fractionnés, réguliers et montrent une anomalie fortement négative en Eu (type en "*ails de mouette*"). Leurs caractéristiques géochimiques suggèrent une origine comparable à celle des granites "A" classiques, à savoir une fusion de croûte inférieure déjà déshydratée au cours d'un épisode antérieur d'anatexie ou, par fractionnement de magmas basaltiques d'origine mantellique, via une phase fluide probable.

Tableau I-2. 2 : Classification globale des pegmatites à métaux rares. (Modifié de Černý, 1991 et de Ste-Croix & Doucet, 2001)

Famille	Type et sous-type	signature géochimique	Minéraux métalliques typiques	Composition de la pegmatite	Granites associés	Composition du granite	Relation avec les granites	Exemples
LCT (lithium, césium, tantale)	à beryl	Be, Nb, Ta, Sn	Ferrocolumbite, manganocolumbite, rutile niobifère		Tardi- à post-tectoniques hétérogènes	Peralumineux de type S, I ou S/I	externe ou en marge	Greer Lake et Tanco; Manitoba Yellowknife; TNO (Canada) Altaï (Mongolie) Black Hills; South Dakota (E-U) Greenbushes (Australie) Bikita, (Zimbabwe)
	complexes	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta>Nb, B, P	Manganocolumbite, manganotantalite, wodginite, microsites					
	à albite-spodumène	Li, Sn, Be, Nb, Ta	Cassitérite, tantalite					
	à albite	Ta>Nb, Sn, Be	Manganotantalite, wodginite, microsites, cassitérite					
	à lépidolite	F, Li, Rb, Be, Ta>Nb	Manganocolumbite, uranmicrolite, fersmite					
NYF (niobium, yttrium, fluor)	à Terres Rares s-type à gadolinite	Y, TR lourdes, Be, Nb>Ta, F, U, Th, Ti, Zr, Sc	Ferrocolumbite, ixiolite, rutile niobifère, fergusonite, samarskite, euxenite	Subalumineuse à métalumineuse	Post-tectoniques à anorogéniques homogènes	métalumineux à subalcalin de type A	interne ou en marge	Ytterby, Suède South Platte, Colorado Llano uplift, Texas
	s-type à allanite-monazite	TR légères, U, Th, Be, Nb>Ta, F	Aeschynite, fersmite, pyrochlore, bétafite					

- **La famille des LCT** (Li – Cs – Ta) associe des pegmatites complexes (sous-types à *béryl-pétalite*, à *albite-spodumène* ou à *albite*) à des granites hyperalumineux très fractionnés, enrichis en éléments lithophiles incompatibles (Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta>Nb) et en composants volatils (F, Li, B, P...) mais très appauvris en Terres Rares, aux spectres fortement perturbés.

Les sources sont plus variées et multiples : métasédimentaire (métapelites, greywackes), méta-ignée (orthogneiss, métatonalites) ou encore, hybride par fusion, vers la fin d'un cycle tectonique de collision, d'un socle orthogneissique ou granulitique et de roches métasédimentaires supracrustales.

5. CONCLUSION

Les granites à métaux rares (**GMR**) seraient les produits finis de la différenciation de magmas parents aux granites qui leur sont spatialement associés. Ils doivent leurs caractères spécifiques à un mécanisme principal d'évolution par cristallisation fractionnée dans un système magmatique enrichi en fluor.

Les liquides magmatiques résiduels accumulés au cours de la différenciation et enrichis en éléments volatils et en fluor mobilisent les métaux sous la forme de complexes fluorés qui précipitent dans les unités à albite et micas lithiques, les plus tardives.

Cependant, de nombreux exemples tendent à établir une origine à partir de magmas indépendants dont les caractéristiques seraient acquises pour l'essentiel en profondeur (Cuney & Autran, 1987 ; Cuney *et al*, 1992 ; Raimbault *et al*, 1995 ; Maignac & Cuney, 1999).

La forte concentration de ces magmas en éléments «fondants» (F, Li, P, B), qui abaissent les températures, *liquidus* et *solidus*, et réduisent la viscosité, favorise leur ascension le long de structures faillées, vers des niveaux superficiels. Elle permet en outre d'allonger la durée du fractionnement sur leur site définitif de mise en place.

1. INTRODUCTION

Le Hoggar forme avec l'Aïr au Niger et l'Adrar des Iforas au Mali le Bouclier "targui", segment de la chaîne trans-saharienne Nord-africaine prolongeant la ceinture mobile Ouest- africaine. Cette chaîne pan-africaine, d'âge Néoprotérozoïque (750-550 Ma), et qui s'étend jusqu'au Nigeria et Bénin, résulte d'une convergence oblique entre le Craton Ouest-Africain stabilisé à l'Eburnéen (~2, 0 Ga) qui la borde à l'Ouest et un " Craton Est-saharien" fantôme, à l'Est.

Le Hoggar est constitué de roches précambriennes variées recouvertes en discordance par les grès cambro-ordoviciens des Tassilis. Le déblaiement de la couverture sédimentaire est principalement dû à un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure formé au cours d'une phase distensive fini-jurassique liée à l'ouverture de l'Atlantique. Ce bombement s'accompagne d'une intense activité volcanique, de type "point chaud", à caractère tholéitique à alcalin et d'âge Eocène supérieur à Quaternaire récent (Girod, 1976 ; Dautria, 1988 ; Ait-Hamou, 2000).

La structure du Hoggar, connue depuis les travaux de Lelubre (Lelubre, 1952), est héritée de l'orogénèse panafricaine. Elle est caractérisée par de grands accidents mylonitiques sub-méridiens qui délimitent des blocs crustaux de géologie et évolution différentes.

Les corrélations difficiles entre ces divers domaines et les nombreuses données chronologiques ont très tôt amené les auteurs (Caby, 1982 ; Caby, 1987 ; Boullier, 1991; Bertrand & Caby, 1978 ; Bertrand *et al*, 1978 ; Black *et al*, 1979 ; Caby *et al*, 1981 ; Bertrand *et al*, 1986b) à concevoir le bouclier targui comme un ensemble complexe de blocs exotiques pour aboutir au concept "*d'amalgamation de micro-continents*", puis finalement à la notion de "*terranes*".

Ce concept récent met l'accent sur les déplacements relatifs de blocs de nature diverse (*terranes*) le long d'immenses "*shear-zones*".

Outre une meilleure explication de la distribution des granites, il a permis de réinterpréter l'évolution géotectonique du Bouclier targui, en l'intégrant dans un modèle unique de tectonique des plaques, inspiré très largement des modèles actuels de chaînes de collision.

Le Bouclier targui est aujourd'hui défini comme un orogène de collision, constitué par un assemblage de plus de 23 terranes (Figure I-3. 1), amalgamés puis déplacés le long d'immenses zones de cisaillement ou "*mega-shear zones*" au cours de l'orogénèse panafricaine (Caby, 2003 ; Liégeois *et al*, 1994 ; Black *et al*, 1994 ; Liégeois *et al*, 2000 ; Liégeois *et al*, 2003).

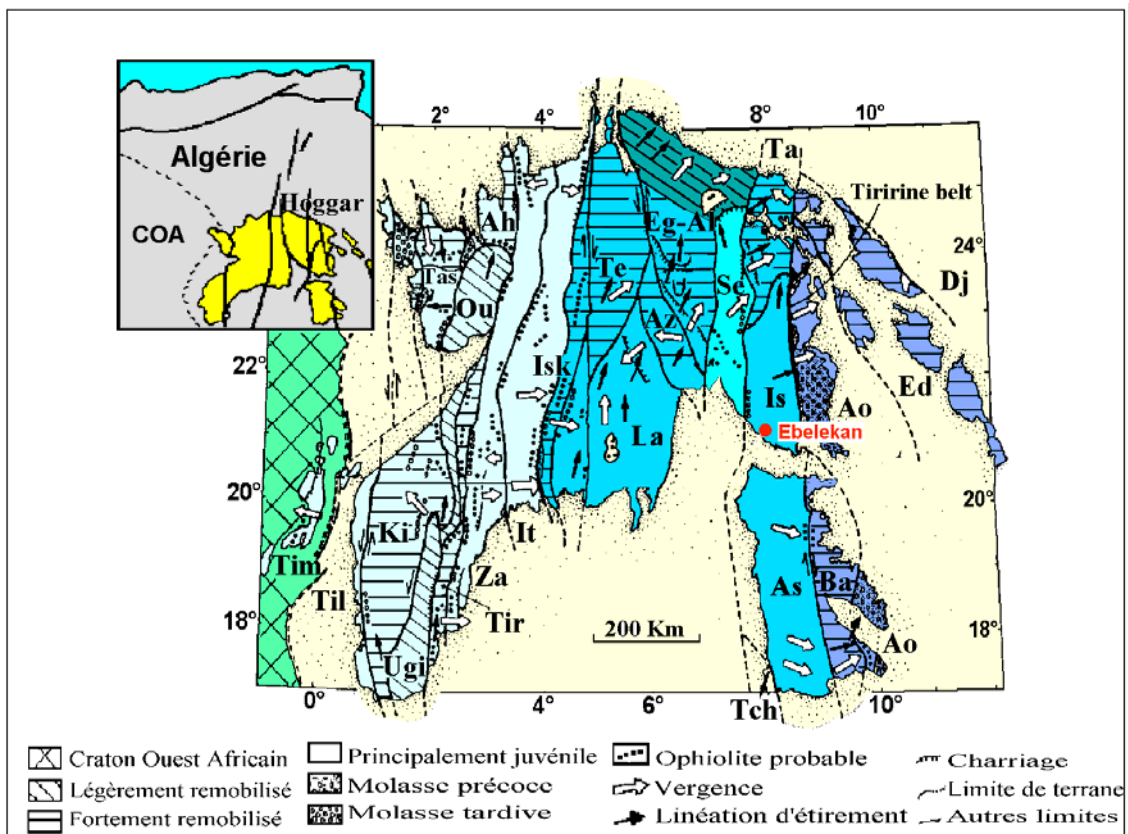


Figure I -3. 1. Carte des terranes du Bouclier targui (d'après Black *et al*, 1994)

Dj: Djanet; **Ed:** Edembo; **Ao:** Aouzegueur; **Ba:** Barghot; **As-Is:** Assodé-Issalane; **Tch:** Tchilit; **Ta:** Tazat; **Se:** Serouénout; **Eg-Al:** Egéré-Aleksod; **Az:** Azrou-n-Fad; **Te:** Tefedest; **La:** Laouni; **Isk:** Iskel; **It:** In Teidini; **Za:** Tin-Zaouatine; **Tir:** Tirek; **Ah:** Ahnet; **Ou:** In Ouzzal; **Ugi:** Unité granulitique des Iforas; **Tas:** Tassendjanet; **Ki:** Kidal; **Til:** Tilemsi; **Tim:** Timétrine

2. STRUCTURE D'ENSEMBLE

Le Hoggar est classiquement subdivisé en trois grands territoires, à la fois, géographiques et structuraux, séparés par les deux accidents majeurs du 4°50 et du 8°30 d'échelle continentale (Burollet, 1995 ; Bertrand & Caby, 1978).

2. 1. Le Hoggar occidental

Situé à l'Ouest de l'accident du 4°50, le Hoggar occidental est un segment de croûte juvénile, composé d'unités d'âge principalement Néoprotérozoïque (Protérozoïque supérieur à terminal), réparties à travers plusieurs terranes. Au sein de cette entité panafricaine, le terrane d'In Ouzzal forme un bloc rigide isolé d'âge archéen, séparant le domaine occidental (terranes de l'Ahnet et de Tassendjanet) du domaine oriental (terranes de Tirek, Tin Zaouaten, In Teidini et d'Iskel).

2. 1. 1. LE DOMAINE OCCIDENTAL

Le domaine occidental est le lieu de dépôt d'épaisses séries très bien définies et largement représentées (Caby, 1970 ; Bertrand & Caby, 1978) :

- La "*série de l'Ahnet*", d'âge 1900-1800 Ma, a été définie au Nord dans l'Adrar Ahnet. Reposant sur un socle éburnéen et pouvant atteindre 8000 m d'épaisseur, elle est composée de quartzites alumineux, méta-pélites et carbonates. Elle est suivie par la mise en place d'un complexe intrusif alcalin à peralcalin métamorphisé correspondant à un stade de riftogenèse (1840-1755 Ma) connu dans tout le Gondwana (Caby, 2000).

- La "*série à Stromatolites*" est transgressive sur le socle éburnéen et concordante sur les unités de méta quartzites équivalentes de la "*série de l'Ahnet*". Elle traduit l'installation au Néoprotérozoïque d'une vaste plate-forme carbonatée à bio-constructions (Conophyton). Elle est surmontée et intrudée par des roches basiques-ultrabasiqes (harzburgites, pyroxénolites et gabbros) qui témoignent de la présence d'une croûte océanique relique.

- La "*série verte*", précédée par un épisode andésitique d'arc insulaire, est constituée de dépôts volcanoclastiques très épais (> 6000m) d'âge Néoprotérozoïque "terminal" (~700-620 Ma). Métamorphisée dans le faciès *schistes verts*, cette série de type flysch est principalement composée de greywackes andésitiques et s'accompagne d'un volcanisme calco-alcalin (andésites, dacites, rhyodacites) de zones de subduction de type andin

- La "*série pourprée*" est une molasse cambrienne formée de moraines, tillites, jaspes, conglomérats polygéniques, grès arkosiques et argiles de type "*Continental red-beds*". Bien conservée à l'Ouest (région de Ouallen), dans des graben et bassins résiduels mais partout présente, elle correspond à la surrection et la destruction générale de la chaîne panafricaine.

2. 1. 2. LE DOMAINE ORIENTAL

Le domaine oriental ou "*domaine du Pharusien I*" des auteurs (Caby & Bertrand, 1978 ; Caby, 1982 ; Bertrand *et al*, 1986a), comprend deux unités principales, antérieurement assimilées à deux cycles orogéniques distincts : *Pharusien I* et *Pharusien II*, correspondant respectivement aux terranes d'Iskel et d'In Teidini.

- Le terrane *d'Iskel*, épi à mésozonal très déformé, ou cycle du *Pharusien I* (~900-840 Ma) est constitué par "*l'unité de Timesselarsine*" (Gravelle, 1969). Ces formations volcano-sédimentaires comprennent des conglomérats, greywackes, pélites et marbres de type plate-forme, des basaltes en pillows de type intraplaque et des pyroclastites interstatifiées. Elles sont associées, dans la région de Silet-Abankor, à la "*paléosuture de Silet*" ("*SPOS*" ; Lapiere *et al*, 1987), désignant un complexe de roches basiques et ultrabasiqes (serpentinites, diabases, basaltes) issues de la différenciation d'un magma tholéitique, seul témoin d'un domaine océanique néoprotérozoïque (Caby, 2000).

La présence de grands batholites de diorites quartziques, granodiorites et rares granites potassiques calco-alcalins, datés (méthode U/Pb sur zircon, Caby *et al*, 1982) l'un à 868 Ma (tonalite de Ti-n Tekadouit) et l'autre à 839 Ma (granite de Taklet), avait été reliée à un cycle caractérisé par un stade précoce de rifting, une ouverture océanique d'extension limitée suivie d'une subduction (Bertrand *et al*, 1986b).

Replacée dans le contexte géotectonique actuel, la mise en place des plutons découlerait de la collision et du charriage vers l'Est du terrane exotique d'Iskel sur la marge passive de la LATEA (Liégeois *et al*, 2003).

- Le terrane *d'In Teidini*, anchi à épizonal peu déformé, ou cycle du *Pharusien II* (~840-650 Ma), associe un volcanisme calco-alcalin d'arc insulaire et de marge active. Il est formé de la superposition de deux séries distinctes (Gravelle, 1969) : la "*série d'Amded*", ensemble détritique de base (conglomérats, arkoses, pélites) et la "*série d'Irrelouchem*" constituée de volcanites calco-alcalines de zones de subduction (andésites, rhyolites, ignimbrites et pyroclastites). Il est recoupé par de grands batholites granitiques d'âge panafricain probable (Ti-n-Tanetfirt, Tan Chaffao) et d'un important cortège filonien.

2. 1. 3. LE TERRANE D'IN OUZZAL

Le terrane d'In Ouzzal est un bloc exotique limité de part et d'autre par des décrochements soulignés par des mylonites verticales. Il est principalement composé de terrains archéens (3,3 – 2,5 Ga), remobilisés et métamorphisés dans le faciès *granulites* à l'Eburnéen (~ 2 Ga). Ces formations très diversifiées seraient similaires aux suites à TTG et Ceintures vertes à komatites et tholéites, caractéristiques de l'Archéen dans le monde, montrant un socle orthodérivé (3,3 - 2,7 Ga) et une couverture volcano-sédimentaire (2,7 - 2,6 Ga) issue de son démantèlement (Ouzegane, 1987; Haddoum, 1992 ; Haddoum *et al*, 1994).

L'événement éburnéen est responsable d'une déformation intense et d'un métamorphisme granulitique de haut degré, s'accompagnant d'une importante migmatitisation et de la mise en place tardive de carbonatites et de syénites.

Contrairement à "*l'Unité Granulitique des Iforas*" (Mali) fortement réactivée au Pan-africain, le bloc d'In Ouzzal est resté stable depuis l'Eburnéen. A l'exception d'une faible remobilisation, mise en évidence dans sa partie sud (Haddoum, 1992), les seules manifestations connues au Panafricain se rapportent à un important magmatisme acide sous forme d'intrusions granitiques de type "*Taourirt*" et de complexes hypo-volcaniques à volcaniques de type "*In-Zize*" (Caby, 1970).

2. 2. Le Hoggar central

Limité par les deux grands accidents, du 4°50 à l'Ouest et du 8°30 à l'Est, le Hoggar central constitue un vaste domaine de croûte continentale ancienne et épaissie, plus ou moins réactivée au cours de l'orogénèse pan-africaine. Son évolution polycyclique est ainsi liée à deux événements tectono-métamorphiques majeurs : Eburnéen (2000 ± 200 Ma) et Pan-Africain (600 ± 30 Ma).

Il est caractérisé par la présence à la fois de lithologies archéennes et paléoprotérozoïques bien conservées et de terrains néoprotérozoïques d'extension limitée. Sa configuration actuelle est due à la juxtaposition d'une large zone constituée de quatre terranes aux caractéristiques géologiques communes (Laouni, Azrou-n-Fad, Téfédést et Egéré-Aleksod), désignée par l'acronyme **LATEA**, et d'un bloc oriental (terrane d'Assodé-Issalane), séparés par le terrane juvénile à ophiolites de Serouénout.

2. 2. 1. LA LATEA

La "**LATEA**", aujourd'hui démembrée, constituait au Pan-Africain un seul et même microcontinent. Essentiellement composée d'un socle granulitique d'âge paléoprotérozoïque, elle associe trois grands ensembles lithologiques :

- Un complexe gneissique varié, formé de gneiss gris quartzo-feldspathiques rubanés et veinés, gneiss à biotite et gneiss œillés, représenté par deux séries contemporaines : "*la série de l'Arechchoum*" (2300 Ma ; Bertrand, 1974) et "*la série des Gour Oumelalen*" (Latouche, 1978). Cette dernière présenterait en outre des lithologies archéennes, la "*série rouge des Oumelalen*" ou "*complexe des gneiss rouges*" (3480 ± 90 Ma ; Latouche, 1978), âge non confirmé par les datations récentes (2,7-2,6 Ga; Peucat *et al*, 2003)

- Une séquence méta-sédimentaire (othogneiss, amphibolites et paragneiss), caractérisée par la présence de migmatites et un métamorphisme éburnéen à faciès "*granulites*", daté dans la région de Tamanrasset (*gneiss d'Iherane*) à 2075 Ma (Ouzegane, 1981; Bertrand *et al*, 1986b), que confirment les âges recalculés (Liégeois *et al*, 2003). Cette formation est synchrone du "*supergroupe des Gour Oumelalen*" (2,4 -1,9 Ga ; Peucat *et al*, 2003).

- Un ensemble métasédimentaire plus jeune et discordant sur le socle, comprenant des quartzites à pyroxène-amphibole, marbres, métapélites, amphibolites et gneiss, métamorphisés dans le faciès *amphibolites* HT-BP, de type *Barrovien*. Il correspond à la "*série de l'Aleksod*" (Bertrand, 1974) et à "*la série de Toukmatine*" (Latouche, 1978).

Les roches néoprotérozoïques épimétamorphiques, à matériel juvénile océanique (schistes, méta-pélites et méta-ophiolites) ou d'arc insulaire (méta-rhyolites, tufs, méta-arkoses, greywackes, micaschistes et schistes) occupent moins de 10% de la surface totale de la LATEA. Elles se limitent à d'étroites ceintures allongées ou à de petits bassins (anciens "*bassins pharusiens*") à contacts toujours mylonitisés et sont aujourd'hui considérées (Liégeois *et al*, 2003) comme des unités de nappes charriées sur le socle granulitique éburnéen de la LATEA lors de phases précoces ou tardives d'accrétion (terrane d'Iskel et de Serouénout).

La présence de larges ceintures mylonitiques de direction N à NNE est liée au développement d'une tectonique tangentielle profonde panafricaine, associée à une refoction régionale (Bertrand *et al*, 1986a). Elle est marquée par plusieurs épisodes successifs de charriage sur la marge passive de la LATEA, dans des conditions métamorphiques de plus en plus rétrogrades (faciès *amphibolites* à *schistes verts*).

Les charriages précoces, liés aux premiers événements de subduction et collision se produisent autour de 685 Ma ($\sim 686 \pm 19$ Ma ; Latouche *et al*, 2000 ; Liégeois *et al*, 2003), Ils sont soulignés par des lentilles d'éclogites et d'ophiolites reflétant l'implication et la remontée de lames de plancher océanique.

Les charriages tardifs apparaissent en conditions rétro-morphiques, passant parfois à des décrochements verticaux. Ils sont liés à une phase tectonique pan-africaine majeure, datée (U-Pb sur zircon et sphène) dans la région voisine d'Aouilene (Timgaouine), de même affinité, entre 629 ± 6 Ma et 614 ± 6 Ma (Lapique *et al*, 1986). Cette phase serait ainsi contemporaine de la collision oblique avec le Craton Ouest-africain dont l'impact initial a été estimé par l'âge des nappes d'éclogites à ~ 625 Ma (Jahn *et al*, 2001a).

La collision n'aurait engendré ni épaissement crustal majeur, ni métamorphisme régional de haut degré.

Le caractère cratonique, donc rigide de la LATEA. et son comportement en marge passive auraient ainsi permis la préservation des lithologies à la fois archéennes, paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques.

Après cet épisode crucial d'accrétion, s'installe une longue période post-collisionnelle (~ 620–521 Ma), au cours de laquelle la LATEA est soumise à un processus de métacratonisation (Abdelsalam *et al*, 2002 ; Acef *et al*, 2003, Liégeois *et al*, 2003), se disloquant à travers les déplacements de grande ampleur le long des *mega-shear zones*. Elle correspond au serrage du bouclier targui entre les deux cratons "Ouest-Africain" et "Est-Saharien" et à la migration générale des terranes vers le Nord.

Ces mouvements transcurants s'accompagnent d'un métamorphisme rétrograde et de l'intrusion de granitoïdes syn. à tardi-tectoniques, de type calco-alcalin "high-K", mis en place en contexte transpressif dans les *mega-shear zones* à l'instar du granite d'Ounane (624 ± 15 Ma, Liégeois *et al*, 2003) ou le long d'anciens plans de chevauchement sub-horizontaux, tel le batholite "en feuillets" d'Anfeg (615 ± 5 Ma, Bertrand *et al*, 1986; 608 Ma, Acef *et al*, 2003). Ils sont suivis par un plutonisme tardi-tectonique, représenté par le granite de Tifferkit (576 ± 2 Ma ; Cheilletz *et al*, 1992) et Tisselliline (555 ± 15 Ma ; Liégeois *et al*, 2003). Leur origine est liée à une délamination lithosphérique linéaire prépondérante, favorisant la remontée de l'asthénosphère et induisant une fusion du manteau et de la croûte inférieure par chute de pression adiabatique et élévation du flux de chaleur.

Localement (terrane de Laouni), se mettent en place des complexes basiques ultrabasiques mantelliques à troctolites-norites liées à des structures distensives en horsts et grabens et un amincissement crustal (Cottin *et al*, 1998).

Le dernier évènement est lié à une tectonique cassante et à de faibles mouvements en transtension le long de *mega-shear zones* préexistantes, générant de petits bassins molassiques et s'accompagnant d'un rétro-morphisme "schistes verts", daté à 522 ± 27 Ma (Méthode Sm-Nd ; Liégeois *et al*, 2003). Il est marqué par l'intrusion de plutons granitiques tardifs de type "Taourirt", datés à 539-525 Ma (Méthode Ar/Ar ; Cheilletz *et al*, 1992), associés dans la LATEA à des leucogranites peralumineux à topaze, minéralisés en Sn-W. Précédant de peu l'arrêt complet des mouvements, il est rapidement suivi de la pénéplanation généralisée du Hoggar (Ouzegane *et al*, 2003).

2. 2. 2. LE TERRANE D'ASSODE-ISSALANE

Le terrane d'Assodé-Issalane constitue l'extrémité la plus orientale du Hoggar central. Il est limité à l'Est par l'accident du 8°30-Raghane, zone de suture avec le Craton Est-saharien (Bournas *et al*, 2003).

D'âge éburnéen probable (~ 2,0 Ga), il se compose d'un socle gneissique et migmatitique très déformé et d'un puissant complexe métasédimentaire métamorphisé dans le faciès *amphibolites*, recoupés par de nombreux granitoïdes panafricains intrusifs, de composition, morphologie, type et âge variés.

Ses relations avec la LATEA restent encore à définir. Son rattachement à celle-ci est envisageable sur la base d'une corrélation d'unités superposées de gneiss très déformés et quartzites à fuchsite, identiques à celles "*d'Oumelalen*" décrites dans la Tefedest (Liégeois *et al*, 2003 ; Peucat *et al*, 2003).

2. 2. 2. 1. Les terrains métamorphiques

Dans sa partie Nord (Issalane, Hoggar), le terrane *d'Assodé- Issalane* se compose comme partout ailleurs dans le Hoggar central, d'un complexe de gneiss migmatitiques rubanés et veinés, attribué à la "*série de l'Arechchoum*" par analogie avec la région voisine de l'Aleksod (Bertrand, 1974 ; Bertrand *et al*, 1978) et opposé à une série métasédimentaire associant des quartzites à fuchsite, gneiss à silicates calciques et marbres à des leptynites alcalines, gneiss à biotite et micaschistes assemblés en plusieurs séquences répétitives.

Dans son prolongement sud (Assodé, Aïr), quatre groupes de formations, aux relations incertaines, ont été définis (Liégeois *et al*, 1994) :

- Azanguérène (*Azan*) : gneiss migmatitiques gris, amphibolites et rares roches à silicates calciques qui constituent le socle ancien très déformé.
- Tafourfouzète (*Taf*) : gneiss leucocrates feldspathiques, quartzites, marbres, amphibolites et rares métapélites.
- Cherchouf : orthogneiss alcalins, gneiss à biotite, amphibolites et quartzites.
- Edoukel : micaschistes à intercalations de roches à silicates calciques, quartzites, amphibolites et marbres.

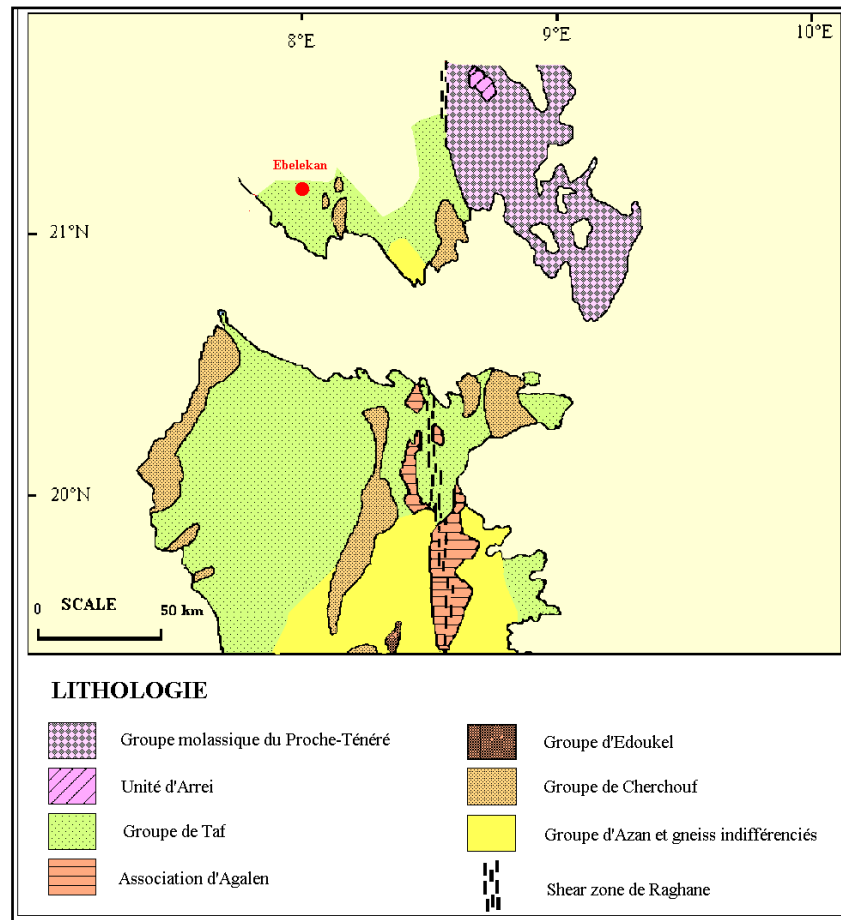


Figure. I-3. 2. Répartition des formations métamorphiques encaissantes d'Ebelekan. (Modifié de Liégeois *et al*, 1994)

Ces formations ont été affectées par deux événements métamorphiques successifs, à faciès *amphibolites* (Bertrand *et al*, 1978 ; Liégeois *et al*, 1994), liés respectivement à deux déformations majeures :

- l'une, précoce en plis isoclinaux couchés à grand rayon de courbure.
- l'autre, en plis d'extension E-W, accompagnée d'une importante migmatisation, ayant conservé à l'état relique une association antérieure à rutile-staurotide-disthène-grenat, caractéristique d'un métamorphisme de haute pression.

Les paragenèses primaires indiquent une température de $830^{\circ} \pm 40$ à 7kbar. Les paragenèses secondaires sont le produit d'un fort re-équilibre autour de $700^{\circ} \pm 50$ (Navez *et al*, 2000).

Elles auraient ainsi enregistré les deux stades de l'orogénèse panafricaine : collisionnel (autour de 750-700 Ma) et post-collisionnel (645 - 580 Ma).

Localement, se surimpose un métamorphisme "*schistes verts*" rétrograde (à chlorite, épidote, actinote). Il caractérise une bande longitudinale à plis droits d'axe N-S et montre une forte linéation d'étirement parallèle au plan de cisaillement du 8° 30 (Figure I-3. 2).

2. 2. 2. 2. Les formations granitiques

L'épisode panafricain voit l'intrusion variée de granitoïdes en un volume remarquable (Figure I-3. 3). Ces granitoïdes se rapportent à cinq types principaux, dont trois ont été définis dans le secteur d'Assodé, Aïr (Liégeois *et al*, 1994) et deux, décrits dans le secteur d'Issalane, Hoggar (Baziz *et al*, 1996).

a. *Les granitoïdes du secteur d'Assodé, Aïr.*

Les granitoïdes de l'Aïr constituent les types suivants :

- "*Renatt*", daté à 666 ± 11 Ma (Méthode Rb/Sr) qui correspond à un granite d'anatexie formé par hypercollision avec l'hypothétique Craton Est-Saharien, dans un environnement de croûte épaissie de type tibétain. C'est un leucogranite potassique de couleur grise à rose, hétérogranulaire, à texture grenue porphyroïde à grain moyen à grossier, composé de quartz, albite-oligoclase, biotite, minéraux accessoires (opaques, zircon, apatite) et de porphyroblastes, de taille pluri-centimétrique, regroupés en amas.

Les données isotopiques indiquent une signature exclusivement crustale (Sr IR = 0.7121 ± 0.0004) et une origine hybride par fusion partielle d'une croûte inférieure granulitique archéenne et d'une croûte moyenne amphibolitique, induite par la délamination du manteau lithosphérique continental et la remontée asthénosphérique.

- "*Dabaga-Est*" et "*Dabaga-Ouest*", tardi-tectoniques, d'âge compris entre 645-580 Ma, dont la mise en place est contrôlée par la zone de cisaillement du "8°30-*Raghane*".

Ils se présentent en larges batholites composés de granitoïdes non orientés, mais très souvent étirés dans la direction N-S, concordant avec la foliation des roches encaissantes. Ils sont formés d'intrusions successives de diorites quartziques, granodiorites et monzogranites, à biotite et amphibole, de type calco-alkalin "High-K", montrant des caractéristiques de source mantellique à forte contamination crustale.

- **"Dabaga-Ouest"**, post-tectonique, sub-divisé en trois sous-groupes géographiques : Guermouzou, Tamazour et Tessa-n-Imghad, comprenant des syénogranites et monzogranites leucocrates de composition calco-alkaline "High -K" en petits plutons sub-circulaires. Leur mise en place coïncide avec la fermeture océanique à l'Ouest (terrane océanique de Serouénout) et marquent la fin des mouvements le long du "8°30-Raghane", suturé au Hoggar par le pluton d'Adaf, daté à 580 ± 6 Ma. (U/Pb sur zircon ; Bertrand *et al*, 1978).

b. Les granitoïdes du secteur d'Issalane, Hoggar.

Dans le secteur d'Issalane (Nord d'Assodé), outre le granite d'anatexie "*Renatt*" défini dans l'Air, deux types sont identifiés :

- **"Tagharaba"**, tardi-tectonique, anté-580 Ma en batholite qui, par ses aspects, serait équivalent au type "*Dabaga- Ouest*" (Aïr).

- **"Tissalatine"**, post-580 Ma. Il est représenté par un monzogranite en coupole caractéristique des granites ultimes "*Taourirt*" Il est décrit comme un granite, blanc à rose, à texture grenue à grain grossier, à quartz (40%), d'orthose (30%), d'oligoclase (20-25%), rare biotite et nombreux minéraux accessoires de fluorine, apatite, zircon, allanite et opaques. Ses caractères géochimiques - teneurs élevées en Si et K, faibles en Ti, Mg, Ca, spectres de Terres Rares "en ailes de mouette" et forte anomalie négative en Eu - le distinguent nettement des granites antérieurs.

Il s'accompagne d'un cortège de pegmatites et de stocksheiders minéralisés à micas lithinifères, grenat, columbite et ixiolite.

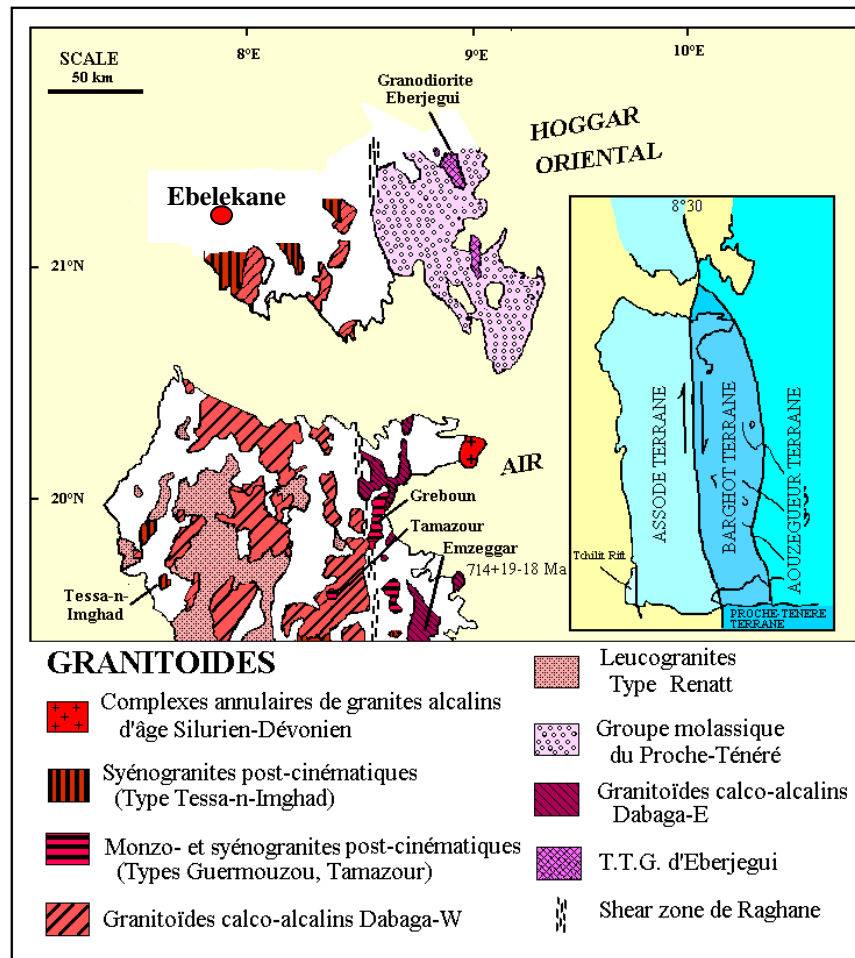


Figure I-3. 3 : Répartition des granitoïdes encaissants d'Ebelekane, secteur du Hoggar oriental – Aïr. (Modifié de Liégeois *et al*, 1994)

2. 3. Le Hoggar oriental

A l'Est du 8°30, le Hoggar oriental comprend deux grands ensembles : Le domaine de Djanet-Tafassasset et la formation de Tiririne.

2. 3. 1. LE DOMAINE DE DJANET-TAFASSASSET

Le domaine de Djanet-Tafassasset est présentement formé de la juxtaposition, d'Est en Ouest, de trois terranes distincts, séparés par de grands cisaillements verticaux : *Djanet*, *Edembo* et *Aouzegueur*. Les deux premiers sont limités au seul massif du Hoggar et restent encore méconnus. Le dernier est commun au Hoggar et à l'Aïr et constitue le substratum de la formation du "*Proche Ténére - Tiririne*".

Le terrane de "*Djanet*" comprend une série terrigène peu plissée et faiblement métamorphisée (pélites, siltstones, shales et méta-tufs) et divers granites tardi- à post-orogéniques.

Le terrane "*d'Edembo*" est un ensemble varié de micaschistes, greywackes, basaltes, rhyolites, épi-métamorphisés, associés à des orthogneiss granitiques très déformés.

Le terrane "*d'Aouzegueur*" est formé par l'empilement de trois unités lithologiques :

- "*Arrei*", série épi-métamorphique de plate-forme à chlorito-schistes, méta-arkoses, quartzites et marbres.

- "*Aouzegueur*", ophiolitique à affinité tholéitique, composé de diabases, gabbros, serpentinites et anorthosites.

- "*Eberjegui*" suite calco-alkaline à TTG, de type *tonalite-trondhjemite-granodiorite*, occupant les 2/3 des affleurements sous la forme d'immenses corps batholitiques syn. à tardi-tectoniques. Un âge de 729 ± 8 Ma a été obtenu dans un granite tardi-tectonique (U/Pb sur zircon ; Caby & Andreopoulos, 1987).

Dans l'Aïr au Niger où il se poursuit, le terrane océanique "*d'Aouzegueur*" a été intégré, avec les terranes de "*Barghot*" à amphibolites d'arc insulaire et "*d'Assodé-Issalane*" de type continental, dans une même modèle de marge active (Liégeois *et al*, 1994 ; Liégeois *et al*, 2000 ; Navez *et al*, 2000).

2. 3. 2. LA FORMATION DE TIRIRINE

La formation de *Tiririne* est équivalente à la série du "*Proche Ténéré*" décrite dans l'Aïr (Niger).

Peu déformée et de faible épaisseur (1500 mètres) au Sud, elle repose sur le socle par une inconformité majeure et débute par des marnes et calcaires évoluant vers des dépôts essentiellement clastiques, de type flysch puis molasse (conglomérats, arkoses, greywackes, limons). Les datations indiquent un âge de 660 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon, Bertrand *et al*, 1978).

Son épaisseur dépasse 8000 mètres au Nord, où elle forme une chaîne plissée linéaire, étroite et étirée le long du méga-décrochement du 8°30 séparant le domaine d'Issalane, à l'Ouest de celui de Djanet-Tafassasset, à l'Est.

Sa structure est entièrement contrôlée par l'accident dextre du 8°30, évoluant en chevauchement et générant une déformation progressive à gradient métamorphique croissant du sud vers le nord.

2. 3. 3. EVOLUTION TECTONIQUE

Les premières données géochronologiques avaient conduit les auteurs (Bertrand & Caby, 1978, Caby & Andreopoulos, 1987; Bertrand *et al*, 1978) à séparer le domaine de Djanet-Tafassasset de la chaîne mobile panafricaine, le rattachant à un orogène antérieur assimilé au "*Craton Est-saharien*", stabilisé vers 730 Ma et dont le démantèlement aurait engendré, vers 660 Ma, le dépôt de la série molassique de Tiririne.

La formation de la chaîne plissée linéaire de Tiririne était attribuée à une collision E-W de type himalayen entre ce domaine stable et le reste de la chaîne pan-africaine déjà soulevée, induisant le charriage des unités de socle d'Issalane.

Une nouvelle interprétation s'est imposée, grâce aux données récentes (Liégeois *et al*, 1994 ; Black *et al*, 1994 ; Liégeois, 1998 ; Liégeois *et al*, 1998 ; Liégeois *et al*, 2000 ; Navez *et al*, 2000).

L'unité à TTG "*d'Eberjegui*" serait le témoin du fonctionnement d'une marge active à un stade précoce de l'orogénèse panafricaine, compris entre 720-665 Ma, suivi d'une hypercollision entre le terrane d'*Assodé-Issalane* et le Craton Est-Saharien.

La collision génère la formation d'un granite d'anatexie ("*Renatt*", 666±11 Ma), tandis que les deux terranes, de *Barghot* et *Aouzegueur*, sont charriés et acquièrent une stabilité relative, entraînant le dépôt, vers 660 Ma, de la molasse précoce "*du Proche Ténéré - Tiririne*".

La chaîne plissée du *Proche Ténéré-Tiririne* est ultérieurement créée (entre 645 et 580 Ma) par un important mouvement dextre responsable du glissement du terrane d'*Assodé-Issalane* le long du 8°30-*Raghane*, sur une distance et une durée, estimées respectivement à 1000 km et 65 Ma (Liégeois *et al*, 1994).

3. CADRE GEODYNAMIQUE GLOBAL

Le Bouclier targui, dans la chaîne pan-africaine, est interprété comme le résultat d'un cycle complet de Wilson d'âge Néoprotérozoïque, initié autour de 800 Ma et parachevé vers 600 Ma avec la formation d'un orogène de collision et la suture entre la zone mobile targuie et le Craton Ouest-Africain (Bouillier, 1991 ; Caby, 2000 ; Caby, 2003 ; Bertrand & Caby, 1978 ; Bayer *et al*, 1978 ; Caby *et al*, 1981).

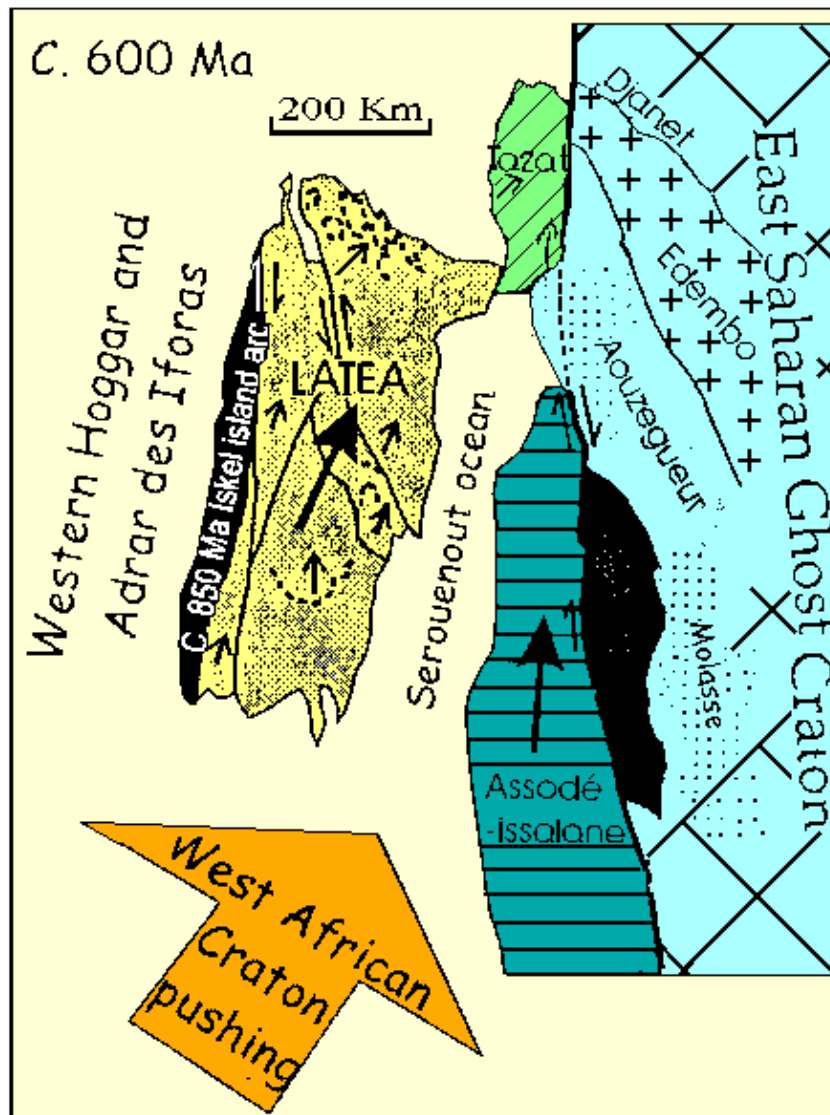


Figure I-3. 4 : Situation des terranes du Hoggar central et oriental vers 600 Ma.
(D'après Liégeois *et al*, 2000)

Trois épisodes majeurs classiquement liés à ce cycle, ont été identifiés (Caby, 2000) :

- Rifting intracontinental caractérisé par la divergence des plaques et l'ouverture océanique le long de la bordure orientale du Craton Ouest-Africain (COA). Il est marqué au Néoprotérozoïque (~840-700 Ma) par l'édification à l'Ouest du 4°50', de systèmes d'arcs associant séries volcano-sédimentaires et volcanisme calco-alkalin.

- Convergence de plaques, dominée par la subduction vers l'Est du domaine océanique néoprotérozoïque qui séparait le COA du bouclier targui. Elle génère un volcanisme de type arc insulaire ou cordillère et le dépôt pénécontemporain dans les zones bordières très subsidentes, de sédiments immatures à greywackes volcaniques dominants ("*série verte*").

- Accrétion essentiellement ensialique de blocs continentaux par collision oblique ou frontale, suivie de la collision oblique dextre avec le COA, vers 630-620 Ma.

Le Bouclier targui s'élabore au cours de deux périodes majeures de collision :

- Une période précoce, comprise entre 750 et 665 Ma environ, caractérisée par le plissement et l'empilement de nappes de charriage. Plus marquée dans l'Est par la collision entre le Hoggar oriental-Air et le Craton Est-Saharien, elle donne lieu à une importante délamination lithosphérique.

- Une période tardive essentiellement post-collisionnelle, consécutive à une collision oblique, plus modérée, avec le Craton Ouest-africain. Elle se traduit par une compression et un raccourcissement E-W correspondant à un système d'accidents décrochants conjugués dextre (NNE-SSW) et senestre (NNW-SSE) très souvent mylonitiques.

Cette phase transpressive majeure, qui débute vers 630-620 Ma et se clôture de façon diachrone entre 580 et 540 Ma, est responsable de la poussée vers le Nord des terranes ± amalgamés. Elle s'accompagne d'un métamorphisme régional et de l'intrusion de granitoïdes de composition calco-alkaline "*High-K*" en larges batholites puis en plutons, avant de faire place, dans l'intervalle 539- 521 Ma, à un régime en transtension, générant le plutonisme tardif "*Taourirt*" (Liégeois *et al*, 2003).

4. LE MAGMATISME PANAFRICAIN TARDIF

Succédant à une collision majeure soulignée par un métamorphisme de haute pression et par d'importants charriages, mais peu favorable à l'ascension de magmas, la période post-collisionnelle apparaît plus efficace pour mobiliser des sources variées.

Elle génère un plutonisme abondant de nature multiforme, prenant fin avec la mise en place des granites évolués "*Taourirts*" en plutons élevés, à affinité alcaline (Boissonnas, 1974 ; Azzouni-Sekkal, 1989).

Ces suites post-orogéniques, dites "*P.O*" (Bonin *et al*, 1998) ou "*PAT*" (Chelleitz *et al*, 1992), souvent alignées le long des failles décrochantes créées durant la collision, sont plus ou moins contemporaines de la pénéplanation et du développement de bassins molassiques intracontinentaux. Elles correspondent aux derniers épisodes de progression d'une chaîne de collision vers un craton stable. Lorsque tous les terranes sont soudés et que la région entière acquiert le même pôle de rotation, elles peuvent évoluer vers un magmatisme alcalin intraplaque typiquement anorogénique (Liégeois, 1998 ; Liégeois *et al*, 1998), à l'instar des "*ring-complexes*" à anorthosites de l'Aïr (Brown *et al*, 1989 ; Moreau *et al*, 1991) ou des "*Younger granites*" mésozoïques du Nigeria (Bowden, 1985 ; Bowden *et al*, 1987).

Les granites "*Taourirt*" sont distribués au Hoggar sur toute sa surface (Figure I-3. 5). Ils se concentrent particulièrement dans la zone centrale située de part et d'autre de l'accident du 4°50, délimitant une large province étendue sur trois terranes, d'Iskel et d'In Teidini à l'Ouest et de Laouni, à l'Est (Figure II-3. 6).

Ils constituent néanmoins un ensemble très hétérogène, aux caractéristiques pétrographiques et géochimiques diverses, et sont généralement groupés en deux grandes familles, se distinguant par leur morphologie, leur mode d'évolution et leur métallogénie.

4. 1. Les "*Taourirts*" des terranes d'Iskel et In Teidini

Dans les terranes d'Iskel et In Teidini (ancien *Rameau central* de Boissonnas, 1973), les granites sont encaissés dans des formations volcaniques et volcanoclastiques épi-métamorphiques d'arc insulaire, d'âge Néoprotérozoïque ("*Pharusien*").

Ils forment des complexes allongés, emboîtés et agencés par l'accolement de plusieurs unités à structure concentrique (*Tesnou, Isseddiene, Imehellaten*) ou s'érigent en massifs isolés à contour sub-circulaire (*El Bema*).

Leur évolution est de type complexe annulaire, liée à une différenciation par cristallisation fractionnée.

Trois groupes, G_I, G_{II a, b} et G_{III} ont été définis sur la base de leur minéralogie et leur géochimie (Azzouni-Sekkal & Boissonnas, 1993 ; Bonin *et al*, 1998) comprenant deux suites synchrones mais bien distinctes :

- Une suite calco-alcaline de type «*alcali-calciq*ue", évoluant des monzogranites à biotite et hornblende (G_I) à des monzogranites et syénogranites *subsolvus* métalumineux à biotite (G_{II a}) puis à un granite peralumineux plus différencié, à albite et micas lithinifères (zinnwaldite- protolithionite) dénommé "*alaskite*" (G_{II b}). Ce dernier est caractérisé par une teneur élevée en silice, un enrichissement en Rb, Nb et Y, un spectre de Terres Rares "*en ailes de mouette*" marqué par une anomalie négative très prononcée en Eu et affecté d'un "*effet tétrade*". Il représenterait ainsi les liquides résiduels de fin de différenciation.

- Une suite alcaline associant des syénites et granites *hypersolvus*, métalumineux à peralcalins, composés principalement de feldspaths potassiques mésoperthitiques. Les teneurs en Terres Rares sont élevées, donnant des spectres fractionnés sans "*effet tétrade*" et une anomalie négative marquée en Eu.

Ces deux suites contemporaines sont interprétées comme la transition entre un magmatisme tardi-orogénique calco-alcalin, caractérisé par un mélange de composants juvéniles (manteau ou croûte jeune) et crustaux (croûte continentale inférieure) et un magmatisme alcalin de source lithosphérique (lithosphère inférieure-asthénosphère), impliquant une contribution mantellique croissante à travers une délamination lithosphérique principale.

Selon Bonin (Bonin *et al*, 1998), les deux suites dériveraient d'une même source, le manteau primitif, remplaçant peu à peu la lithosphère, suite à sa délamination. La contamination et l'assimilation crustale des magmas résultants s'effectueraient au cours de leur ascension et leur différenciation, à la faveur de fluides aqueux plus ou moins enrichis en fluor, circulant en circuit convectif autour des chambres magmatiques.

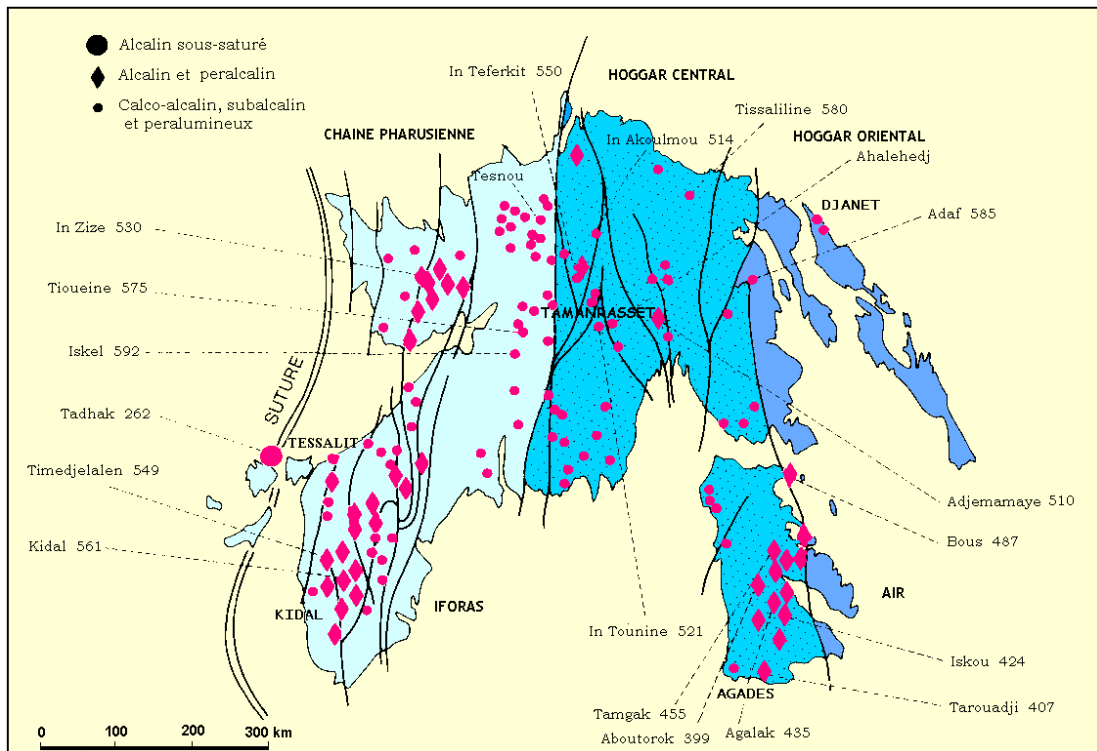


Figure I-3. 5 : Carte de répartition des granites panafricains tardifs du Bouclier targui. (Modifié de Cheilletz et *al*, 1992)

4. 2. Les " Taourirts" de la LATEA

Dans le Hoggar central, les granites panafricains tardifs (PAT) se présentent en plutons bien circonscrits généralement elliptiques, en dômes ou petites coupoles isolées, dont la mise en place est principalement contrôlée par des structures extensives localisées.

Le faciès dominant est représenté par un granite rose à grain moyen à biotite ou à deux micas. Cependant, nombreux sont constitués par des plutons composites peralumineux, formés, à l'exemple d'In Tounine, d'injections successives diverses : granite rose à grain moyen à grossier porphyroïde à biotite ou à deux micas → granite gris à grain fin à cordiérite → granite blanc à grain fin, à albite, topaze et micas lithiques (zinnwaldite, lépidolite).

Les dernières intrusions se distinguent par des contours francs et des contacts souvent soulignés par des corps pegmatitiques et stocksheiders.

Leur évolution silico-sodique est liée à un magma hyperalumineux particulier, enrichi en F, Li, Rb, tardif par rapport aux plutons composites PAT.

Ces granites ultimes, à affinité sub-volcanique plus marquée et de mise en place peu profonde, représentent un type spécifique, très évolué, auquel est génétiquement associée la minéralisation filonienne d'étain et de tungstène.

S'il n'atteste pas d'une origine purement crustale, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial (~ 723), obtenu dans l'In Tounine (Moulaoum, 1987), suggère la présence d'une forte composante de cette nature.

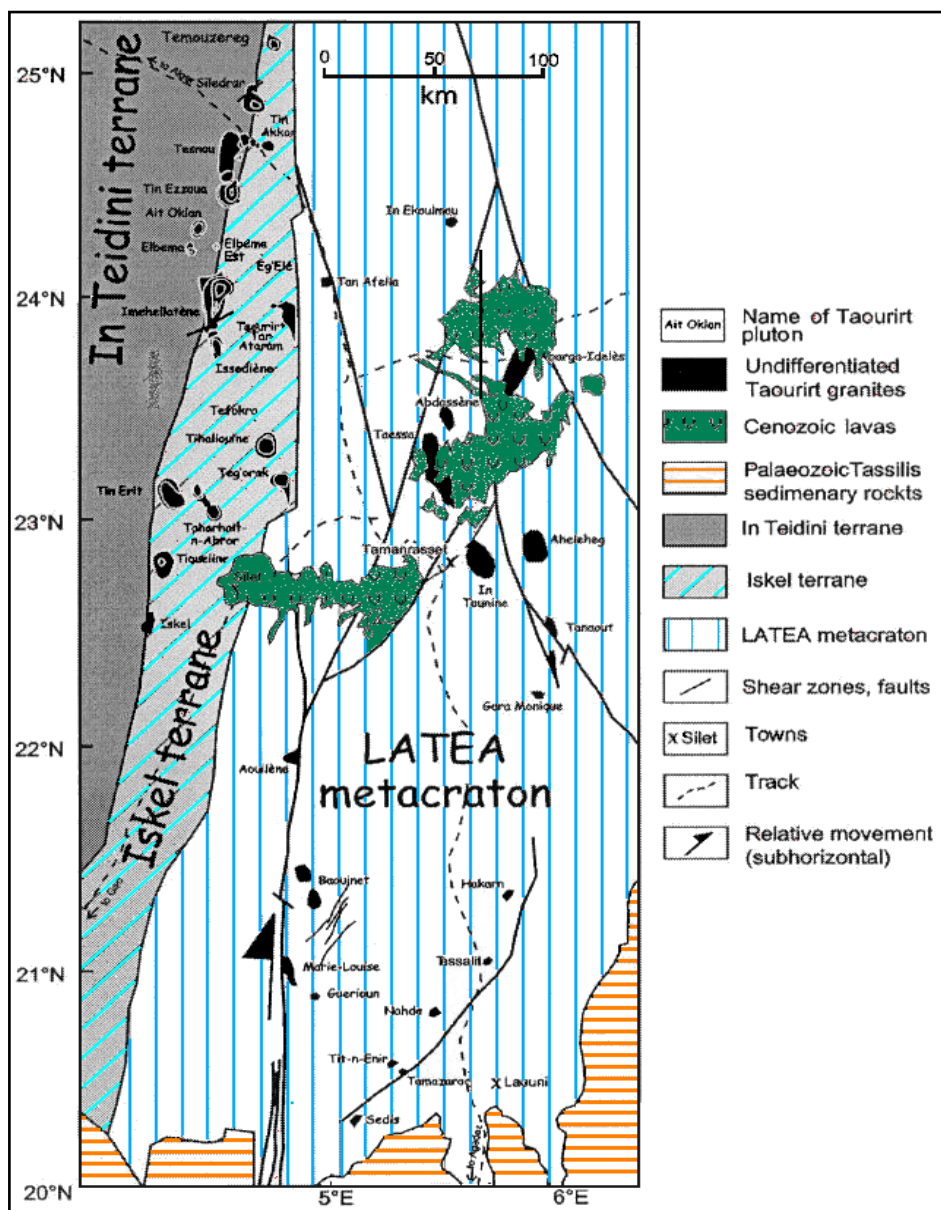


Figure I- 3. 6 : Répartition des granites "Taourirt" de part et d'autre de l'accident du 4°50. (Modifié de Azzouni-Sekkal *et al*, 2003)

En dépit de différences locales notables, les travaux récents (Azzouni-Sekkal *et al*, 2003), fondés sur l'étude comparée des spectres des éléments en traces et de Terres Rares et les données isotopiques (Sm-Nd), suggèrent une origine commune pour l'ensemble des granites de la province des "Taourirts".

Les résultats indiquent une source profonde identique (asthénosphère et croûte inférieure) et une forte interaction des magmas les plus différenciés avec la croûte supérieure. Seule la nature contrastée du protolithe impliqué dans la fusion expliquerait ainsi les différences observées : arc océanique pour les uns, croûte ancienne pour les autres.

5. CONCLUSION

De cette longue histoire orogénique, nous retiendrons particulièrement la fin.

A l'instar de la Chaîne Varisque d'Europe (Marignac & Cuney, 1999), le stade terminal d'évolution de la Chaîne panafricaine coïncide avec l'événement métallogénique le plus marquant.

Il en est ainsi des minéralisations comme du magmatisme. La période post-collision se montre la plus favorable à la production de gisements métalliques.

L'enrichissement en métaux résulte de la conjonction entre :

- Le caractère polycyclique de la croûte, conduisant à une spécialisation des magmas sources au cours d'évènements répétés dans le temps.
- Le processus actif de délamination lithosphérique, produisant l'énergie nécessaire à la mobilisation des métaux rares, par les flux thermiques générés par la remontée asthénosphérique.

Les granites à métaux rares seraient la conséquence directe de la fusion partielle à faible taux d'une croûte moyenne induite par les fluides issus de la déshydratation métamorphique ou de la granulitisation.

La déstabilisation des minéraux-hôtes (micas et amphiboles) présents dans la croûte inférieure granulitisée libère les éléments halogènes et lithophiles (F, Li, Rb) qui se concentrent au fur et à mesure dans les magmas résiduels.

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU MASSIF GRANITIQUE D'EBELEKANE

CHAPITRE II-1. PÉTROGRAPHIE

CHAPITRE II-2. CRISTALLOCHIMIE DES MICAS

CHAPITRE II-3. CRISTALLOCHIMIE DES NIOBO-TANTALATES

CHAPITRE II-4. GÉOCHIMIE

CHAPITRE II-5. ÉLÉMENTS DE PÉTROGENÈSE

Compte tenu des conditions particulières d'échantillonnage, l'attention s'est portée essentiellement sur la coupole granitique principale qui forme la majeure partie du massif d'Ebelekane. L'étude pétrographique a toutefois été généralisée à quelques roches représentatives du secteur.

1. ORGANISATION GENERALE DU MASSIF D'EBELEKANE

Le massif d'Ebelekane (Figure II-1. 1) se compose d'une coupole granitique de taille réduite, intrusive dans un granite porphyroïde rose à biotite, d'extension régionale, encaissé dans des micaschistes.

Il fait partie d'un complexe varié formé de plusieurs unités magmatiques, affleurant en petits pointements épars :

- Au sud-ouest de la coupole, un massif de diorites-granodiorites-tonalites à andésine, biotite, hornblende verte, \pm quartz, recoupé par des dykes microdioritiques mésocrates de faible puissance.

Il correspond probablement au type "*Tagharaba*" en batholite, signalé dans la région (Baziz *et al*, 1996).

- Au nord-ouest, un granite à biotite à grain fin à moyen, de couleur rose à gris clair associé à un dyke discontinu et d'extension réduite de microgranite porphyrique blanc, suivi sur une distance de 1.5 km dans la direction N-W.

Il serait représentatif du type "*Tissalatine*", décrit comme un monzogranite leucocrate subsolvus à biotite de la phase ultime des "*Taourirts*" (Baziz *et al*, 1996).

La coupole granitique d'Ebelekane représente en surface une intrusion de dimension modeste (500m sur 570m).

Sa forme ovoïde \pm allongée évoque l'aspect d'une lame de 75 m de haut, à bords raides (60 à 86°) dans sa partie sud et à pente douce vers le NE, contrôlée par un accident de direction NW-SE.

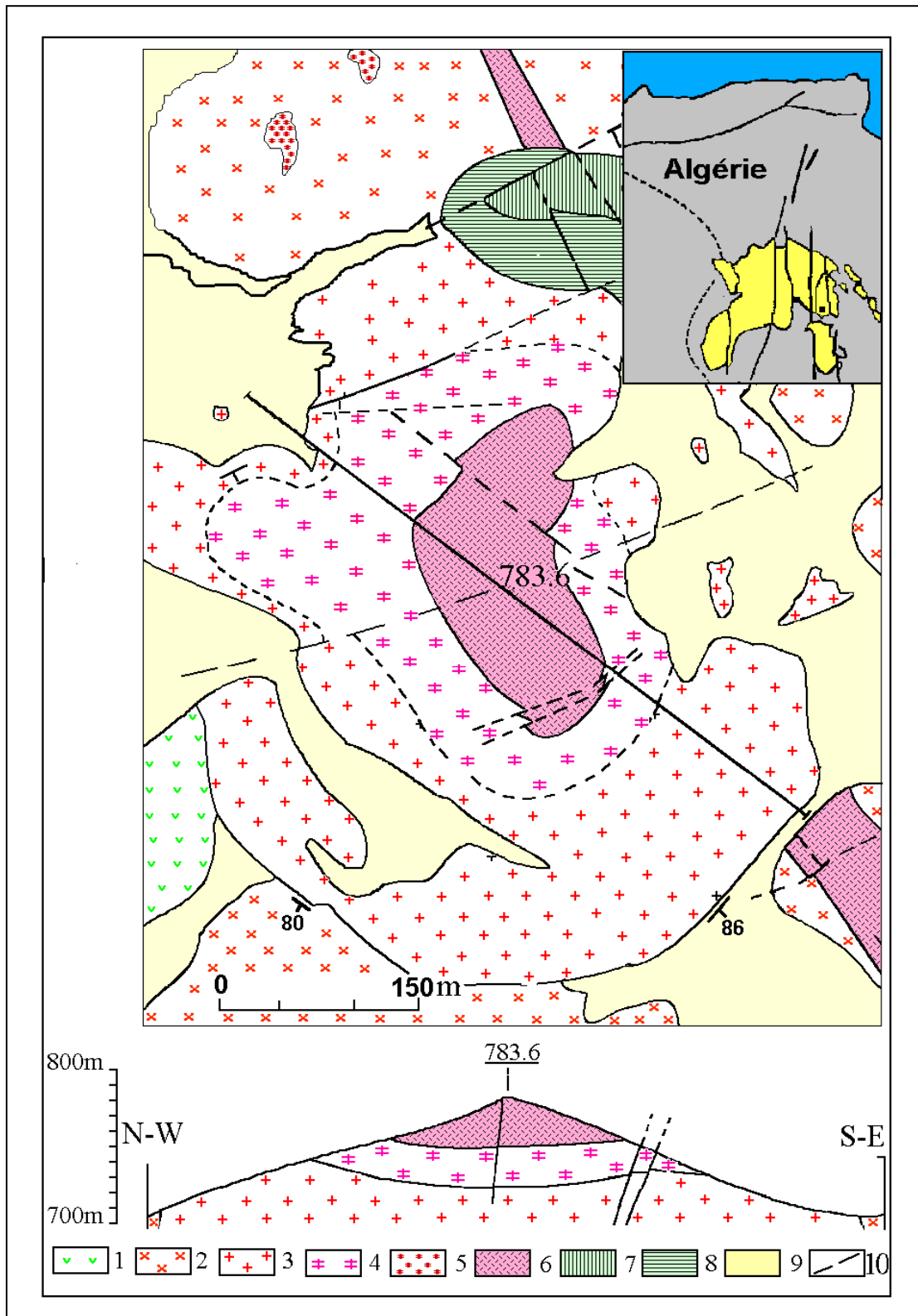


Figure II-1. 1 : Carte et coupe géologiques du massif d'Ebelekane.

(Modifié de Nomokonov, 1990).

- 1- Diorite et granodiorite. 2 - Granite à Biotite. 3 - Granite à Albite - zinnwaldite – topaze. 4 - Aplite-pegmatite rubanée. 5 – Microgranite. 6 – Greisen. 7 - Pegmatite, zone feldspathique. 8 - Pegmatite, zone micacée. 9 – Alluvions. 10 – Failles.

Le contact, toujours franc, avec le granite à biotite encaissant est souligné dans sa partie NNE par un corps pegmatitique lenticulaire (60 * 250 m), à cristaux géants de microcline rose (de type *stocksheider?*), bordé sur une largeur de 5 à 15 m, d'une zone minéralisée à quartz et micas lithiques renfermant de nombreuses inclusions niobo-tantalifères.

Le sommet est occupé par une lentille de greisen, de 8 à 10 m d'épaisseur, plongeant faiblement vers le NE (010° NE) et recoupée par de rares filons de quartz à wolframite. Ses relations avec la coupole ne sont pas déterminées.

2. PETROGRAPHIE

2.1. Le granite à biotite encaissant

Ce granite à biotite d'extension régionale, est de couleur rose et de texture grenue à grain moyen à grossier porphyroïde, à tendance granoblastique et à grands porphyroblastes de microcline.

Son étude microscopique montre la présence essentiellement de :

- **Biotite** (<10%), interstitielle, en baguettes allongées ± orientées de couleur brun orangé, ± chloritisée.
- **Oligoclase**, en rares sections prismatiques sub-automorphes.
- **Orthose perthitique**, en grandes plages, altérée en kaolinite, parfois en association graphique de type pegmatitique avec le quartz.
- **Microcline**, en mégacristaux centimétriques (>2 cm) à inclusions de quartz en gouttelettes.
- **Quartz, polycristallin**, en un assemblage de cristaux finement denticulés et orientés, à forte extinction roulante, ou finement recristallisé montrant l'aspect d'une granulation de type métamorphique.
- **Opaques**, seuls minéraux accessoires observés.

Ce granite montrerait certaines ressemblances avec le type "*Renatt*" syn-tectonique, de composition feldspathique (Liégeois *et al*, 1994), décrit dans la région.

2. 2. La coupole granitique

La coupole est constituée de deux faciès pétrographiques distincts :

- Un granite massif dominant, à grain fin, leucocrate à hololeucocrate, blanc à blanc-rosâtre, à albite-zinnwaldite-topaze (*granite AZT*)

- Une "aplite pegmatite" apicale (*AP*), à structure rubanée, à microcline-zinnwaldite-topaze. Confinée dans la partie supérieure la plus minéralisée du corps granitique et sans limite franche avec le granite sous-jacent, elle est formée de niveaux sub-horizontaux ou lenticulaires d'épaisseur centimétrique à métrique, de pegmatite à microcline rose, micas verts et topaze et de fines passées centimétriques rythmiques d'aplite blanche à quartz, micas et topaze.

2. 2. 1. Le granite à albite-zinnwaldite-topaze

Le granite à albite-zinnwaldite-topaze est hololeucocrate, blanc à blanc rosâtre, à grain fin, d'aspect saccharoïde. Seuls des cristaux de quartz globuleux de taille millimétrique ($\varnothing = 2-3$ mm) sont visibles à l'œil nu (Planche II.1.1. Figure 1 et 2)

a. Texture

La texture cloisonnante singulière du granite AZT est dite *réticulée* (Aubert, 1969) et n'est pas sans rappeler la texture doléritique ou ophitique des roches basiques, évoquant un mode de gisement hypo-volcanique et une mise en place superficielle.

Elle montre une trame précoce constituée de lattes d'albite entrecroisées, de taille et habitus variés, associées à des micas lithinifères, moulant des minéraux de quartz en plages monocristallines globuleuses ou à tendance automorphe. Les interstices sont comblés par des grains ou des petites plages xénomorphes de quartz, orthose, rares micas et topaze (Planche II-1. 2).

b. Composition minéralogique

1. L'albite

L'albite peut constituer jusqu'à 60% de la roche. Il s'agit d'une albite pure, de composition homogène (Tableau II. 2. 1), à teneur en anorthite quasi-nulle ($An_{0.2}$). Elle se présente soit en lattes ou en prismes allongés formant une trame serrée, soit en cristallites inclus et alignés parfaitement le long des zones de croissance des minéraux-hôtes de quartz ou d'orthose. Cette texture en "snow ball", typique aux granites à métaux rares (GMR), atteste d'une cristallisation simultanée à un stade magmatique précoce.

2. La zinnwaldite

La zinnwaldite est peu abondante (5-7%), faiblement pléochroïque, de couleur beige clair à incolore, à inclusions nombreuses de zircon et d'opales.

Elle se présente sous deux formes :

- En prismes sub-automorphes allongés, de cristallisation précoce, logés entre les lattes d'albite, épousant ses contours géométriques.
- En petits flocons tardifs associés au quartz et aux feldspaths potassiques interstitiels.

La zinnwaldite est un mica lithique primaire à teneur élevée en fluor et manganèse, typiquement rencontré dans les granites très différenciés. En raison de leur part grande dans l'évolution des GMR, les micas lithinifères font l'objet d'une étude détaillée au chapitre suivant.

3. L'orthose

L'orthose, très faiblement perthitique, en est le feldspath potassique dominant. Constituant jusqu'à 20% de la roche, il peut parfois revêtir un habitus prismatique à inclusions aciculaires d'albite en "snow ball" mais est le plus souvent dans la matrice, en plages interstitielles tardives associées à du microcline.

La composition chimique des feldspaths analysés à la microsonde (Tableau II. 1 .1) indique une tendance vers le pôle pur, avec une proportion élevée de microcline (Or_{97-98}) et infime d'albite ($Ab_{1.8-3}$), due à la quasi-absence d'exsolutions.

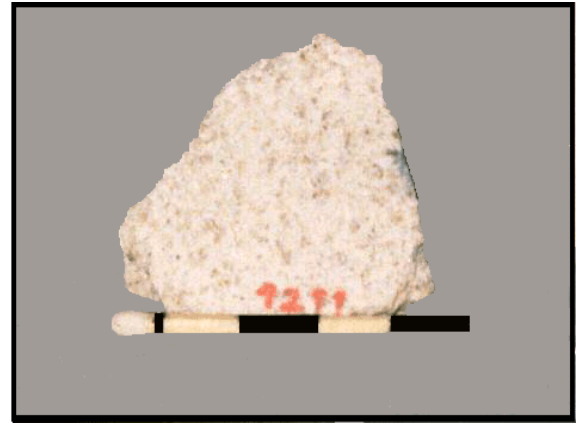
PLANCHE II-1. 1

Faciès pétrographiques des roches représentatives d'Ebelekane

- Figure 1. Granite à Albite–Zinnwaldite–Topaze de la coupole**
Roche leucocrate de couleur rose à texture grenue à grain fin
Ech. 1189
- Figure 2. Granite à Albite–Zinnwaldite–Topaze de la coupole**
Roche hololeucocrate de couleur blanche à texture grenue à grain fin.
Ech. 1211
- Figure 3. Pegmatite du toit de la coupole**
Assemblage de grands cristaux d'orthose rose, zinnwaldite verte et de quartz.
Ech.1206
- Figure 4. Aplite du toit de la coupole**
Roche hololeucocrate de couleur blanche à grain très fin et à quartz globuleux.
Ech. 294
- Figure 5. Microgranite porphyrique**
Pâte aphanitique et phénocristaux de quartz et protolithionite
Ech. 270-6
- Figure 6. Microgranite orbiculaire**
Orbicules concentriques pluricentimétriques de quartz et zinnwaldite, développés autour de cristaux automorphes d'orthose.
Ech. 251-4



1



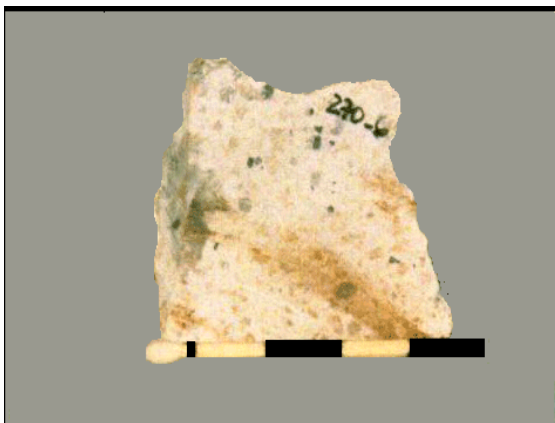
2



3



4



5

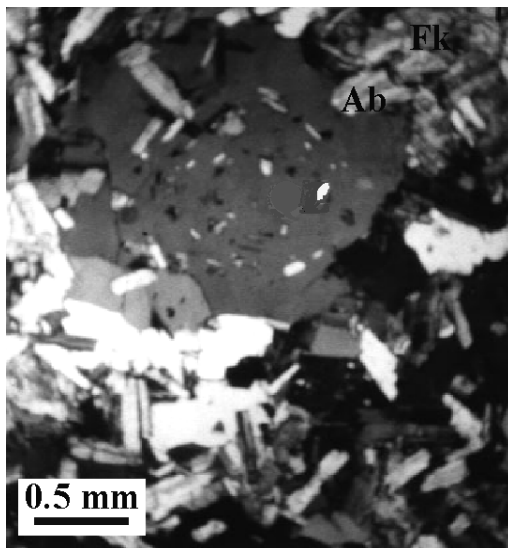


6

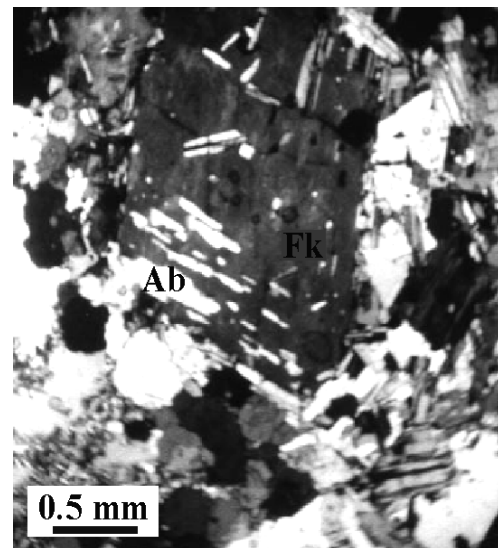
Planche II-1. 1 : Faciès pétrographiques des roches représentatives d'Ebelekane

PLANCHE II-1. 2**Aspects texturaux du granite à Albite-Zinnwaldite-Topaze**

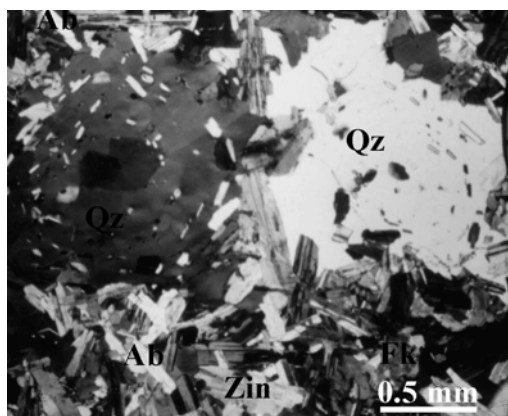
- Figure 1. Texture en "snow ball"**
Inclusions d'albite (**Ab**) parfaitement alignées le long des zones de croissance d'un cristal automorphe de quartz
Ech. C3-1 (L. P)
- Figure 2. Texture en "snow ball"**
Lattes d'albite (**Ab**) dans un cristal automorphe d'orthose (**Fk**)
Ech. 1189 (L. P)
- Figure 3. Texture réticulée**
Lattes et baguettes d'albite (**Ab**) entrecroisées constituant une trame serrée autour du quartz globuleux en "snow ball" (**Qz**)
Ech. C3-1 (L. P)
- Figure 4. Détail de la matrice**
Albite automorphe (**Ab**) associée à la zinnwaldite (**Zin**) à inclusions opaques (**Ta**) niobo-tantalifères (wodginite et columbo-tantalite).
Le quartz xénomorphe est interstitiel et tardif.
Ech. C3-1 (L. P)



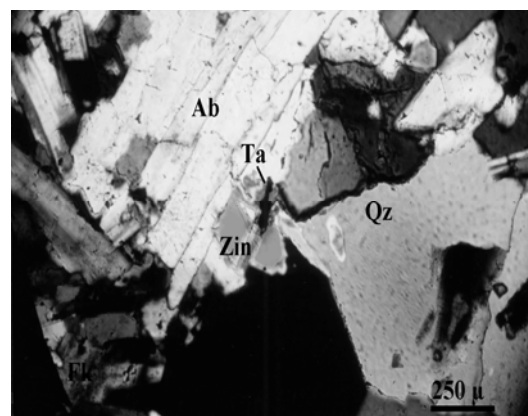
1



2



3



4

Planche II-1. 2 : Aspects texturaux du granite à Albite-Zinnwaldite-Topaze

Tableau II-1.1 : Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths de la coupole granitique d'Ebelekane

Ech. N°	1193		1193		1193		1193		1193		1193		1193		1193		1193		1193		294*	
	1-3	1-4	3-2	4-1	5-2	6-3	9-3	13-3	14-4	3-3	4-2	6-2	8-5	1-2	1-4	12-3	13-5	13-5	3-2	3-2	3-2	
SiO2	68,13	69,29	68,55	69,50	69,14	70,16	69,00	67,95	67,58	64,22	64,77	63,94	63,29	62,74	62,51	62,79	62,74	62,74	64,53	64,53	64,53	
TiO2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04		
Al2O3	19,53	19,43	19,83	19,36	19,42	19,57	19,42	19,58	18,93	18,06	18,01	18,01	18,30	18,34	17,69	18,19	17,63	17,92	17,92	17,92		
FeO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03		
MnO	0,01	0,13	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,11	0,11	0,00	0,00		
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00		
CaO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00		
Na2O	11,99	11,62	12,15	11,97	11,85	11,86	11,98	12,01	11,99	0,25	0,27	0,30	0,29	0,25	0,31	0,24	0,19	0,25	0,25	0,25		
K2O	0,13	0,11	0,10	0,15	0,08	0,14	0,07	0,09	0,08	15,90	16,54	16,19	16,18	16,31	15,47	16,30	16,38	15,86	15,86	15,86		
Rb2O	0,06	0,00	0,06	0,14	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,62	0,67	0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,71		
Total	99,94	100,6	100,7	101,1	100,7	102,0	100,5	99,65	98,68	99,06	100,4	99,08	98,06	97,65	96,00	97,59	97,09	99,35	99,35	99,35		

Formule structurale sur la base de 32 atomes d'oxygène																						
Si	11,938	12,021	11,916	12,023	12,006	12,026	11,998	11,932	11,985	12,019	12,015	11,997	11,945	11,911	12,015	11,929	11,991	12,046	12,046	12,046		
Al	4,031	3,969	4,059	3,944	3,971	3,95	3,976	4,048	3,954	3,98	3,934	3,979	4,068	4,1	4,004	4,07	3,967	3,94	3,94	3,94		
Ti	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,009	0,003	0	0	0	0	0	0	0,003	0,006	0,006	0,006		
Fe2	0,008	0	0	0	0,013	0,024	0	0	0	0	0,013	0,001	0	0	0	0	0	0	0,004	0,004		
Mn	0,001	0,019	0,007	0	0,007	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0,002	0,007	0,017	0	0	0		
Mg	0	0,006	0,003	0,001	0	0	0,001	0,002	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0		
Ca	0,008	0,006	0	0	0	0,005	0,005	0	0,006	0	0	0	0	0,001	0	0,005	0	0	0	0		
Na	4,074	3,909	4,095	4,014	3,989	3,94	4,04	4,09	4,122	0,089	0,098	0,109	0,105	0,093	0,117	0,089	0,072	0,091	0,091	0,091		
K	0,029	0,024	0,023	0,033	0,018	0,031	0,015	0,02	0,018	3,796	3,914	3,875	3,897	3,95	3,794	3,95	3,994	3,778	3,778	3,778		
Rb	0,01	0	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0,07	0,08	0,08	0	0	0	0	0	0,08	0,08	0,08		
Albite																						
%Ab	99,1	99,2	99,4	99,2	99,6	99,1	99,5	99,5	99,4	2,3	2,4	2,7	2,6	2,3	3	2,2	1,8	2,4	2,4	2,4		
%An	0,2	0,2	0	0	0	0,1	0,1	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0		
%Or	0,7	0,6	0,6	0,8	0,4	0,8	0,4	0,5	0,4	97,7	97,6	97,3	97,4	97,7	97	97,7	98,2	97,6	98,2	97,6		

*niveau alitique (Aplite-pegmatite du toit)

4. La topaze

La topaze (jusqu'à 10%) est de cristallisation tardive. Elle constitue le plus souvent des groupements de cristaux prismatiques sub-automorphes dans la matrice ou, plus rarement, des grains xénomorphes interstitiels.

De composition constante (Tableau II-1. 2), elle correspond à un *fluor topaze*, très faiblement hydraté et enrichi en fluor (F~20.2%) avoisinant la valeur théorique maximale de 20.7% (Deer *et al*, 1966

5. Le quartz

Le quartz (25-30%) montre une grande variété d'habitats :

- Cristaux sub-automorphes isolés de taille moyenne ($\varnothing=2-3$ mm), à faces cristallines nettes, à extinction toujours franche et à inclusions d'albite à texture typique en "snow ball"
- Grandes plages polycristallines globuleuses.
- Grains xénomorphes interstitiels, dans la matrice

Tableau II-1. 2 : Compositions chimiques et formules structurales des topazes du massif d'Ebelekane

Ech.	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	1209	1206	1206	294	270/6	251-4	251-4	251-4
N°	/11-1	/12-5	/13-4	/14-5	/8-4	/1-1	/2-4	/12-3	/8-1	/4-2	/5-3	/6-5
	Granite à albite-zinnwaldite-topaze					Pegmatite		Aplite	micro granite	greisen		
SiO ₂	32,48	31,97	32,44	31,82	32,63	32,47	32,75	33,01	32,65	33,04	32,86	33,28
Al ₂ O ₃	54,30	54,97	54,98	54,92	54,74	54,89	54,81	55,35	55,30	55,67	55,64	55,65
F	19,98	20,20	19,99	20	20,05	20,08	20,00	19,56	20,35	20,03	19,97	19,88
O=F	-8,39	-8,48	-8,39	-8,39	-8,42	-8,43	-8,40	-8,22	-8,55	-8,41	-8,39	-8,35
Total	98,37	98,65	99,01	98,33	99,01	99,00	99,15	99,71	99,76	100,3	100,1	100,5
Formules structurales sur la base de 5 atomes d'oxygène												
Si	1,009	0,992	1,001	0,990	1,007	1,002	1,008	1,007	1,001	1,004	1,001	1,009
Al	1,988	2,011	1,999	2,014	1,991	1,997	1,989	1,990	1,999	1,994	1,998	1,988
F	1,963	1,982	1,950	1,966	1,957	1,960	1,947	1,888	1,973	1,925	1,925	1,906
OH	0,037	0,018	0,050	0,034	0,043	0,040	0,053	0,112	0,027	0,075	0,075	0,094
F/F+OH	0,982	0,991	0,975	0,983	0,978	0,980	0,974	0,944	0,987	0,963	0,962	0,953

6. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont principalement :

- Le zircon, en fines aiguilles ou en petits prismes automorphes, limpides, incolores à jaunâtres, de composition hafnifère (9.62 % de HfO₂) caractéristique des magmas pegmatitiques (Wang *et al*, 1992).
- La monazite en rares sections hexagonales automorphes et de couleur rouge vif à rouge brique.
- La fluorine, d'origine secondaire, en rares grains disséminés ou dans les fractures.

7. Les oxydes métalliques

Les oxydes métalliques sont le plus souvent inclus dans les micas où ils s'entourent d'un halo pléochroïque, parfois dans la topaze, plus rarement dans l'albite.

Très abondants, ces oxydes sont l'expression d'une minéralisation à étain, niobium et tantale d'intérêt économique, représentée par :

- La cassitérite en petites sections isolées ($\varnothing=30-50\mu$), carrées ou octogonales bipyramidales de couleur brun rouge à brun orangé.
- Les niobo-tantalates (columbo-tantalite et wodginite), en cristaux tabulaires ou en prismes aplatis de petite taille ($\varnothing =100-200 \mu$) zonés, de couleur brun foncé à noir opaque.

Un chapitre du mémoire traitant de leur cristallographie, réalisée à l'aide du MEB et de la microsonde, leur est consacré.

c. Les altérations hydrothermales

Les phénomènes d'altération semblent peu développés, voire quasi- insignifiants. Seule une albitisation de faible importance localisée au voisinage de fractures est observée. Elle se traduit par la formation de plages finement grenues d'albite corrodant les autres minéraux du granite.

2. 2. 2. L'aplite-pegmatite

Surmontant sur une vingtaine de mètres le granite AZT et située au toit de la coupole, l'aplite pegmatite représente un ensemble hétérogène, à texture rubanée, alternativement pegmatitique et aplitique (Planche II-1.1, Figure 3 ; Planche II-1.3, Figure 1).

2.2.2.1. La pegmatite

La pegmatite (Planche II-1. 3 ; Figure 2) est à grain moyen à grossier. Elle comprend un assemblage de quartz et microcline rose aux proportions semblables (25-30%), associés à des micas (20%) et de la topaze (15%).

1. Le microcline

Le microcline, très perthitique, au moirage caractéristique, se présente en prismes automorphes de taille centimétrique. L'association graphique avec le quartz est rarement observée.

2. Les micas

Le mica lithique, de couleur verte, proche de la protolithionite par sa richesse en fer, forme de grandes gerbes flexueuses de couleur verte pléochroïque et renferme de nombreuses inclusions métalliques. Il s'entoure parfois d'un liseré fin et plus clair d'altération, à composition de muscovite-phengite.

3. La topaze

La topaze est abondante, en prismes groupés en agrégats radiés ou en grains comblant les interstices.

4. Le quartz

Le quartz forme de grandes plages polycristallines, des cristaux isolés ou des grains xénomorphes interstitiels.

5. Les oxydes métalliques

Les oxydes niobo-tantalifères (~5%), sont de forme prismatique ou tabulaire de grande taille ($\varnothing=200-500\mu$), en inclusion dans les micas.

Souvent zonés, ils montrent un cœur de columbo-tantalite plus ou moins opaque et un pourtour plus clair, brun rouge à brun orangé, plus ou moins translucide, à wodginite puis cassitérite tantalifère.

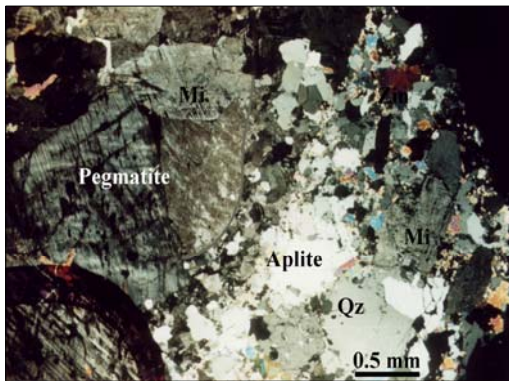
6. Les minéraux secondaires

La muscovite constitue le seul minéral secondaire. Elle résulte d'une altération deutérique de la protolithionite et en souligne le contour.

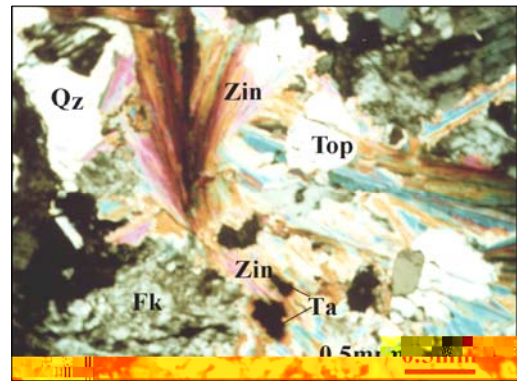
Une muscovite plus tardive, d'origine métasomatique, à structure typique en rosettes, est associée au quartz dans de rares veinules greisenisées.

PLANCHE II-1. 3**Microfaciès des roches représentatives d'Ebelekane**

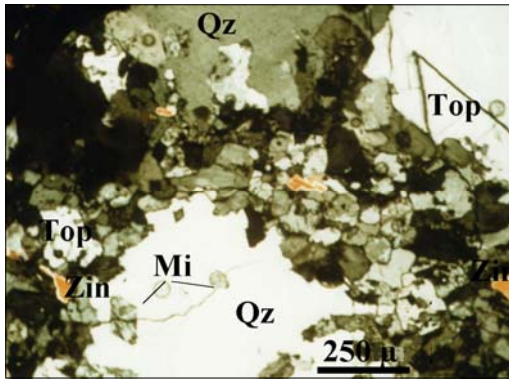
- Figure 1. Aplite Pegmatite du toit de la coupole**
Texture rubanée, alternativement pegmatitique à mégacristaux de microcline (**Mi**) et aplitique à grain fin, en un assemblage xénomorphe de quartz, microcline et micas.
Ech. 1206
- Figure 2. Pegmatite**
Texture à grain grossier associant microcline et orthose (**Fk**), zinnwaldite (**Zin**) en grandes gerbes flexueuses, topaze (**Top**) en grains et quartz interstitiel (**Qz**).
Ech. 1206
- Figure 3. Aplite**
Matrice finement grenue à quartz, microcline, zinnwaldite engrenés et topaze automorphe (**Top**), moulant des plages globuleuses de quartz (**Qz**) à inclusions sub-losangiques de microcline (**Mi**).
Ech. 294
- Figure 4. Aplite**
Quartz polycristallin (**Qz**) et zinnwaldite prismatique (**Zin**) à inclusion niobo-tantalifère opaque. La topaze (**Top**), en groupements étoilés, est de cristallisation tardive.
Ech. 294
- Figure 5. Microgranite porphyrique**
Mésostase microgrenue et phénocristaux de quartz automorphe corrodé (**Q**), d'orthose perthitique (**Fk**) et de protolithionite en amas (**Pr**) à nombreuses inclusions (zircon et opaques) entourées d'un halo pléochroïque.
Ech. 270-6
- Figure 6. Microgranite porphyrique**
Inclusion aciculaire de ferrocolumbite dans une protolithionite en amas, à contours déchiquetés. Phénocristaux d'albite (**Ab**) et orthose (**Fk**).
Ech. 270-6



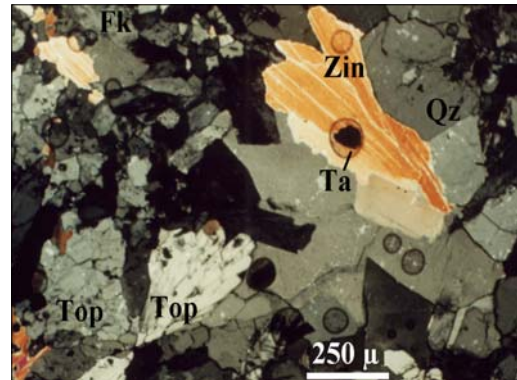
1



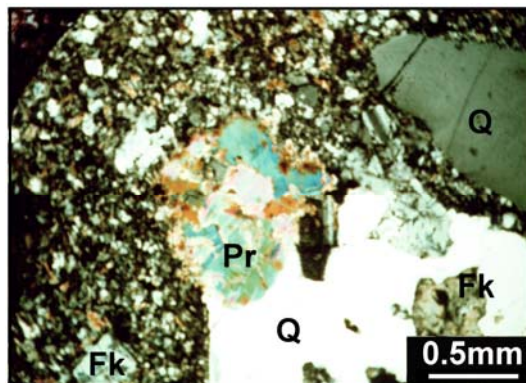
2



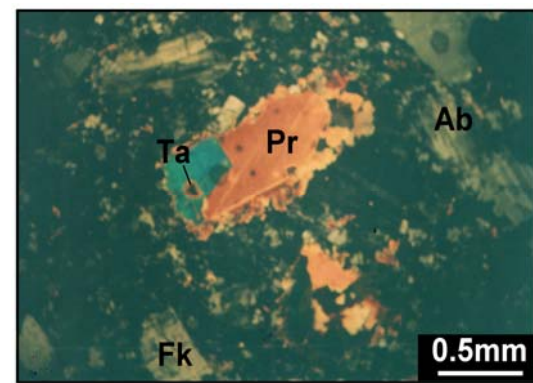
3



4



5



6

Planche II-1. 3. Micro-faciès des roches représentatives d'Ebelekane

2.2.2.2. L'aplite

L'aplite (Planche II-1. 1 ; Figure 4) constitue de fines passées à grain fin, de couleur blanche. Sa texture hétérogranulaire est formée par une matrice fine à microcline, quartz et zinnwaldite, en grains typiquement xénomorphes et engrenés, moulant des cristaux de quartz globuleux ou à tendance automorphe. La topaze y est interstitielle et relativement abondante (Planche II-1. 3 ; Figures 3 et 4).

1. L'albite

L'albite, très rare, n'est rencontrée que sous la forme de petites lattes précoces dans le quartz.

2. Le microcline

Le microcline perthitique, apparaît en petites sections précoces sub-losangiques à hexagonales dans le quartz ou, en grains tardifs dans la matrice. Il peut parfois remplacer partiellement l'albite. Cette transformation deutérique suggère une activité tardive de fluides résiduels, ayant lieu immédiatement après la cristallisation.

3. La zinnwaldite

La zinnwaldite est moins fréquente et se présente en prismes précoces de couleur beige faiblement pléochroïque répartis de façon homogène ou en lattes grêles de fabrique interstitielle. Sa composition élevée en fluor et manganèse la rapproche de la masutomilite décrite au Japon (Harada *et al*, 1976), sur un trend d'évolution vers le groupe des lépidolites.

4. La topaze

La topaze, très abondante, s'exprime par une grande variété de formes : en prismes automorphes et sections losangiques isolés, en groupements étoilés ou en grains matriciels.

5. Le quartz

Le quartz, globuleux, est de taille moyenne ($\varnothing=1-2\text{mm}$). Il se présente en plages mono à polycristallines ou en cristaux isolés à faces nettes, englobant de rares minéraux d'albite, d'orthose et de microcline perthitique, en petites sections automorphes

6. Les oxydes métalliques

Les minéraux métalliques, columbo-tantalite, wodginite et cassitérite, sont identiques à ceux de la pegmatite, ne différant que par la taille et la fréquence.

2. 2. 3. DISPOSITIF ET MODE DE MISE EN PLACE

La coupole d'Ebelekane est constituée d'un granite occupant sa plus grande masse et d'une aplite pegmatite rubanée au toit, mise en place en apparence dans les joints de contraction du granite.

La similitude de composition du corps granitique et de son toit ainsi que l'absence évidente de textures de remplacement suggèrent une origine magmatique primaire. Le litage magmatique (passées à caractère pegmatitique et aplitique alterné) serait l'indication d'un caractère très fluide du magma (Cuney & Autran, 1987).

Ce dispositif quoique inhabituel, est commun à de nombreux plutons granitiques évolués à lithium fluor et/ou à tantale. Il a été notamment décrit en Grande-Bretagne dans les massifs de Saint-Austell (Manning & Hill, 1990) et Tregonning (Stone, 1992) et en Transbaïkalie orientale dans ceux d'Orlovka et Etyka (Zaraisky *et al*, 1997; Reyf *et al*, 2000).

La formation de l'aplite pegmatite est liée à une extrême différenciation *in situ*, impliquant l'existence d'un fort gradient de température. Elle résulterait de la cristallisation fractionnée d'un liquide résiduel interstitiel surfondu, de faible viscosité et saturé en fluides et en éléments volatils (F, \pm CO₂), migrant des parties les plus profondes de la chambre magmatique pour se collecter dans une carapace granitique déjà solidifiée.

2. 3 Autres faciès étudiés

Souvent figurés par un seul échantillon, ils ont toutefois fait l'objet d'une étude succincte, en raison de leur association peu ou prou à une minéralisation niobo-tantalifère.

Ces phases minéralisées, antérieures au granite à tantale d'Ebelekane, auraient joué un rôle précurseur et témoignent de la permanence et de l'héritage des métaux rares dans la région.

2. 3. 1. Le microgranite porphyrique

Le microgranite porphyrique affleure au nord de la coupole sous la forme d'un dyke de faible extension. Il semble être un faciès plus différencié du type "*Tissalatine*" décrit dans le secteur (Baziz *et al*, 1996).

a. Texture

Le microgranite est composé d'une pâte aphanitique de couleur blanche, dans laquelle se distinguent des minéraux automorphes de quartz de taille millimétrique (Planche II-1. 1 ; Figure 5).

Sa texture microgrenue porphyrique (Planche II-1. 3 ; Figures 5 et 6) est constituée par des phénocristaux d'albite, micas, orthose et quartz et d'une mésostase formée par le même assemblage minéral associé à de la topaze aciculaire disséminée, en fines aiguilles isolées ou en groupements radiés.

b. Composition minéralogique

1. L'albite

L'albite se présente en grands prismes allongés maclés, parfois en inclusions de petite taille dans l'orthose perthitique, attestant de son antériorité et de sa précocité.

2. La topaze

La topaze, à forte teneur en fluor (20.35% F), peut être précoce, en petites sections hexagonales incluses dans le quartz ou plus fréquemment d'origine tardive, en grains, en fines aiguilles isolées ou en groupements radiés, disséminés dans la mésostase.

3. L'orthose perthitique

L'orthose perthitique, dominant, est présent à la fois en phénocristaux à section rectangulaire et en grains matriciels.

4. La protolithionite

La protolithionite est un mica faiblement lithique. Elle se présente sous forme de petits amas à contours déchiquetés, de couleur verte ou parsemée en flocons dans la matrice. Elle renferme de fréquentes inclusions de nature diverse, entourées d'un halo pléochroïque.

5. Le quartz

Le quartz se montre sous divers aspects :

- phénocristaux automorphes, parfois corrodés (golfses ou lacunes de croissance) à inclusions de topaze et d'opales.

- grains xénomorphes dans la mésostase
- mosaïque polycristalline remplissant des vides.

6. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires, en inclusion dans les micas, sont composés de :

- zircon, en aiguilles ou en petits prismes limpides incolores à jaunâtres
- monazite en sections automorphes hexagonales de couleur rouge brique
- xénotime, semblable au zircon et identifié au MEB.

7. Les oxydes métalliques

Les oxydes métalliques, de taille minuscule, reconnus au MEB, comprennent :

- L'uranothorite, en grains irréguliers très craquelés ou en sections carrées de couleur jaune, déterminée par son spectre multi-éléments indiquant la présence de thorium, uranium et de Terres Rares lourdes.

- La ferrocolumbite, seul minéral opaque décelé, en inclusions squelettiques dans le quartz.

2. 3. 2. Le microgranite orbiculaire

Cette roche à texture orbiculaire (Planche I-1. 1, Figure 6), partiellement greisenisée a été localisée à proximité du greisen qui coiffe la coupole granitique.

Elle est constituée d'orbicules centimétriques ($\varnothing=2-3$ cm), développés autour de grands cristaux d'orthose de couleur rose et régulièrement répartis dans une mésostase microgrenue composée de quartz, micas verts et orthose altérée.

Les orbicules plus ou moins sphériques sont composés par une mosaïque de quartz polycristallin en prismes très allongés à développement centripète et de micas lithiques de type zinnwaldite. Des cristaux reliques d'orthose de taille centimétrique en occupent le centre.

Le zircon forme le principal minéral accessoire. Il est abondamment inclus dans le mica, s'entourant d'une auréole radioactive caractéristique.

La fluorine, plus fréquente, est interstitielle et d'origine vraisemblablement secondaire.

Une rare minéralisation est observée, sous forme de columbo-tantalite primaire et de minéraux secondaires indéterminables, typiques de zones d'oxydation (pyromorphite, cérusite ?) liés à la présence probable de sulfures (galène ?).

2. 3. 3. L'APLITE FILONIENNE

Cette roche d'allure filonienne, de localisation imprécise, a été intégrée dans ce travail en raison de sa forte concentration en étain. Sa texture très fine rend en effet son étude peu aisée. De couleur rose clair, elle est composée essentiellement de minéraux xénomorphes et engrenés de quartz, albite, feldspaths potassiques, associés à une abondante topaze aciculaire. Les oxydes métalliques, constitués de cassitérite tantalifère et rutile niobifère, semblent remplir des cavités miarolitiques. De taille microscopique ($\varnothing < 50\mu$), ils n'ont pu être identifiés qu'à la microsonde électronique.

3. CONCLUSION

Le granite de la coupole représente un type *subsolvus* (Tuttle & Bowen, 1958), unique par ses caractères pétrographiques, minéralogiques et texturaux.

Son étude pétrographique met en évidence deux stades successifs de cristallisation :

- Un stade précoce, indiqué par la forme automorphe, la taille plus grande et la répartition homogène des minéraux.

- Un stade tardif, matriciel, souligné par la forme xénomorphe et la disposition des grains dans les interstices et joints.

L'albite est le premier minéral à apparaître. Déjà présente dans la phase *liquidus*, cristallisant précocement sous la forme de cristallites typiques en "snow ball" dans le quartz et l'orthose, elle poursuit son développement dans la matrice en formant le réseau cloisonnant.

La zinnwaldite constitue l'unique phase micacée primaire et reflète la forte concentration du magma en fluor et en lithium.

La topaze, en sections sub-automorphes matricielles, est principalement d'origine magmatique tardive. Son mode d'occurrence atteste d'une cristallisation à basse pression (<2kbars), conforme à l'expérimentation qui démontre un lien étroit de causalité entre l'ordre d'apparition et la pression (Weidner & Martin, 1987; Taylor, 1992; Haapala, 1997).

La forte proportion de microcline (Or₉₇₋₉₈) et la quasi-absence d'exsolutions d'albite dans les feldspaths potassiques suggèrent une basse température de formation et la présence d'importantes quantités de fluides à un stade tardi-magmatique (Monier *et al*, 1984).

Le quartz, de sa nucléation au remplissage matriciel, montre une cristallisation continue et à l'équilibre avec le liquide magmatique, compatible avec une mise en place d'un magma à l'état presque entièrement liquide, sous l'effet d'une forte activité des éléments volatils.

Les relations texturales et les paragenèses minérales sont comparables à la séquence de cristallisation : plagioclase + quartz → feldspath potassique + quartz → quartz, reproduite en laboratoire dans des conditions sous-saturées en eau à 2kbars (London, 1992 ; London *et al*, 1988 ; London *et al*, 1989) à partir de simulations avec des macusanites (obsidiennes à topaze de Macusani, Pérou).

Les résultats expérimentaux convergent invariablement vers la cristallisation de fines inter-croissances d'albite et de quartz et le passage brusque à des cristaux de grande taille d'orthose. Ces phénomènes sont similaires à ceux typiquement observés dans les pegmatites et granites à métaux rares, marqués par les changements de morphologie et de taille des grains, le rubanement, ou les fabriques orientées, telles les "*textures de solidification unidirectionnelles*" (Shannon *et al*, 1982).

Ces textures, incluant celle dite en *snow ball*, qui supposent la cristallisation précoce de l'albite et continue du quartz, seraient produites par la solidification rapide d'un liquide silicaté résiduel métastable surfondu, refroidi en dessous de la température d'équilibre du liquidus, sous l'action des éléments volatils.

1. INTRODUCTION

Les micas sont des minéraux stables dans de larges domaines de température et de pression. Aussi, sont-ils présents dans tous types de roches.

Leur composition chimique très complexe résulte de multiples substitutions dues à leur grande capacité d'échanges et leur sensibilité élevée aux changements de conditions physico-chimiques (température, pression, fugacité d'oxygène et d'halogènes) du milieu de croissance, dont ils se révèlent des marqueurs très fins.

Les micas lithinifères représentent l'unique phase "mafique" des granites d'Ebelekane. Leur composition variable en fait des indicateurs utiles d'évolution magmatique.

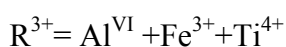
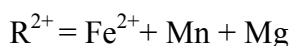
2. CLASSIFICATION DES MICAS LITHINIFERES

Les micas lithinifères sont restreints aux seuls granites et pegmatites des derniers stades de différenciation de magmas sodolithiques enrichis en fluor. Ils se rencontrent aussi dans les greisens qui leur sont associés.

2. 1. La classification de Föster, 1960

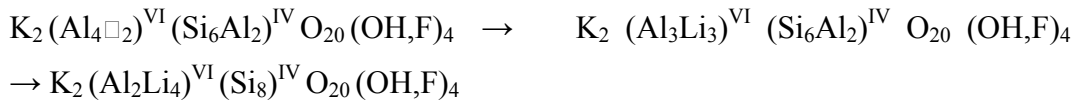
La nomenclature la plus souvent utilisée est celle de Föster (1960). C'est une classification simple fondée sur l'identification de deux séries continues représentées dans un diagramme triangulaire [R^{2+} – R^{3+} – Li]

Avec, pour :



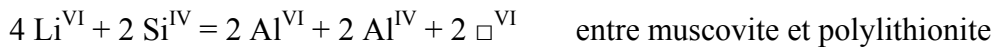
- La série alumineuse ou "*aluminium lithium micas*"

Muscovite → Trilithionite → Polyolithionite



où \square représente une lacune octaédrique.

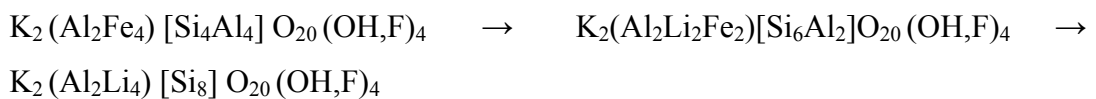
Elle fait appel à un mécanisme de substitution régulière où Li se substitue à Al^{VI} dans les sites octaédriques tandis que Si remplace Al^{IV} dans les sites tétraédriques suivant les équations (Henderson *et al*, 1989) :



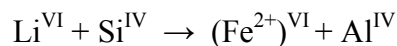
- La série ferreuse ou "*ferrous lithium micas*" (sidérophyllite, protolithionite, lépidolite ferrifère et polyolithionite) est équivalente à celle des "*lithium iron micas*" (Rieder, 1971).

Elle montre une solution solide complète :

Sidérophyllite → Zinnwaldite → Polyolithionite



Elle fait intervenir le mécanisme de substitution suivant :



Selon cette substitution idéale, Li remplacerait Fe^{2+} dans les sites octaédriques sur une base 1:1, les différences de charges étant contre-balançées par la substitution $\text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, tandis que Al^{VI} resterait constant et ne serait pas impliqué.

Le nombre d'atomes, maintenu à 6, suppose une occupation complète du site octaédrique, ce qu'il en est rarement le cas.

En réalité, il s'opère toujours une augmentation de l'aluminium, suivie d'une redistribution structurale entraînant une lacune dans ce site.

2. 2. La classification de Monier, 1986

La classification de Monier (Monier, 1987) inclut une troisième série transitionnelle constituée par des micas à la fois lithiques, alumineux et ferreux : "*the ferrous aluminium lithium micas*".

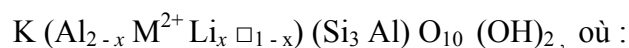
Ces micas se caractérisent par une teneur en lithium comprise entre 0 et 1 atome par unité de formule ($0 < \text{Li} < 1$ a/u.f.) calculée sur la base de 11 atomes d'oxygène, et une composition constante de leur couche tétraédrique ($\text{Si}_3 \text{Al}$).

Ils ont été reconnus par une approche expérimentale menée dans des conditions correspondant approximativement à celles de leur cristallisation, soit $T = 600^\circ\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbars et en présence de fluor.

Les résultats ont été comparés puis appliqués à des micas naturels provenant de granites du Massif Central (France).

Ils mettent en évidence :

- L'extension de la solution solide entre phlogopite et trilithionite, suivant la substitution : $[2 \text{Mg}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}]$
- L'existence d'une relation continue entre muscovite et zinnwaldite. Cette dernière illustre le deuxième exemple de solutions solides entre micas dioctaédriques et trioctaédriques, régi par la formule suivante :



\square représente une lacune,

x , le taux de substitution, $0 < x < 1$

$\text{M}^{2+} = (\text{Fe}, \text{Mg})^{2+}$.

Les limites entre domaines de composition stables dans un système sans lithium sont dues à la présence d'une importante lacune de miscibilité entre micas dioctaédriques et trioctaédriques, dont le champ diminue progressivement avec l'accroissement de la teneur globale en lithium (Figure II-2. 1).

L'ajout de lithium et fluor dans le système conduit à la formation d'un assemblage de deux micas distincts, biotite et muscovite, suivie d'une migration de leur composition chimique l'une vers l'autre le long des limites du champ de lacune, puis vers un mica unique proche du pôle zinnwaldite, pour une valeur en $\text{Li} > 0.6$ (a/u.f.) et en présence nécessaire de fluor.

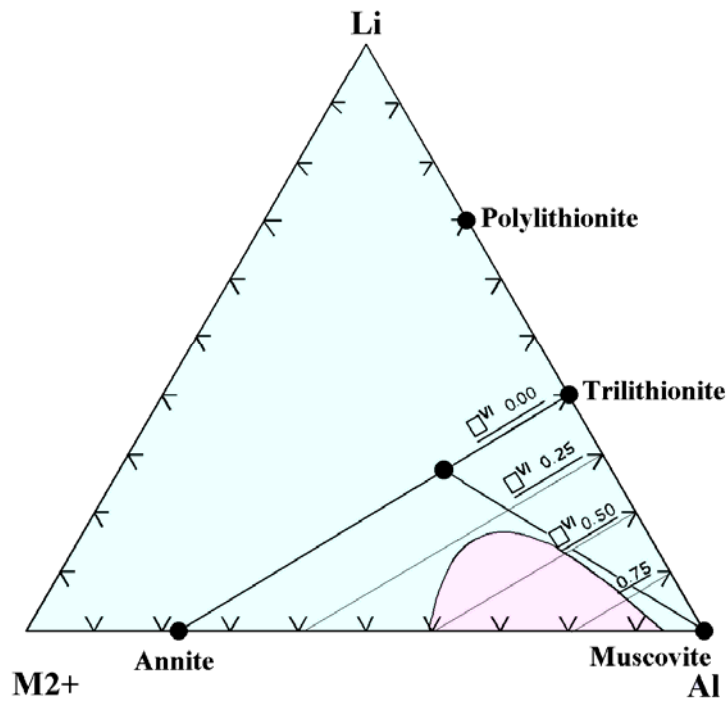


Figure II-2. 1 : Diagramme de classification des micas Li—M²⁺— Al (Monier, 1987). M²⁺ = Fe²⁺ + Mg + Mn (a/u.f : atomes par unité de formule)

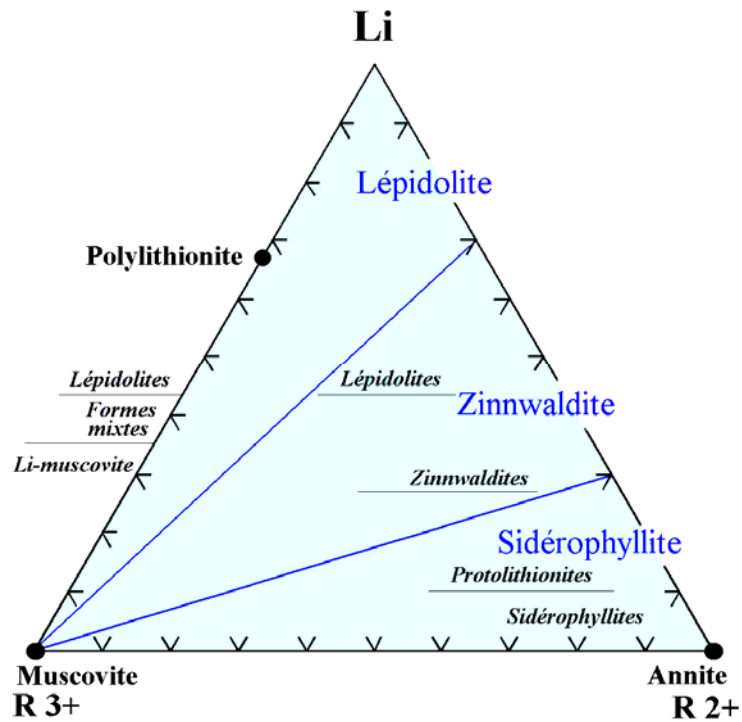
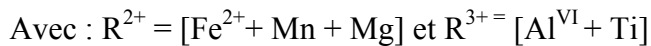
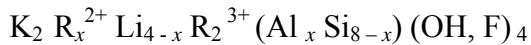


Figure II-2. 2 : Champs des lépidolites, zinnwaldites, sidérophyllites (d'après Stone *et al*, 1988) dans le diagramme octaédrique de classification des micas Li — [Al^{VI} + Ti] — [Fe²⁺ + Mn + Mg] (Föster, 1960).

2. 3. La classification de Stone *et al*, 1988

En combinant analyses chimiques globales et ponctuelles à la microsonde électronique des micas provenant du batholite Cornubien (S.W Angleterre), les auteurs confirment l'existence de solutions solides continues entre sidérophylite, zinnwaldite et lépidolite (Figure II-2. 2). Toutefois, ils redéfinissent les limites des domaines de composition, éliminant la protolithionite et proposant un compromis entre les résultats de Föster et de Rieder (Tableau II-2. 1).

La formule générale qui régit leur composition s'écrit :



Elle présente aussi l'avantage de respecter le caractère lacunaire, conforme aux micas lithinifères naturels.

Tableau II-2. 1 : Tableau comparatif de classification des micas lithinifères (D'après Stone *et al*, 1988)

Nature	x	Li (a/u.f : atomes par unité de formule)		
		Föster (1960)	Rieder (1970)	Stone (1988)
Sidérophylite	3 – 4	< 0.5	< 1	< 1
Protolithionite	—	0.5 – 1.5	—	—
Zinnwaldite	1 < x < 3	1.5 – 2.5	1 – 3	1 – 2.5
Lépidolite	x < 1	> 2.5	> 3	> 2.5

Deux mécanismes de substitution consécutifs sont mis en jeu (Stone *et al*, 1988) :



Le premier est largement opérant dans les biotites.

Le second intervient dans les micas lithiques. Toutefois, le lithium n'est plus incorporé dans le site Y, dès lors que Al^{VI} atteint la valeur de 2 à 2,5 (Stone *et al*, 1997).

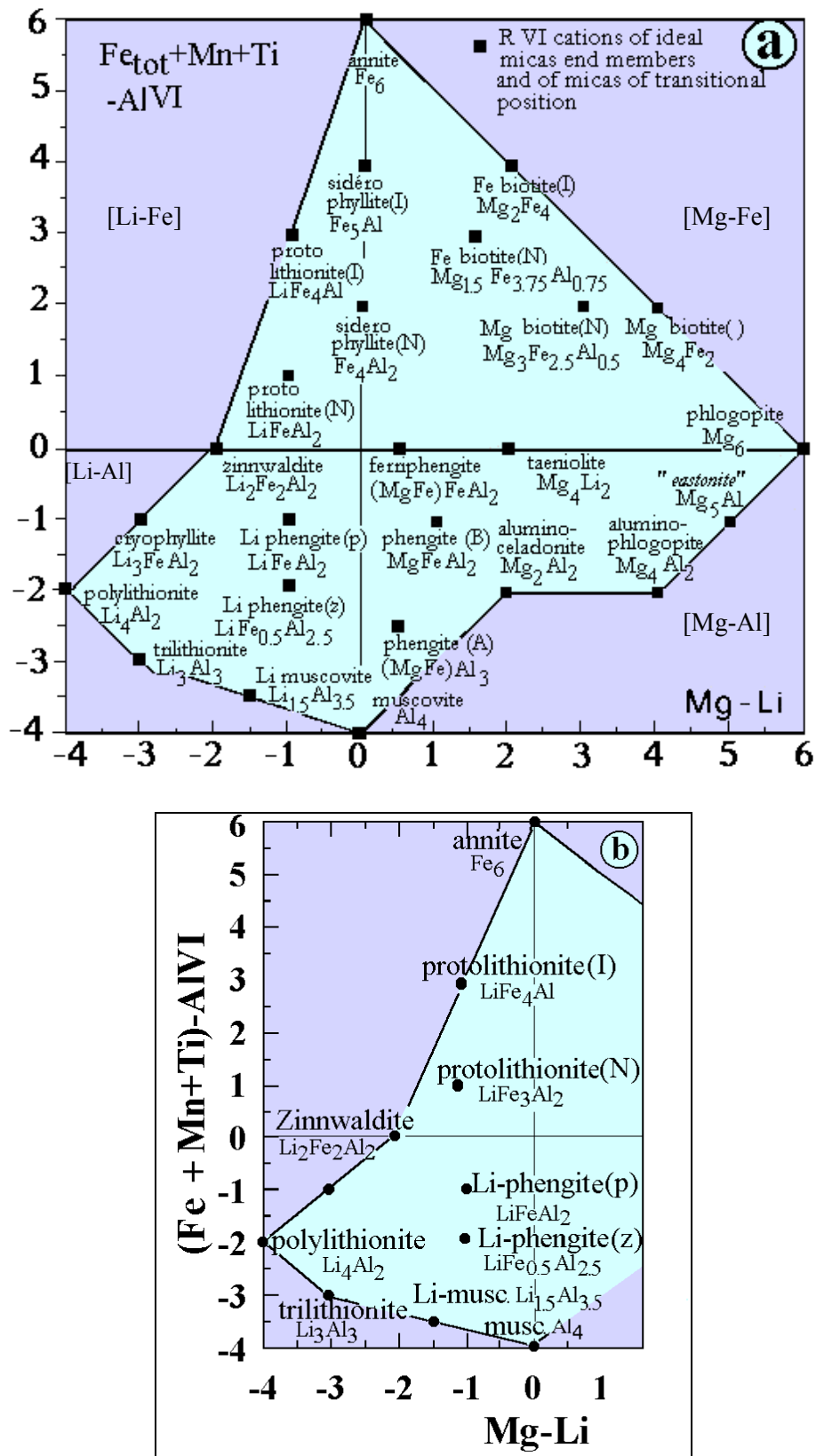


Figure II-2. 3 : Diagramme de classification des micas (Tischendorf et al, 1997)

a. Schéma d'ensemble ; b. Domaine des micas lithiques

D'autre part, une très nette corrélation entre Li et Al^{VI}, avec une variation de Li : Al proche de 3 : 1 (Henderson *et al*, 1989) est systématiquement constatée dans les diverses populations de zinnwaldites et lépidolites étudiées.

Elle traduit la mise en jeu du mécanisme suivant :



2. 4. La classification de Tischendorf *et al*, (1997)

Elle consiste en une représentation graphique simple en deux dimensions des compositions de l'ensemble des micas, avec et sans lithium.

Le diagramme est fondé sur les seuls cations octaédriques regroupés en deux paramètres :

[Mg – Li] reflète les proportions des éléments de la phlogopite et la polyolithionite

[Fe tot + Mn + Ti – Al^{VI}], celles des éléments de l'annite et la muscovite.

Les domaines de compositions sont répartis dans les quatre quadrants correspondant aux quatre séries des micas naturels (Figure II-2. 3) :

- **Mg-Fe** : Phlogopite → biotite (Mg) → biotite (Fe) → annite
- **Mg-Al** : "Eastonite" → alumino-phlogopite → alumino-céladonite → muscovite
- **Li-Al** : Muscovite(Li) → trilithionite → polyolithionite → Cryophyllite
- **Li-Fe** : Zinnwaldite → protolithionite → sidérophyllite

Contrairement aux diagrammes plus classiques, le diagramme de Tischendorf présente l'avantage d'intégrer l'ensemble des micas, permettant d'en étudier les variations de composition et les relations mutuelles. Son utilité est clairement avérée dans le cas des plutons granitiques composites, où coexistent micas lithiques et ferromagnésiens.

3. METHODES DE DETERMINATION DU LITHIUM

Si l'analyse à la microsonde électronique est la technique universelle la plus couramment utilisée de nos jours, elle ne permet cependant pas de détecter le lithium, élément essentiel des micas de nombreux granites évolués.

Aussi, pour pallier à cet inconvénient majeur et effectuer le calcul correct de la formule structurale, l'alternative proposée consiste à estimer le lithium par une approche empirique, sur la base de corrélations avec des éléments facilement déterminés par les analyses de routine.

3. 1. La relation de Monier, 1986

La relation de Monier utilise la bonne corrélation positive qui existe entre Li_2O et F, dosés par voie humide sur des muscovites et biotites séparées du granite de Saint-Sylvestre (Massif central, France). Le trend linéaire obtenu dans le cas particulier des biotites trioctaédriques, du à la bonne correspondance entre valeurs mesurées et valeurs calculées (Figure II-2. 4), en justifie l'usage direct à partir de l'analyse à la microsonde du fluor.

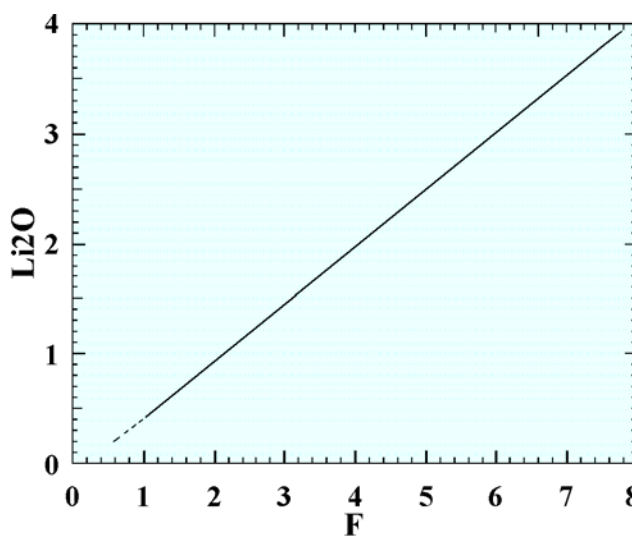


Figure II-2. 4 : Diagramme binaire de corrélation F— Li_2O
(Monier & Robert, 1986)

3. 2. La méthode de Tindle & Webb, 1990

Cette méthode empirique utilise l'excellente corrélation positive entre Li_2O et SiO_2 , proposée après compilation des données d'analyses par voie chimique de micas trioctaédriques ($n=274$) et dioctaédriques ($n=123$) de la littérature et examen systématique des relations de Li_2O avec divers éléments (F, FeO, Al_2O_3 , MgO, TiO_2 , SiO_2).

Elle est régie par l'équation de régression suivante :

$Li_2O = (0.287 \times SiO_2) - 9.552$, avec un coefficient de corrélation élevé ($R^2 = 90,6\%$).

Elle est recommandée pour des micas trioctaédriques à teneurs en MgO <8% et en $SiO_2 > 34\%$, excluant de fait les ferro-magnésiens de la série phlogopite-annite.

3. 3. La méthode de Tischendorf *et al.* (1997)

Cette méthode fondée sur une approche identique procède d'une révision systématique des relations définies antérieurement et d'un examen de toutes les corrélations possibles avec des éléments variés (F, SiO_2 , MgO...) sur micas dioctaédriques et trioctaédriques séparés, proposant un large choix d'équations de régression et de domaines d'application (Tableau II-2. 2).

Elle a été ultérieurement complétée par un ensemble d'équations de régression qui permettent d'estimer Li_2O à partir de MgO des micas ferromagnésiens (Tischendorf *et al.*, 1999).

Tableau II-2. 2 : Compilation d'équations de régression pour l'estimation de Li_2O dans les micas tri- et dioctaédriques. (D'après Tischendorf *et al.*, 1997)

*recommandée

**recommandée en combinaison avec l'équation [tri1]

Equations	Li2O (%)	Nombre d'analyses (n)	Coefficient de partage (R^2)	Domaine d'application
[tri 1]*	$= (0.289 \times SiO_2) - 9.658$	232	0.912	$SiO_2 > 34$; $MgO < 6$
[tri 2]*	$= [2.7 / (0.35 + MgO)] - 0.13$	434	0.880	$MgO = 0.01$ à 20
[tri 3]**	$= 155 \times MgO^{-3.1}$	191	0.58	$SiO_2 > 34$; $MgO > 6$
[tri 4]	$= 0.237 \times F^{1.544}$	501	0.852	$F = 0.1$ à 9
[tri 4a]	$= (0.697 \times F) + 1.026$	62	0.70	Aplites, pegmatites
[tri 4b]	$= 0.177 \times F^{1.642}$	439	0.906	Granitoïdes et autres
[tri 5]	$= 3.5 \times Rb_2O^{1.55}$	470	0.865	$Rb_2O = 0.01$ à 1.7
[di 1]*	$= 0.3935 \times F^{1.326}$	199	0.843	$F = 0.01$ à 8
[di 2]	$= 1.579 \times Rb_2O^{1.45}$	209	0.71	$Rb_2O = 0.01$ à 2

3. 4. Examen comparatif des méthodes d'estimation du lithium

a. Cas des micas trioctaédriques

Afin de tester et de vérifier la validité des méthodes proposées, le calcul de la teneur en Li_2O a été effectué (Tableau II-2. 3) sur les micas trioctaédriques du massif d'Ebelekane (zinnwaldites et protolithionites), en utilisant la relation de Monier (Monier, 1987) d'une part, et d'autre part, quatre équations de régression recommandées pour des micas semblables (Tischendorf *et al*, 1997)

Tableau II- 2. 3 : Détermination de Li_2O dans des micas trioctaédriques représentatifs du massif d'Ebelekane

Ech.	SiO2 %	F%	Li2O%				
			Monier	tri1	tri4	tri4a	tri4b
zinnwaldite de l'aplite							
294/2-3	47,23	7,26	3,68	3,99	5,06	6,09	4,59
294/6-1	46,68	7,46	3,78	3,83	5,275	6,23	4,8
294/12-2	44,37	6,64	3,34	3,17	4,4	5,65	3,96
zinnwaldite du granite							
1193/1-1	43,41	6,72	3,38	2,89	4,49	5,71	4,04
1193/2-2	44,47	5,25	2,6	3,2	3,06	4,68	2,69
1209/8-3	41,86	5,51	2,75	2,44	3,3	4,86	2,91
1209/9-1	44,45	6,22	3,13	3,19	3,98	5,36	3,56
C3-1/1-3	43,82	6,38	3,21	3	4,15	5,48	3,72
C3-1/13-2	42,4	5,61	2,87	2,6	3,4	4,93	3
C3-1/14-2	45,99	6,74	3,4	3,63	4,51	5,73	4,06
prothionite de la pegmatite							
1206/2-3	44,03	4,12	2,1	3,07	2,11	3,9	1,81
1206/1-4	43,97	3,75	1,82	3,05	1,82	3,64	1,55
prothionite du microgranite							
270-6/1-2	41,64	4,79	2,37	2,38	2,66	4,36	2,32
270-6/2-2	39,14	3,86	1,87	1,64	1,91	3,72	1,63

La somme du site inter-foliaire X (K, Na, Ca, Rb) et du site octaédrique Y (Li, Al^{VI} , Fe, Mn, Mg) est déduite de la formule structurale calculée avec les valeurs estimées en lithium (tableau II-2.4).

Tableau II- 2. 4 : Calcul des sites ΣX et ΣY à partir des teneurs en Li_2O déterminées sur une sélection de micas trioctaédriques du massif d'Ebelekane

Ech.	Li ₂ O									
	Monier		tri1		tri4		tri4a		tri4b	
	Site X	Site Y	Site X	Site Y	Site X	Site Y	Site X	Site Y	Site X	Site Y
Zinnwaldite de l'aplite										
294/2-3	1,93	5,72	1,92	5,84	1,9	6,27	1,87	6,68	1,91	6,09
294/6-1	1,97	5,77	1,98	5,8	1,94	6,38	1,91	6,75	1,95	6,19
294/12-2	1,93	5,80	1,93	5,73	1,90	5,73	1,87	6,73	1,91	6,06
Zinnwaldite du granite										
1193/1-1	1,99	5,87	2	5,66	1,96	6,32	1,93	6,8	1,97	6,14
1193/2-2	1,99	5,41	1,97	5,66	1,98	5,61	1,94	6,28	1,99	5,45
1209/8-3	1,88	5,77	1,89	5,63	1,87	6	1,83	6,64	1,88	5,84
1209/9-1	1,92	5,73	1,9	5,75	1,9	6,08	1,87	6,64	1,91	5,91
C3-1/1-3	1,9	5,79	1,9	5,71	1,87	6,18	1,84	6,72	1,88	6
C3-1/13-2	1,95	5,77	1,95	5,66	1,93	6	1,89	6,62	1,94	5,83
C3-1/14-2	1,84	5,81	1,79	5,84	1,77	6,2	1,74	6,68	1,77	6,01
Protolithionite de la pegmatite										
1206/2-3	1,86	5,36	1,86	5,4	1,86	5,4	1,85	5,54	1,87	5,28
1206/1-4	1,93	5,27	1,93	5,27	1,93	5,27	1,88	6,04	1,93	5,16
Protolithionite du microgranite										
270-6/1-2	1,96	5,7	1,96	5,71	1,95	5,83	1,91	6,53	1,96	5,68
270-6/2-2	1,96	5,74	1,97	5,64	1,96	5,76	1,91	6,52	1,97	5,63

La lecture des tableaux suscite les remarques suivantes :

- Similitude des teneurs de Li_2O estimées par la relation de Monier [$f(F)$] et l'équation Tri 1 [$f(\text{SiO}_2)$], particulièrement pour les micas à teneur élevée à la fois en fluor et silice (cas de l'aplite du toit).
- Confirmation des domaines exclusifs d'application des équations [tri 4a] aux pegmatites et [tri 4b] aux granites, donnant des valeurs comparables aux précédentes. Toutefois le calcul semble inopérant pour une teneur élevée en fluor, conduisant à une surestimation de Li_2O et un sur-remplissage du site Y.
- Influence minime sur le site inter-foliaire (Site X) dont la somme reste constante quels que soient la méthode et le faciès, contrairement au site octaédrique (Site Y) dont la variation est nettement plus marquée.

Ainsi, en adoptant comme critères de choix, les éléments suivants :

- La correspondance des teneurs déterminées par les différentes méthodes
- La constance des valeurs obtenues de $[\sum \text{Site Y}]$, indépendamment de la nature du mica ou du faciès – hôte

- Le respect du caractère lacunaire des sites cationiques ($\sum Y = 5.5-5.8 < 6$), il apparaît clairement que les teneurs voisines et systématiquement constantes de Li_2O estimées par la relation de Monier $[f (F)]$ et par l'équation $[\text{tri } 1] \rightarrow [f (\text{SiO}_2)]$ qui, de surcroît, respectent le caractère lacunaire des sites cationiques en justifient l'emploi optimal. Ces deux méthodes seront particulièrement recommandées dans le cas de zinnwaldites à teneurs élevées à la fois en fluor et silice (transition zinnwaldite- lépidolite).

b. Cas des micas dioctaédriques

Les méthodes appliquées aux micas dioctaédriques d'Ebelekane (de type phengite lithique – muscovite) conduisent à des résultats comparables et ne montrent pas de discrimination nette, notamment entre les méthodes [di.1] et Monier (Tableau II-2. 5). Cette dernière peut aussi être généralisée aux muscovites.

Tableau II-2. 5 : Tableau comparatif des valeurs de Li_2O estimées sur une sélection de micas dioctaédriques du massif d'Ebelekane

Méthode	Monier			di.1			di.2		
	Li2O	Site X	Site Y	Li2O	Site X	Site Y	Li2O	Site X	Site Y
Pegmatite									
1206/2-2	0,93	1,89	4,51	1	1,89	4,46			
1206/1-5	0,77	1,93	4,46	0,84	1,93	4,49			
"Greisen"									
251-4/2-2	0,74	1,89	4,33	0,82	1,89	4,37	1,03	1,88	4,45
251-4/2-4	0,7	1,86	4,29	0,78	1,86	4,33	1,07	1,86	4,44
251-4/2-6	0,83	1,87	4,44	0,92	1,87	4,48	0,64	1,87	4,37
251-4/2-7	0,44	1,85	4,21	0,48	1,85	4,22	0,43	1,85	4,2

3. 5. Conclusion

Compte-tenu des recommandations, et dans un souci d'uniformisation, le choix de calcul du lithium (Li_2O) des micas s'est porté sur les deux relations empiriques suivantes (Tischendorf *et al.*, 1997) :

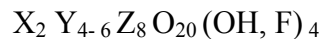
- [tri 1] \rightarrow $\text{Li}_2\text{O} = 0.289 \cdot \text{SiO}_2 - 9.658$, appliquée aux micas trioctaédriques : zinnwaldites primaires des faciès de la coupole et protolithionites du microgranite adjacent.

- [di.1] \rightarrow $\text{Li}_2\text{O} = 0.3935 \cdot \text{F}^{1.326}$, appliquée aux micas dioctaédriques, composés par de rares phengites et muscovites plus ou moins lithiques d'origine secondaire rencontrées dans la pegmatite et dans le faciès orbiculaire greisenisé (dit "greisen").

4. DOMAINES DE COMPOSITION DES MICAS D'EBELEKANE

4.1. Introduction

La formule structurale des micas d'Ebelekane a été calculée sur une base anhydre de 22 atomes d'oxygène suivant le schéma général suivant :



Avec, pour : Site X = K, Na, Ca, Rb

Site Y = Al^{VI} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Mg, Li

Site Z = Al^{IV} , Si

Les micas appartiennent à deux familles distinctes :

- **Les micas trioctaédriques** [$\text{X}_2 \text{Y}_6 \text{Z}_8 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$], caractérisés par la présence de plus de 5 atomes dans le site octaédrique Y ($\Sigma \text{Y} = \sim 5.5 - 5.8$).

Les déficiences dans le site X ($\Sigma \text{X} < 2$), refléteraient ou un lessivage post-magmatique (Belkasmî, 1993) ou une substitution par des ions H_3O (Stone *et al.*, 1988).

Ils sont représentés par des :

- Protolithionites, de formule idéale $\text{K}_2 (\text{Li} \text{Fe}_3 \text{Al}_2) (\text{Si}_6 \text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$

- Zinnwaldites, " $\text{K}_2 (\text{Li}_2 \text{Fe}_2 \text{Al}_2) (\text{Si}_6 \text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$

- **Les micas dioctaédriques** [$\text{X}_2 \text{Y}_4 \text{Z}_8 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$] présentent une lacune plus importante ($\Sigma \text{Y} = \sim 4 - 4.5$) et correspondent à des :

- phengites lithiques $\text{K}_2 (\text{Li} \text{Fe}_{0.5} \text{Al}_{2.5}) (\text{Si}_6 \text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$

- muscovites $\text{K}_2 (\text{Al}_4) (\text{Si}_6 \text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4$

Compte tenu du caractère antinomique des éléments Fe et F (Figure II-2.5), il est généralement admis qu'une anti-corrélation constitue un trait originel, tandis qu'une corrélation positive reflèterait le degré d'altération (Stone *et al*, 1997).

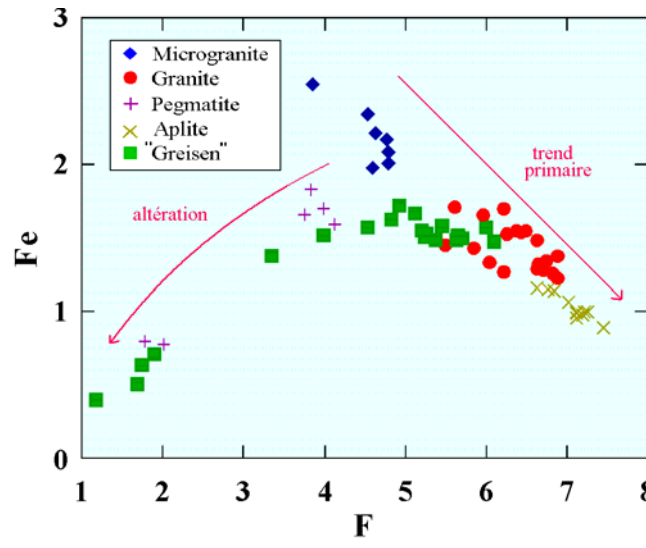


Figure II-2. 5 : Anti-corrélation F-Fe montrant les deux trends d'évolution des micas. (D'après Stone *et al*, 1997)

La projection des compositions des micas d'Ebelekane, dans les diagrammes usuels de classification de Föster (figure II-2. 6 a), de Monier (Figure II-2. 6 b) et de Tischendorf (figure II-2. 7), montre la répartition des trois populations principales, groupées autour des pôles : protolithionite, zinnwaldite et phengite lithique.

Ainsi, deux trends peuvent être visualisés :

- Un trend principal, d'origine primaire : protolithionite → zinnwaldite → lépidolite, observé par les micas du microgranite et des faciès de la coupole (granite AZT et aplite pegmatitique du toit). La variation est une augmentation de Li combinée à une diminution de $M^{2+} = (Fe, Mg, Mn)^{2+}$, suggérant une origine magmatique de ces micas, formés tardivement dans l'histoire de cristallisation.

- Un trend secondaire, d'altération : zinnwaldite → phengite à Li → muscovite, orienté vers le pôle alumineux. Il est illustré par l'alignement des compositions du "greisen" et dans une moindre mesure de celles de la pegmatite. Il traduit une perte notable de Li et une hausse plus sensible de Al. Ces micas seraient le produit de phénomènes tardi à post-magmatiques (auto-métasomatiques précoces).

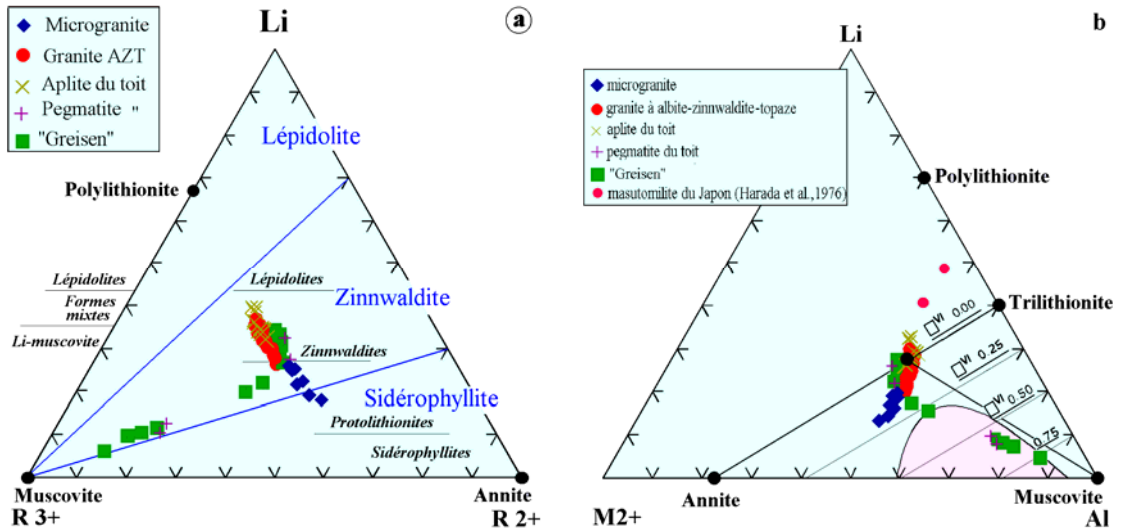


Figure II-2. 6 : Projection des micas du massif d'Ebelekane.
a. Diagramme octaédrique Li – [Al VI+Ti] – [Fe²⁺ + Mn+Mg] (Foster, 1960). Les limites des champs des lépidolites, zinnwaldites et sidérophyllites sont de Stone *et al*, 1988.

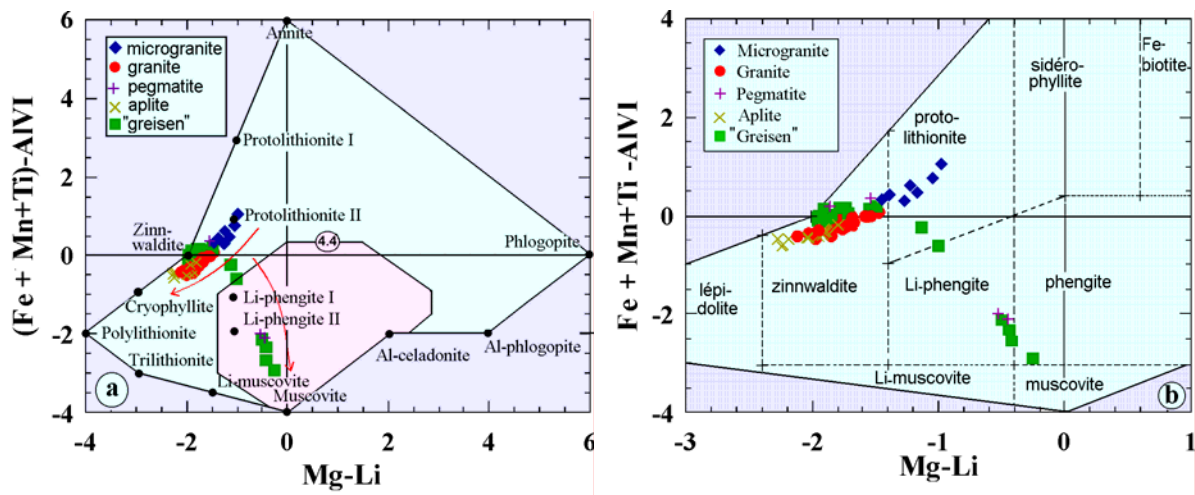


Figure II-2. 7 : Domaines de composition des micas lithiques d'Ebelekane.
 (D'après Tischendorf *et al*, 1997)

4. 2. Composition des micas de la coupole granitique

4. 2. 1. LES ZINNWALDITES

Les zinnwaldites forment la population dominante.

a. Dans le granite, la zinnwaldite présente des teneurs relativement faibles en silice (SiO_2 ~43-47%) et en alumine (Al_2O_3 ~19-21%) et élevées en fer (FeO ~10-14%), manganèse (MnO ~2-5%) et fluor (F ~5-7%).

De formule globale ($n=21$) :

$(\text{K}_{1.83} \text{Na}_{0.03} \text{Rb}_{0.11})(\text{Li}_{1.91} \text{Al}^{\text{VI}}_{2.01} \text{Fe}_{1.46} \text{Mn}_{0.43} \text{Mg}_{0.02} \square_{0.25})(\text{Si}_{6.51} \text{Al}^{\text{IV}}_{1.49})(\text{OH}_{1.20} \text{F}_{2.82})$, elle a la composition la plus proche du pôle "pur".

b. Dans l'aplite, ses teneurs sont légèrement plus élevées en SiO_2 (jusqu'à 47.6%) et en fluor (jusqu'à 7.46%) et nettement plus faibles en FeO (<9.5%). Sa teneur particulièrement élevée en MnO la rapproche de la masutomilite décrite au Japon (Harada *et al*, 1976).

Sa formule moyenne ($n=11$) peut s'écrire :

$(\text{K}_{1.81} \text{Na}_{0.04} \text{Rb}_{0.12})(\text{Li}_{2.14} \text{Al}^{\text{VI}}_{2.0} \text{Fe}_{1.02} \text{Mn}_{0.6} \text{Mg}_{0.05} \text{Ti}_{0.02} \square_{0.20})(\text{Si}_{6.66} \text{Al}^{\text{IV}}_{1.38})(\text{OH}_{0.76} \text{F}_{3.2})$

c. Dans la pegmatite, elle s'enrichit en fer (~12-15%) et s'appauvrit en fluor (~3-4%), se rapprochant de la protolithionite.

Sa formule moyenne ($n = 4$) est la suivante :

$(\text{K}_{1.88} \text{Na}_{0.05}) (\text{Li}_{1.83} \text{Al}^{\text{VI}}_{2.04} \text{Fe}_{1.02} \text{Mn}_{0.6} \text{Mg}_{0.04} \square_{0.65})(\text{Si}_{6.50} \text{Al}^{\text{IV}}_{1.50})(\text{OH}_{2.16} \text{F}_{1.84})$

L'alignement des points traduit l'importance des variations de composition chimique au cours de leur évolution.

Dans leur globalité, les compositions montrent une progression régulière depuis un terme ferrifère proche de la protolithionite dans la pegmatite vers un terme plus lithique proche de la polyolithionite (groupe du lépidolite) dans l'aplite, passant par un pôle "pur" intermédiaire dans le granite.

L'évolution des zinnwaldites vers des termes de plus en plus lithinifères et de moins en moins ferrifères au fur et à mesure que cristallise le magma, représente un trend magmatique primaire.

L'augmentation croissante du fluor et du lithium s'accompagnant parallèlement d'une diminution des éléments mafiques (Fe, Mg, Ti) est attribuée à une différenciation magmatique. Le manganèse, en revanche, peut montrer un comportement incompatible et croître avec le fluor.

4. 2. 2. LES MUSCOVITES

Les muscovites tardives ont été observées dans la pegmatite du toit. Elles se présentent sous la forme d'un liseré fin d'altération cristallisant en bordure et aux dépens des zinnwaldites (proches des protolithionites) précoces.

L'altération se traduit par une perte notable de Fe, Mn, Mg ainsi que Li et F, et par une hausse sensible de Al et du nombre de lacunes.

Leur formule générale ($n = 2$) s'écrit :



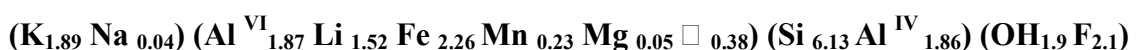
Leur richesse relative en fer est héritée des minéraux primaires.

Reportées dans le diagramme de Tischendorf *et al.* (1997), les compositions se projettent dans le domaine des *phengites à Li* (z), sur un joint zinnwaldite-muscovite.

4. 3. Composition des micas du microgranite

La protolithionite constitue le mica essentiel du microgranite. Elle présente une composition assez homogène, de teneur relativement faible en silice (<41.64%) et élevée en fer (jusqu'à 19.79%). Le fluor élevé (jusqu'à 4.79%) témoigne du caractère différencié de la roche hôte.

La formule globale ($n=7$) s'écrit :



L'absence de lacune nette entre les protolithionites du microgranite et les zinnwaldites du granite de la coupole, reliées par un trend de variation colinéaire, suggère une origine commune des deux suites magmatiques.

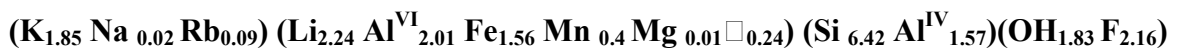
4. 4. Composition des micas du faciès greisenisé

Les micas du greisen montrent un zonage plus nettement marqué. Ils sont composés de zinnwaldite au cœur, évoluant en bordure vers une muscovite secondaire.

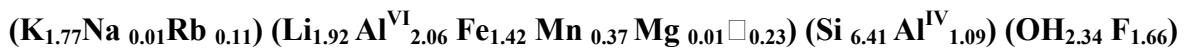
Ils tendent vers des compositions de plus en plus alumineuses et de moins en moins lithinifères et vers l'acquisition d'un caractère lacunaire prononcé.

La *zinnwaldite* a sensiblement la même composition que celle de la pegmatite de la coupole, ne différant que par les teneurs en silice (jusqu'à 45% SiO₂) et en fluor (jusqu'à 6,12% F) affirmant le caractère plus évolué.

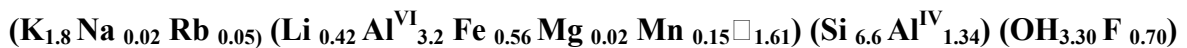
Elle a pour formule moyenne ($n=14$) :



La *phengite lithique* forme la transition vers la muscovite et s'écrit :



La *muscovite* est plus tardive, de formule :



5. MECANISMES DE SUBSTITUTION

5. 1. Mécanismes liés aux micas primaires

Les effets couplés des substitutions, impliquant à la fois les sites octaédriques et tétraédriques des micas trioctaédriques, sont illustrés dans les principaux diagrammes vectoriels bivariants (Henderson *et al*, 1989 ; Stone *et al*, 1997)

a. Le diagramme Li—Si

(Figure II-2. 8 a)

Le trend principal parallèle à la droite reliant les pôles Annite-Polyolithionite, est conforme à une augmentation de Si et Li combinée à la diminution de Fe et Al

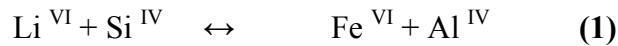
b. Le diagramme Al^{VI} —Fe

(figure II-2. 8 b)

Le diagramme permet d'observer l'absence de toute évolution corrélée entre l'aluminium et le fer dans les sites octaédriques.

c. Le diagramme Li — Fe (figure II-2. 8 c)

La co-variation négative entre ces deux éléments montre un rapport de substitution approximativement de 1 : 1 et suppose que la loi ci-dessous est largement opérante :



d. Le diagramme Li — Al^{VI} (figure II-2. 8 d)

La position du trend au-delà de la droite 3Li : Al suggère la mise en jeu effective du mécanisme :

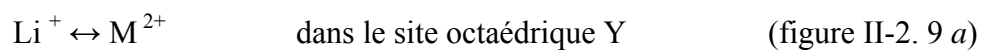


Ce mécanisme s'observe exclusivement dans la protolithionite du microgranite, tandis que le trend des zinnwaldites de la coupole, sub-parallèle à l'axe Li, indique une variation importante du lithium pour une valeur constante de $\text{Al}^{\text{VI}} \geq 2-2,5$. Il signifie que l'aluminium octaédrique, Al^{VI} , n'est plus impliqué dès lors qu'il a atteint cette valeur et que le lithium supplémentaire n'est plus accommodé que par la loi (1).

Les principaux mécanismes mis en jeu se vérifient par les bonnes anticorrélations obtenues dans divers diagrammes, inspirés des travaux de Belkasmi (Belkasmi, 1993).

Ainsi :

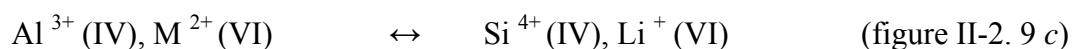
- Considérant la somme des cations divalents $\text{M}^{2+} = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})^{2+}$, il est possible d'envisager les substitutions suivantes :



L'anti-corrélation est nettement améliorée en couplant les deux mécanismes.

L'alignement des compositions observé reflète la substitution régulière $\text{Li}^+ / \text{M}^{2+}$ dans les sites octaédriques. Le déficit de charge généré est compensé par une substitution de Si^{4+} aux dépens de Al^{3+} dans les sites tétraédriques.

L'évolution des zinnwaldites est principalement contrôlée par la substitution couplée :



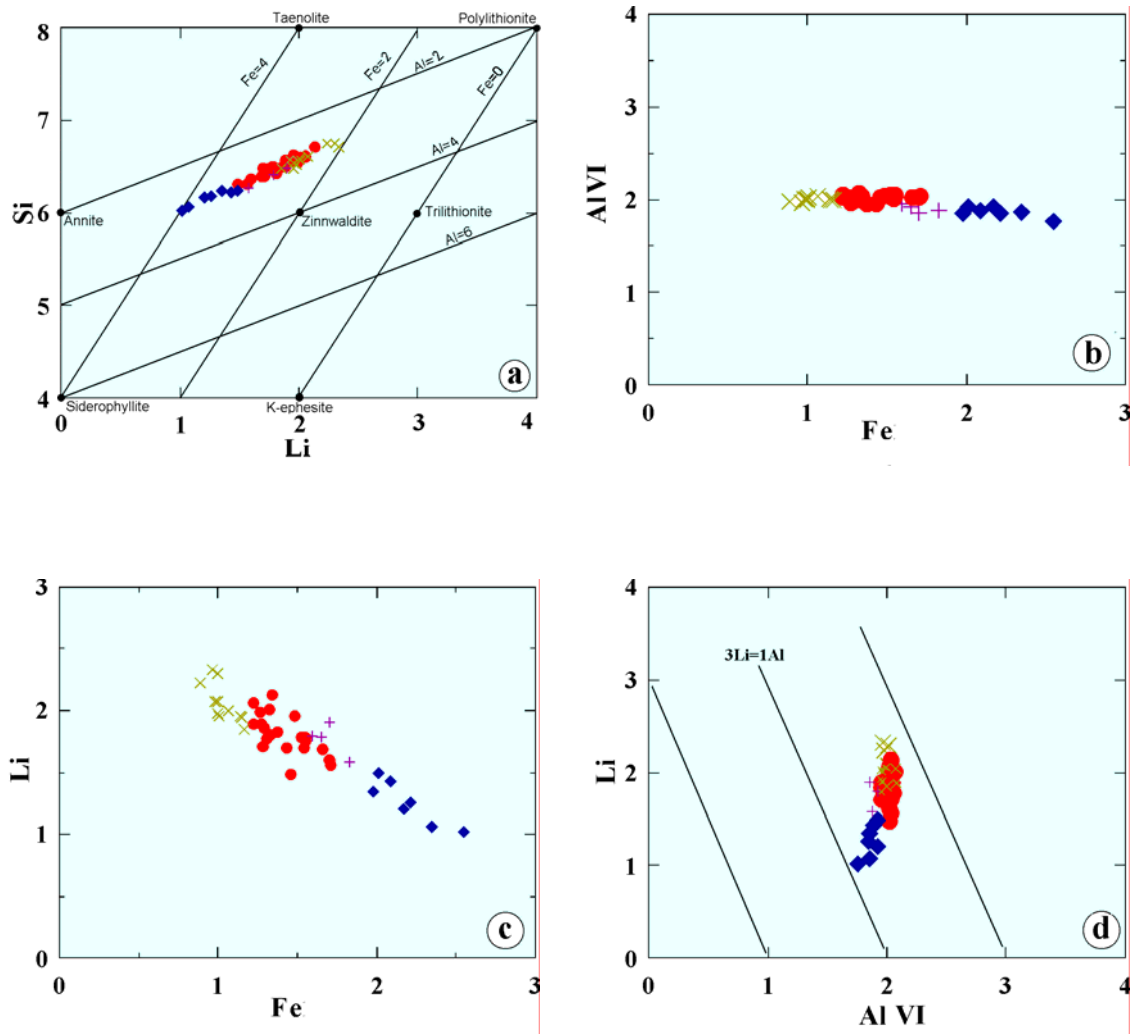


Figure II-2. 8. Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas lithinifères (Henderson *et al*, 1989 ; Stone *et al*, 1997)

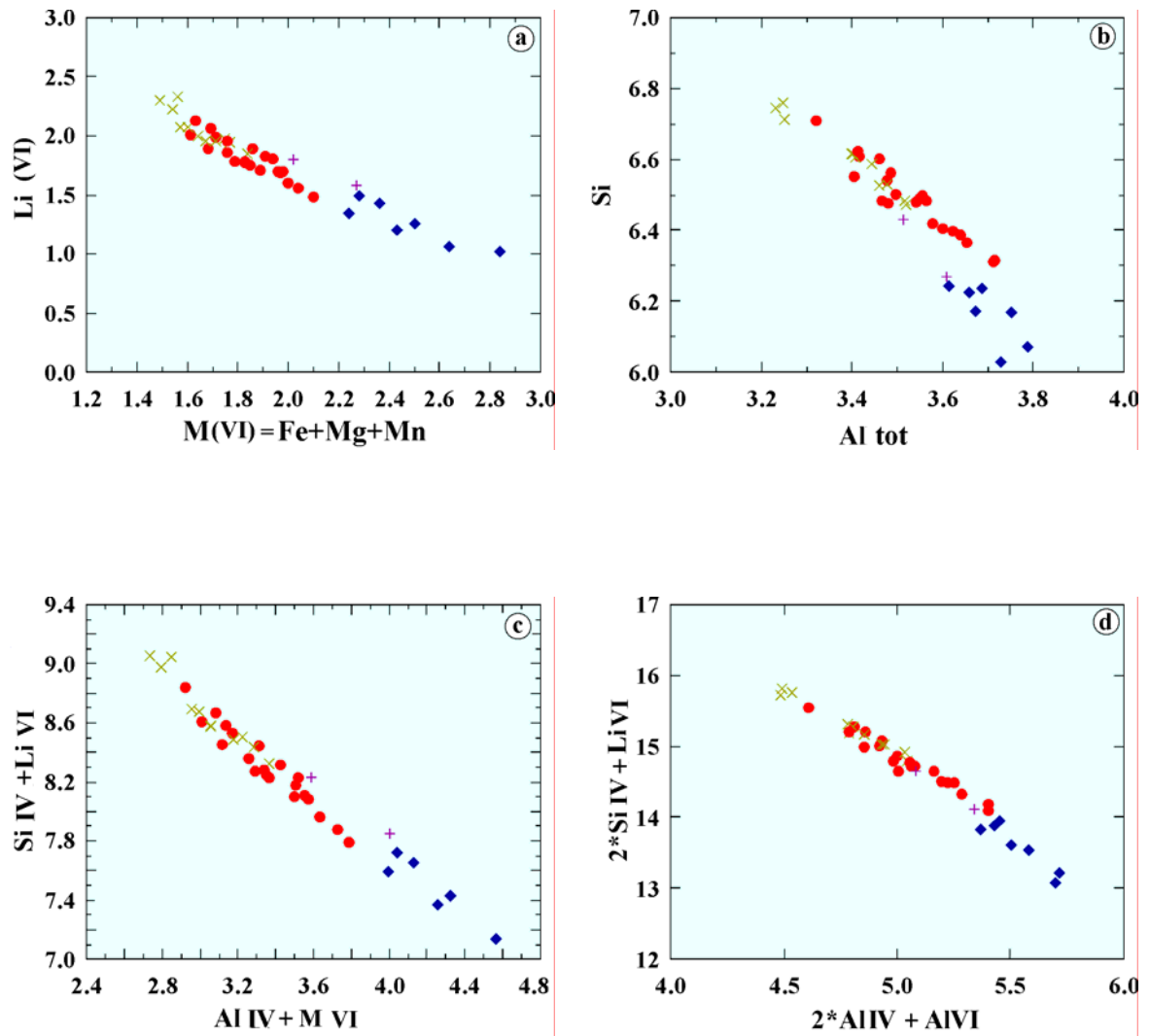
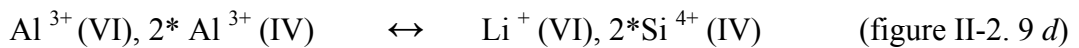


Figure II-2. 9 : Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas lithinifères. (D'après Belkasmî, 1993)

- La dérive des compositions vers le pôle polyolithionite, due à l'accroissement de la teneur en lithium suggère la mise en jeu du mécanisme de substitution couplée de $\text{Al}^{3+}/\text{Li}^+$ dans les sites octaédriques et $\text{Si}^{4+}/\text{Al}^{3+}$ dans les sites tétraédriques qui permet la compensation des charges.

Elle obéit à l'équation (Belkasmi, 1993) :

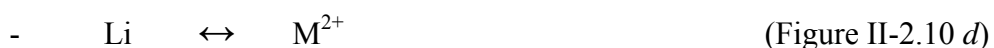


5. 2. Mécanismes liés aux micas secondaires

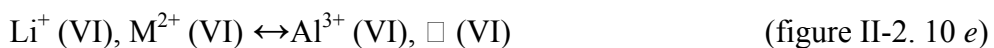
Les micas formés à un stade tardi- à post-magmatique se développent localement sous forme de couronnes en bordure des zinnwaldites précoces. Ils ont été observés principalement dans la pegmatite du toit et le microgranite orbiculaire greisé (ou "greisen").

Leur composition (phengite à Li → muscovite) obéit à des lois distinctes de celles des zinnwaldites (Figure II-2. 10 a).

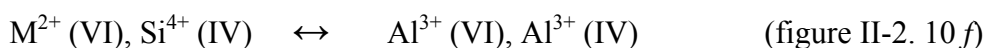
Elle se traduit par une baisse des teneurs en éléments "mafiques" (Fe, Mg, Mn) et en éléments incompatibles (Li, F) et une augmentation des teneurs en aluminium et du nombre de lacunes, impliquant principalement les sites octaédriques :



Selon l'équation :



L'incorporation de Al aux dépens de Li et M^{2+} peut, cependant, être contrôlée par une substitution partielle dans les sites tétraédriques, mettant en jeu le mécanisme suivant :



Ces mécanismes s'accompagnent d'un changement de structure, de trioctaédrique à dioctaédrique.

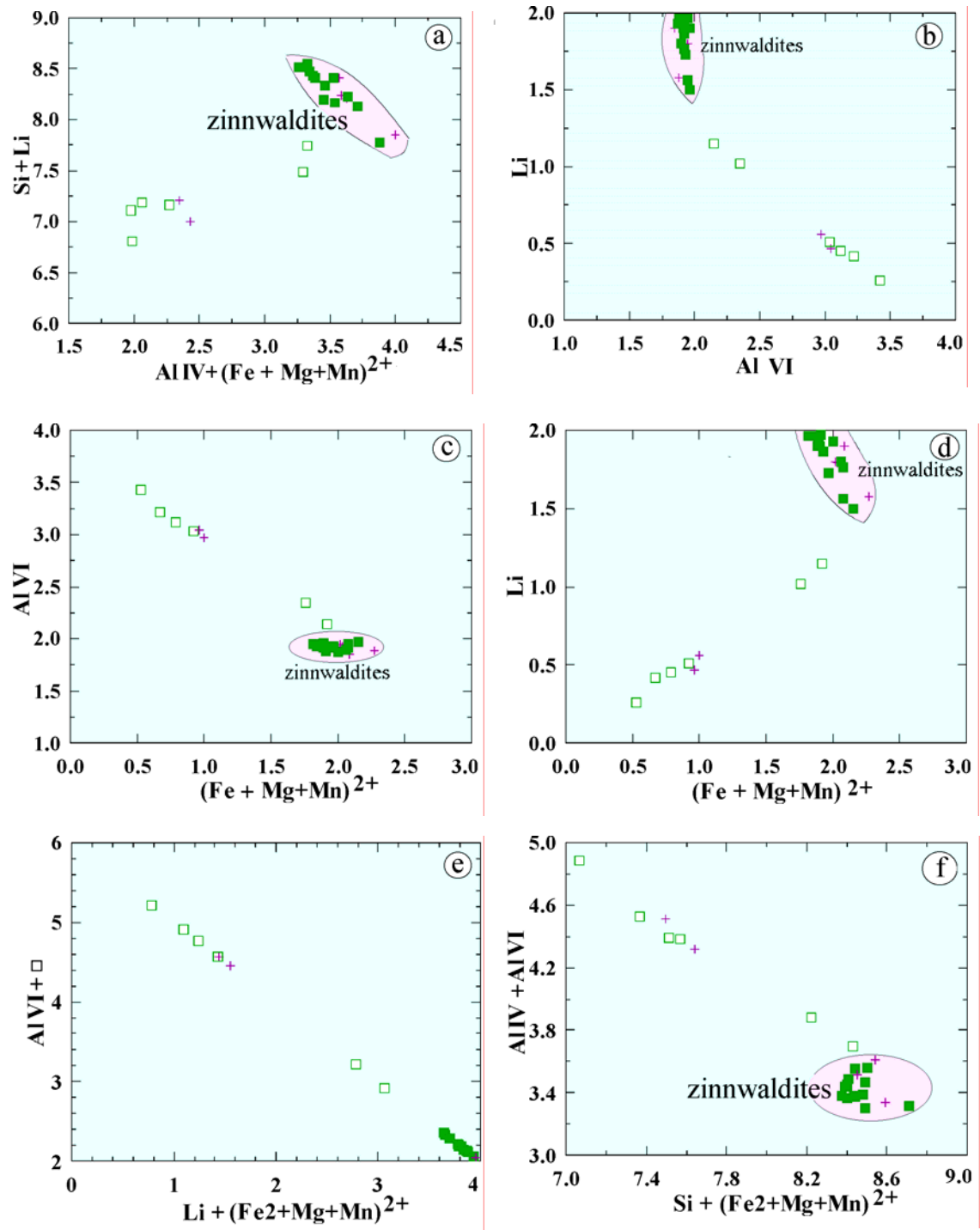


Figure II-2. 10 : Mécanismes de substitution atomique régissant les compositions des micas secondaires. (D'après Belkamsi, 1993)

6. CONCLUSION

L'évolution des micas d'Ebelekane est liée à deux stades :

- Un stade magmatique précoce. L'activité élevée du fer, du lithium et du fluor dans le milieu de croissance favorise la cristallisation de la zinnwaldite au stade magmatique. Les compositions se situent dans le domaine à un seul mica, au-dessus de la lacune de miscibilité entre micas dioctaédriques et trioctaédriques (Monier, 1987). et reflètent le caractère évolué du magma.
- Un stade deutérique tardif. La cristallisation de la muscovite se fait aux dépens de la zinnwaldite. L'altération s'accompagne d'une baisse des teneurs en fer, fluor et lithium et d'un enrichissement en aluminium. Elle suggère l'intervention de fluides externes à l'origine d'une dilution des fluides magmatiques (Monier, 1987; Belkasmî, 1993).

Cette évolution est compatible avec un processus de fractionnement magmatique qui tend à enrichir le magma résiduel en éléments incompatibles et volatils et à l'appauvrir en éléments compatibles qui fractionnent dans les phases minérales précoces. Ces processus ont lieu à des températures très basses (<500°C pour $P_{H_2O}=1\text{kbar}$), particulièrement sous l'influence conjuguée d'une phase aqueuse exsolvée co-existant avec le liquide magmatique et de l'enrichissement en fluor du magma résiduel (Hannah & Stein, 1990 ; Henderson *et al*, 1989).

Les micas lithinifères sont ainsi des phases primaires tardives, formées dans les stades ultimes de différenciation de magmas granitiques très enrichis en éléments volatils, dont les effets sur l'abaissement des températures à la fois du solidus et du liquidus des systèmes haplogranitiques ont été largement démontrés en laboratoire (Manning, 1981; Martin & Henderson, 1984; Weidner & Martin, 1987 ; London, 1987).

La présence d'une phase fluide tend inévitablement vers une recristallisation auto-métasomatique dans le domaine sub-solidus, produisant les micas secondaires de type phengite lithique-muscovite, en épitaxie sur les cristaux de zinnwaldite.

1. INTRODUCTION

Outre la concentration sub-économique de tantale, niobium et étain (\pm lithium, rubidium) de la coupole granitique, disséminée sous forme d'oxydes niobo-tantalifères, dans toute sa masse, la minéralisation est partout omniprésente.

Les oxydes métalliques ont été identifiés au microscope électronique à balayage et analysés à la microsonde. Les plus fréquemment rencontrés sont les columbo-tantalites (ferrocolumbite, manganocolumbite et manganotantalite) et les wodginites. La cassitérite est moins abondante mais plus largement distribuée. Minéral ubiquiste, la cassitérite se présente sous diverses formes. Le rutile niobo-tantalifère, extrêmement rare, n'a été reconnu que dans l'aplite filonienne.

En raison des limites du mode d'échantillonnage, l'étude est loin d'être exhaustive. Compte-tenu du contexte orogénique de mise en place, de type collision, nombreuses sont les espèces susceptibles d'être rencontrées. Aussi, font-elles l'objet d'un bref rappel.

2. RAPPELS DES PRINCIPAUX GRANDS GROUPES D'OXYDES NIOBO-TANTALIFERES

Les niobo-tantalates appartiennent à deux classes majeures, -oxydes et silicates- et représentent une gamme d'espèces minérales extrêmement diversifiée, de minéralogie complexe et de composition variée (Černý & Ercit, 1989).

Contrairement aux silicates, moins répandus et exclusivement rencontrés dans les suites magmatiques alcalines et peralcalines, les oxydes niobo-tantalifères, plus nombreux sont présents dans tous les types génétiques de gisements à métaux rares. Leur grande majorité se concentre dans les pegmatites et granites liés aux systèmes orogéniques. Certaines espèces sont toutefois caractéristiques des suites alcalines anorogéniques (carbonatites, gabbros, syénites néphéliniques et granites alcalins) et co-existent avec les niobo-silicates dominants.

Par ailleurs, le niobium et le tantale se substituent dans une multitude d'oxydes, formant parfois des concentrations d'importance économique.

Ils sont principalement représentés par la cassitérite et le rutile et accessoirement, par la wolframite et l'ilménite.

Les oxydes niobo-tantalifères demeurent à l'heure actuelle l'unique source de niobium et de tantale.

2. 1. Les niobo-tantalates

2. 1. 1. LES COLUMBO-TANTALITES

Les columbo-tantalites forment le groupe de minéraux à Nb-Ta le plus répandu et commun à tous les types de gisements à métaux rares, sous forme primaire ou comme produit de remplacement.

De formule générale $A B_2 O_6$, où $A = Fe, Mn, Mg$ et $B = Nb, Ta$, les columbo-tantalites cristallisent dans le système orthorhombique et comprennent quatre espèces :

- ***Ferrocolumbite*** $Fe Nb_2 O_6$
- ***Manganocolumbite*** $Mn Nb_2 O_6$
- ***Manganotantalite*** $Mn Ta_2 O_6$
- ***Magnocolumbite*** $Mg Nb_2 O_6$

Leur structure plus ou moins ordonnée peut tolérer de faibles quantités de Fe^{3+} , Sc^{3+} , Ti^{4+} , Sn^{4+} . Quant au pôle ferrifère de la tantalite ou "*ferrotantalite*" [$Fe Ta_2 O_6$], inexistant dans la nature, il est généralement classé dans la série des tapiolites quadratiques.

La "*pseudo-ixiolite*" [$(Ta, Nb, Mn, Fe)_3 O_6$] décrite dans la littérature (Nickel *et al*, 1963) correspond à une forme désordonnée de columbo-tantalite, dont la structure s'ordonne en deux sites après chauffage à $1000^\circ C$.

2. 1. 2. LES TAPIOLITES

Les tapiolites sont quadratiques et diffèrent des columbo-tantalites voisines par leur symétrie et leur structure.

Elles forment une série continue entre un pôle ferrifère, la *ferrotapiolite* [$Fe Ta_2 O_6$] et un pôle manganésifère, la *manganotapiolite* [$Mn Ta_2 O_6$] (Lahti *et al*, 1983), dans un

domaine distinct, séparé du champ des columbo-tantalites par une lacune de miscibilité (Černý & Ercit, 1985; Černý & Ercit, 1989 ; Černý *et al*, 1992).

Leur occurrence est limitée aux pegmatites et à quelques rares granites à tantale.

2. 1. 3. LES IXIOLITES

Les ixiolites (Nickel *et al*, 1963) sont orthorhombiques et constituent des oxydes complexes de formule $[(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn, Ti)_4 O_8]$.

Les ixiolites représentent une famille importante et se caractérisent par un large spectre de compositions, dû en partie à la grande flexibilité de leur structure pouvant admettre de nombreux cations, différents par leur rayon ionique et leur valence.

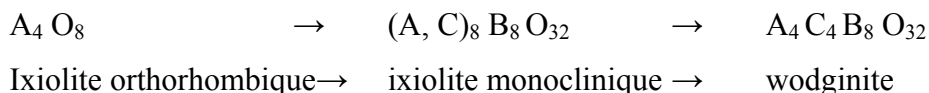
Outre "*ixiolite s.s*" riche en Sn et Ta, de nombreuses variétés à Sc, Fe, Ti, W, Nb et Ta sont décrites :

- *Ixiolite stannifère* $[(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn, Ti)_4 O_8]$
- *Ixiolite titanifère* $[(Ta, Ti, Nb, Mn, Fe, Sn)_4 O_8]$, pouvant contenir jusqu'à 15.8% de TiO_2 et qui, chauffée ($1000^\circ/16h.$), forme une phase à wodginite.
- *Ixiolite scandifère* $[(Nb, Ta, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Sc, Ti, Zr, Sn, Mn, REE)_4 O_8]$ avec $Sc_2 O_3 > 10\%$ et $Fe_2 O_3 > FeO$, qui produit par chauffage une phase à structure de type wolframite $[Fe^{3+} Nb O_4]$.
- "*wolframoixiolite*" $[(Nb, W, Fe, Mn, Ta, Zr, U, Ca, Mg, Ti)_4 O_8]$ qui produit après chauffage une phase de type columbo-tantalite.

Bien que le groupe des ixiolites ait été approuvé depuis 1962 par l'IMA ("*International Mineralogical Association*"), une rationalisation s'impose, du fait que la plupart de ses membres sont des analogues désordonnés de phases diverses à stœchiométrie et structure, bien définies.

Contrairement aux pseudo-ixiolites, formes désordonnées de columbo-tantalite et à teneurs faibles en Sn et Ti, les ixiolites, très enrichies en ces éléments, acquièrent par chauffage, une structure plus proche de la wodginite. Certaines ixiolites, en particulier, stannifères et titanifères, analysées aux RX se sont notamment révélé des phases pseudo-orthorhombiques à monocliniques semblables aux wodginites très désordonnées.

Les ixiolites représenteraient ainsi des stades structuraux intermédiaires et de transition vers la wodginite, du type (Černý & Ercit, 1985) :



Les ixiolites se rencontrent principalement dans les pegmatites, souvent en intercroissance avec cassitérite, rutile ou microlite. Les variétés à tungstène sont associées à la wolframite dans les greisens et filons minéralisés.

2. 1. 4. LES WODGINITES

Les wodginites se distinguent des columbo-tantalites et des ixiolites par les paramètres de la maille élémentaire et leur système de cristallisation monoclinique.

Découverte pourtant dans les années 1900, la wodginite ne sera étudiée et décrite comme une espèce minérale distincte de la columbo-tantalite que beaucoup plus tard (Nickel *et al*, 1963), à partir de spécimens collectés en Australie (Wodgina) et au Canada (Bernic Lake).

Sa formule [(Ta, Mn, Sn, Nb, Fe, Ti)₁₆ O₃₂] était initialement calculée sur le type ixiolite, sur une base de 32 atomes d'oxygène

C'est à Ferguson (Ferguson *et al*, 1976) que l'on doit la formule idéale de la wodginite, [Mn Sn Ta₂ O₈], de type A B C₂ O₈ (z = 4), ordonnée en trois sites cationiques distincts.

La quantité d'éléments entrant dans sa composition (Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Nb, Li ± Zr, Sc, Ca, W) ainsi que les nombreuses substitutions reconnues par la suite (Černý & Ercit, 1985 ; Černý & Ercit, 1989) feront de la wodginite non plus une espèce unique mais un groupe de minéraux.

La formule des wodginites se calcule sur le type A₄ B₄ C₈ O₃₂

Avec pour sites :

- A = Mn, Fe²⁺, Li, (Sn²⁺, Ca), où □ est une lacune
- B = Sn, Ti, Fe³⁺, Ta, (Sc, Zr)
- C = Ta, Nb, (W)

La classification actuelle des wodginites est fondée sur la nature du cation occupant les sites A et B (Ercit *et al*, 1992a) et regroupe, outre la *wodginite sensu stricto*, de formule [Mn (Sn, Ta) (Ta, Nb)₂ O₈], quatre nouvelles espèces approuvées par l'IMA (Tableau II-3. 1) :

- **Ferrowodginite** [Fe²⁺ Sn Ta₂ O₈]
- **Titanowodginite** [Mn Ti Ta₂ O₈]
- **Lithiowodginite** [Li Ta Ta₂ O₈]
- **Ferrotitanowodginite** [Fe Ti Ta₂ O₈]

Tableau II-3. 1 : Classification des wodginites. (D'après Ercit *et al*, 1992a)

Critères		Pôles	Noms	Mécanismes de substitution
Site A	Site B			
≤ 50% Li	≤50%Ti ≤25%Fe ³⁺	Mn ₄ Sn ₄ Ta ₈ O ₃₂	Wodginite	
	>50% Ti	Mn ₄ Ti ₄ Ta ₈ O ₃₂	Titanowodginite	^B [Sn ⁴⁺] ↔ ^B [Ti ⁴⁺]
≤50%Fe ²⁺	>25%Fe ³⁺ (>25%Ta)	Mn ₄ (Fe ³⁺ ₂ Ta ₂)Ta ₈ O ₃₂	-	2 ^B [Sn ⁴⁺] ↔ ^B [Fe ³⁺]+ ^B [Ta ⁵⁺]
>50%Fe ²⁺	≤50%Ti ≤25%Fe ³⁺	Fe ²⁺ ₄ Sn ₄ Ta ₈ O ₃₂	Ferrowodginite	^A [Mn ²⁺] ↔ ^A [Fe ²⁺]
	>50% Ti	Fe ²⁺ ₄ Ti ₄ Ta ₈ O ₃₂	"Ferrotitanowodginite"	^A [Mn ²⁺]+ ^B [Sn ⁴⁺] ↔ ^A [Fe ²⁺]+ ^B [Ti ⁴⁺]
	>25%Fe ³⁺ (>25%Ta)	Fe ²⁺ ₄ (Fe ³⁺ ₂ Ta ₂)Ta ₈ O ₃₂	-	^A [Mn ²⁺]+2 ^B [Sn ⁴⁺] ↔ ^A [Fe ²⁺]+ ^B [Fe ³⁺]+ ^B [Ta ⁵⁺]
>50% Li	>50% Ta	Li ₄ Ta ₄ Ta ₈ O ₃₂	Lithiowodginite	^A [Mn ²⁺]+ ^B [Sn ⁴⁺] ↔ ^A [Li ⁺]+ ^B [Ta ⁵⁺]
X		Mn ₄ Sn ₄ Nb ₈ O ₃₂	-	^C [Ta ⁵⁺] ↔ ^C [Nb ⁵⁺]

La mise en évidence de nouveaux mécanismes de substitution (Tindle *et al*, 1998) impliquant le tungstène (W) a conduit à une description de variétés tungsténifères, encore hypothétiques et insuffisamment caractérisées (Tableau II-3. 2) :

Tableau II-3. 2 : Variétés tungsténifères hypothétiques de wodginites (Tindle *et al*, 1998)

Pôles	Noms	Mécanismes de substitution
Mn ₄ (Fe ³⁺ ₂ Sn ₂)(W ₂ Ta ₆)O ₃₂	"Wolframowodginite 1"	^B [Sn ⁴⁺]+ ^C [Ta ⁵⁺] ↔ ^B [Fe ³⁺]+ ^C [W ⁶⁺]
Mn ₄ (Mn ²⁺ ₂ Sn ₂)(W ₄ Ta ₆)O ₃₂	"Wolframowodginite 2"	^B [Sn ⁴⁺]+2 ^C [Ta ⁵⁺] ↔ ^B [Mn ²⁺]+ 2 ^C [W ⁶⁺]
Mn ₄ (Mn ²⁺ ₂ Sn ₂)(WTa ₇)O ₃₂	"Wolframowodginite 3"	2 ^B [Sn ⁴⁺]+ ^C [Ta ⁵⁺] ↔ ^B [Mn ²⁺]+ ^B [Ta ⁵⁺]+ ^C [W ⁶⁺]

La wodginite est un minéral à étain-tantale associé exclusivement aux pegmatites enrichies en lithium et fluor.

Depuis sa découverte à *Wodgina* en Australie puis à *Bernik Lake* au Canada, la wodginite a été reconnue dans de nombreuses localités par le monde, notamment en Afrique : *Ankole*, Ouganda; *Mtoko*, Zimbabwe; *Karibib*, Namibie; *Kivu*, Zaïre (Von Knorring & Fadipe, 1981), aux Etats-Unis : *Black Hills*, South Dakota (Spilde & Shearer, 1992) et au Canada : *Separation Rapids*, Ontario (Tindle & Breaks, 1998 ; Tindle *et al*, 1998).

Elle constitue à l'heure actuelle la principale source exploitable de tantale. Sa présence dans le massif d'Ebelekane revêt un caractère capital, en raison de sa valeur industrielle considérable et de ses nombreuses implications économiques.

2. 1. 5. LES PYROCHLORES

Les pyrochlores forment, après les columbo-tantalites, le deuxième groupe à Nb-Ta le plus important.

Les pyrochlores cristallisent dans le système cubique et ont pour formule générale : $A_{2-m} B_2 O_6 (O, OH, F)_{1-n} p H_2O$ avec $m = 0$ à 2; $n = 0$ à 1 et $p =$ variable.

Ils sont classés en trois sous-groupes principaux :

- **Pyrochlores** $Nb + Ta > 2 Ti$ $Nb > Ta$
- **Microlites** $Nb + Ta > 2 Ti$ $Ta \geq Nb$
- **Bétafites** $2 Ti \geq Nb + Ta$

Ils sont toutefois représentés par une grande variété d'espèces, due aux nombreux cations (Na, Ca, K, Mn, Fe, Al) et éléments en traces (Sn, Ba, Pb, Sb, Bi, Y, Ce, U, Th) qui entrent dans leur composition. La présence, en grande quantité, de U et Th est souvent responsable de leur intense *métamictisation*.

Les pyrochlores et bétafites primaires sont typiques des gisements liés aux carbonatites et aux magmas alcalins anorogéniques (gabbros, syénites néphéliniques, granites alcalins et pegmatites associées). Les microlites sont fréquents dans les granites et pegmatites à métaux rares à affiliation orogénique, comme produits secondaires de remplacement des columbo-tantalites, ixiolites et wodginites.

2. 1. 6. LES NIOBO-TANTALATES A TERRES RARES

Les niobo-tantalates à Terres Rares forment des groupes minéraux nombreux et très diversifiés.

A l'exception des *pérovskites* [(Na, Ca, T.R.) (Ti, Nb) O₃], formes exclusives des roches basiques et ultrabasiques et des carbonatites, ils constituent les principales phases accessoires des séries alcalines et peralcalines.

Quelques espèces sont toutefois présentes dans des granites et pegmatites à métaux rares (GMR) orogéniques peu évolués des séries calco-alcalines à métalumineuses. Elles appartiennent aux groupes de :

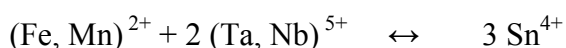
- La *fergusonite* [Y, T.R > (Ca, U, Th) (Nb, Ta) O₄
- L'*euxinite* (euxinite, polycrase) [(Y, T.R >U, Th) (Nb, Ti, Ta)₂ O₆]. La *fersmite* [Ca (Nb, Ta)₂ O₆], membre du même groupe, est fréquente dans les pegmatites orogéniques de type gadolinite (Be, Y, TR, Nb > Ta, U, Th)
- L'*aeschynite* [(Y, Ce, Ca, TR) (Ti, Nb, Ta)₂ O₆] et la *samarskite* [(Y, Fe, U, TR) (Nb, Ta, Ti) O₄], signalées toutes deux dans des granites très enrichis en Terres Rares et en Yttrium.

2. 2. Les oxydes à niobium-tantale

Divers oxydes peuvent incorporer dans leur structure des quantités plus ou moins appréciables de Nb et Ta par substitution avec des éléments tels que Ti, Sn ou W.

Ils sont constitués par quatre groupes principaux, classés en fonction décroissante de leur valeur économique :

- **la cassitérite**, à Ta et Mn dominants, liée aux pegmatites fractionnées. L'enrichissement en tantale est dû à l'incorporation d'un composant de tapiolite [(Fe, Mn) Ta₂ O₆], selon la substitution :



A ce type se rattachent les espèces de cassitérites riches en Nb, Ta, Fe, au statut non établi, désignées sous les termes impropres de *staringite* et *aïnalite* (Khvostova *et al*, 1983; In "Černý & Ercit, 1989").

- **Le rutile** dont les variétés les plus connues sont la *strüverite* (à Ta dominant) et l'*ilmenorutile* (Nb>Ta), interprétées comme des solutions solides entre rutile [Ti O₂] et "*mono-tapiolite*" [(Fe>Mn) (Nb, Ta)₂ O₆]

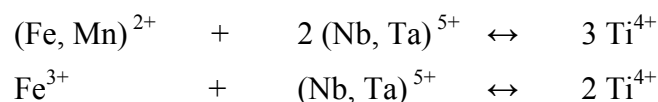
Contrairement au rutile niobifère, plus répandu et cité dans de nombreuses paragenèses, l'occurrence du rutile tantalifère se limite strictement aux granites peralumineux et pegmatites à métaux rares des contextes orogéniques à post-orogéniques.

- **La wolframite** [(Mn, Fe) W O₄] incorpore fréquemment Nb et Ta selon l'équation :



Cette forme enrichie en Nb-Ta est caractéristique des greisens associés aux granites à tantale.

- **L'ilménite** (Fe Ti O₃), rare, est liée à certains contextes dans lesquels Nb et Ta seraient introduits dans la structure par les mécanismes :



3. MINERALOGIE DES NIOBO-TANTALATES D'EBELEKANE

3. 1. Introduction

Les niobo-tantalates se répartissent entre le microgranite porphyrique et les principaux faciès de la coupole granitique. Ils sont le plus souvent inclus dans les micas, plus rarement dans l'albite, le quartz ou la topaze, attestant ainsi de leur cristallisation à un stade magmatique précoce.

Ils se présentent sous forme de baguettes sub-automorphes, de tablettes ou de prismes aplatis automorphes, à faces cristallines bien développées. Ils sont facilement reconnaissables à l'auréole pléochroïque qu'ils développent dans ou au contact des micas.

Leur taille varie avec la texture de la roche-hôte : inférieure à 40µm dans le microgranite, comprise entre 100 et 150 µm dans le granite fin à albite-zinnwaldite-topaze (granite AZT) de la coupole et dépassant les 400µm dans la pegmatite-aplite (AP) du toit.

L'étude au MEB a permis de révéler :

- Leur nature très complexe, composée de deux, voire trois espèces différentes : columbo-tantalite au cœur, wodginite en bordure et cassitérite en périphérie.
- Leur zonage, parfaitement illustré par les images produites en mode d'électrons rétrodiffusés. Soulignant les hétérogénéités chimiques, le zonage est essentiellement dû à des substitutions entre éléments majeurs : Nb →Ta et Fe→Mn dans les columbo-tantalites; Nb →Ta et Ti→ Sn, dans la wodginite.

L'usage courant des paires Nb—Ta, Fe—Mn ou Sn-Ti comme traceurs du fractionnement magmatique, se fonde sur des critères géochimiques définis dans les pegmatites à métaux rares (Černý *et al*, 1986 ; Černý, 1992).

Le zonage normal se traduit par l'accroissement, du cœur à la bordure du cristal, des rapports Ta/Nb, Mn /Fe et Sn/Ti. Il suggère une croissance régulière à l'équilibre avec le magma qui s'appauvrit progressivement en éléments compatibles.

Dans le cas contraire, le zonage est dit inverse. Ses causes sont moins connues, liées probablement à des variations de température, de pression, l'interaction de fluides ou des mouvements convectifs dans un magma de faible viscosité.

3. 2. Les columbo-tantalites

Les columbo-tantalites (Planches II-3. 1; Planche II-3. 2), forment au sein du microgranite de rares sections isolées tandis que dans la coupole granitique, elles se rencontrent toujours en cristaux reliques au cœur des wodginites.

Les columbo-tantalites, cristallisent dans le système orthorhombique. Leur formule structurale est de type $A B_2 O_6$ (Tableau II-3. 3).

Le site A est uniquement occupé par les cations divalents Fe^{2+} et Mn^{2+} . Le site B comprend principalement les cations pentavalents Ta^{5+} et Nb^{5+} ainsi que quelques éléments mineurs : titane (Ti^{4+}), scandium (Sc^{3+}), étain (Sn^{4+}) et uranium (U^{4+}).

Tableau II-3. 3 : Compositions chimiques représentatives des columbo-tantalites du massif d'Ebelekane. * microgranite, ** aplite-pegmatite

An.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ech.	270-6*		T40-1		C3-1		1209		1206**	
N°	11-1	10-1	9-5	10-2	1/3-1	12/1-3	9-2	8-2	10/1-3	10/3-3
	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure
Nb ₂ O ₅	73,15	52,8	52,48	23,25	56,57	23,01	42,65	22,73	25,48	19,66
Ta ₂ O ₅	4,03	26,09	25,15	56,28	24,53	57,82	37,15	56,55	52,28	59,17
SnO ₂	0,29	0,21	0,64	0,63	0,09	0,48	0,34	0,98	1,19	0,86
WO ₃	0,68	0,77	1,26	1,09	0,00	0,16	0	0,00	0,29	2,38
TiO ₂	0,4	0,46	0,66	2,10	0,46	1,50	0,77	1,78	3,23	0,47
FeO	11,24	5,7	3,39	4,72	4,39	1,25	2,57	1,75	1,76	2,21
MnO	8,43	11,88	14,44	10,62	14,12	14,54	14,6	13,69	13,69	12,61
CaO	0,14	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0
Sc ₂ O ₃	0,03	0,08	0,15	0,35	0,05	0,27	0,19	0,26	0,29	0,21
UO ₂	0,39	0	0,20	0,00	0,00	0,00	0	0,15	0,76	0
Total	98,78	98,11	98,38	99,05	100,21	99,03	98,33	97,89	98,97	97,57
Formule structurale sur la base de 6 oxygènes.										
Nb	1,910	1,520	1,510	0,760	1,580	0,760	1,29	0,760	0,820	0,680
Ta	0,060	0,450	0,440	1,110	0,410	1,150	0,68	1,140	1,010	1,230
Sn	0,010	0,010	0,020	0,020	0,000	0,010	0,01	0,030	0,030	0,030
W	0,010	0,010	0,020	0,020	0,000	0,000	0	0,000	0,010	0,050
Ti	0,017	0,022	0,032	0,115	0,021	0,083	0,039	0,099	0,173	0,027
Fe ₂	0,544	0,304	0,181	0,287	0,227	0,077	0,144	0,108	0,105	0,141
Mn	0,413	0,643	0,779	0,654	0,739	0,903	0,827	0,858	0,827	0,816
Ca	0,009	0,008	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Sc	0,000	0,000	0,010	0,020	0,000	0,020	0,01	0,020	0,020	0,010
U	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000	0,010	0,000
Ta/Ta+Nb	0,03	0,23	0,23	0,59	0,21	0,60	0,35	0,60	0,55	0,64
Mn/Mn+Fe	0,43	0,68	0,81	0,70	0,77	0,92	0,85	0,89	0,89	0,85

3. 2. 1. LES COLUMBO-TANTALITES DU MICROGRANITE

a. Forme et habitus

Les columbo-tantalites se présentent dans le microgranite

- En fines baguettes ou prismes automorphes bipyramidaux de taille microscopique (<40 μ m), inclus dans les phénocristaux de micas (protolithionite) et de quartz.
- En disséminations squelettiques dans la mésostase microgrenue.

b. Type de zonage et domaine de composition

Le zonage est de type progressif (Lahti, 1987 ; Tindle & Breaks, 1998 ; Tindle & Breaks, 2000), lié à une composition chimique relativement homogène, au regard de la variation minimale des teneurs en constituants majeurs ($\Delta\%$ <10) du cœur à la périphérie du cristal :

- Léger accroissement du tantale (Ta_2O_5 : 3.63% \rightarrow 10.17%) et du manganèse (MnO : 7.97% \rightarrow 10.08%)
- Diminution du niobium (Nb_2O_5 : 73.69% \rightarrow 67.16%) et du fer (FeO : 12.01% \rightarrow 9.56%).

Il peut être considéré comme un résultat normal de la cristallisation fractionnée.

Dans le diagramme de classification (Černý & Ercit, 1985), les columbo-tantalites se situent à la limite du domaine des ferrocolumbites, dans une position intermédiaire entre les deux pôles, ferreux [FeNb_2O_6] et manganésifère [MnNb_2O_6], en raison de leur richesse relative en Mn (Figure II-3. 1).

Le trend de fractionnement est modéré, avec des rapports atomiques $X_{\text{Ta}} = \text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb})$ et $X_{\text{Mn}} = \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe})$ compris, respectivement entre $[0.03 < X_{\text{Ta}} < 0.08]$ et $[0.41 < X_{\text{Mn}} < 0.53]$.

Toutefois, les terminaisons plus ou moins arrondies des cristaux et la présence d'une fine bordure plus claire indiquent une légère résorption et le remplacement par une phase plus enrichie en tantale. Ce changement brusque, marqué par un net enrichissement en tantale ($\text{Ta}_2\text{O}_5 = 26.09\%$) et une baisse de la teneur en fer (FeO = 5.7%), intervient avec la cristallisation de manganocolumbite [$X_{\text{Ta}} = (\text{Ta}/(\text{Ta} + \text{Nb})) = 0.23$; $X_{\text{Mn}} = (\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe})) = 0.68$].

PLANCHE II-3. 1**Aspects des niobo-tantalates au microscope électronique à balayage.**

- Figure 1. Granite à albite-zinnwaldite -topaze**
Cristal niobo-tantalifère (**Ta**), sous forme de columbo-tantalite précoce (**Cb**), au départ inclus dans la zinnwaldite. Il cristallise simultanément avec le minéral hôte et continue sa croissance sous forme de wodginite (**Wod**), après celle des minéraux majeurs.
Echantillon 1209
- Figure 2. Granite à albite-zinnwaldite –topaze**
Auréole radioactive caractéristique développée autour d'un cristal niobo-tantalifère
Echantillon 1209
- Figure 3. Granite à albite-zinnwaldite –topaze**
Inclusions niobo-tantalifères (**Ta**) dans l'albite (**Ab**) et dans la zinnwaldite (**Zin**).
Echantillon C3-1
- Figure 4. Pegmatite du toit**
Niobo-tantalates formés de wodginite (**Wod**) et cassitérite (**Cs**), cristallisant simultanément avec la topaze (**Top**) et la zinnwaldite (**Zin**).
Echantillon 1206

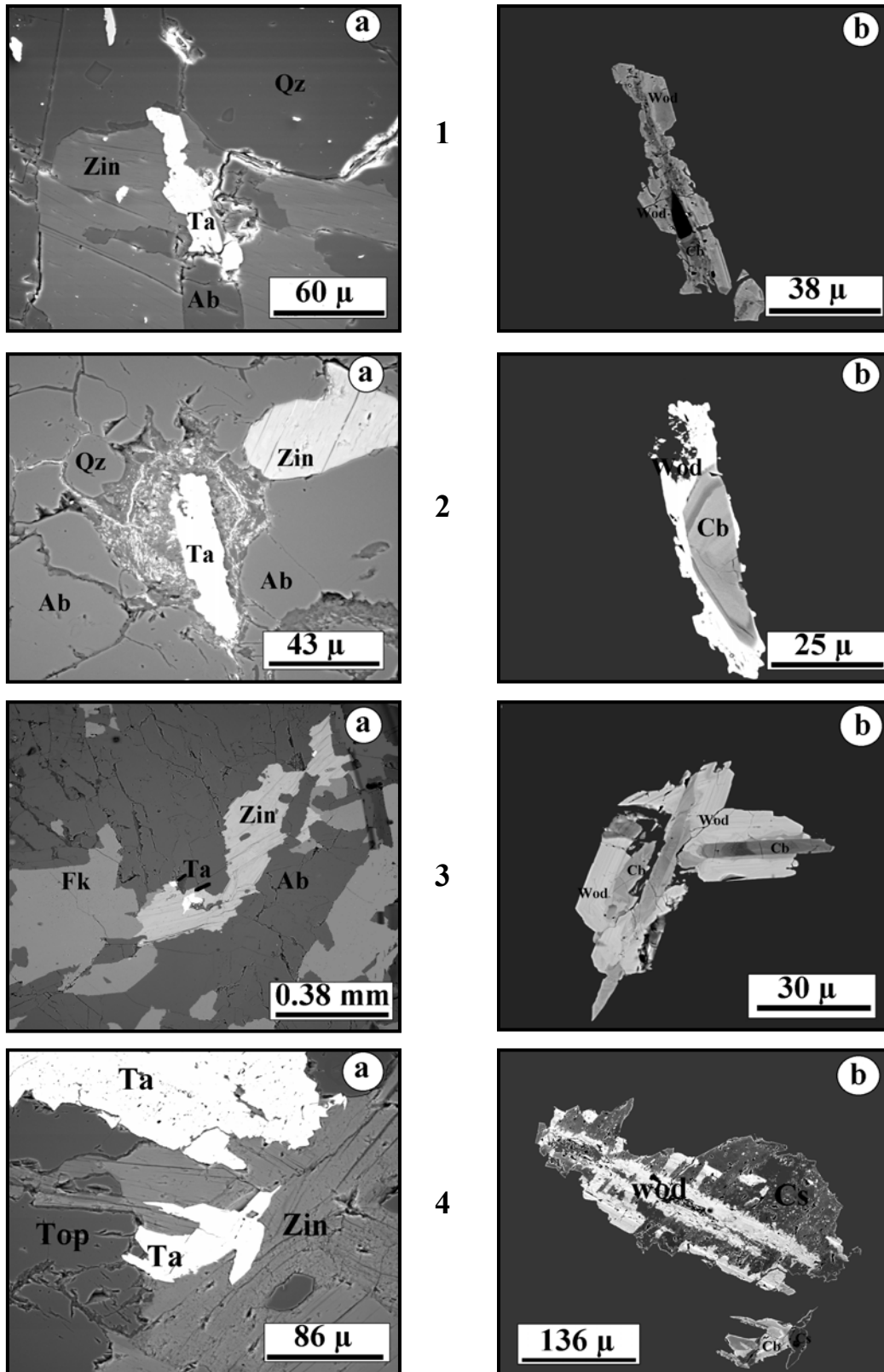
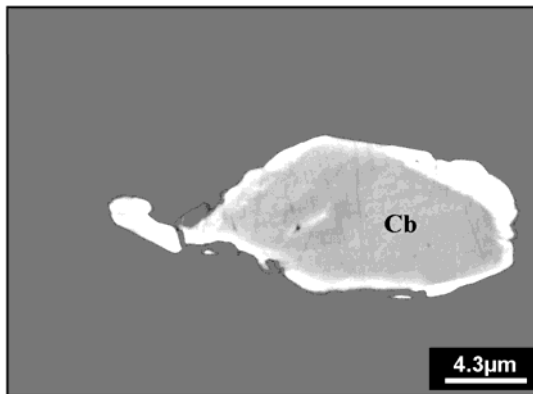


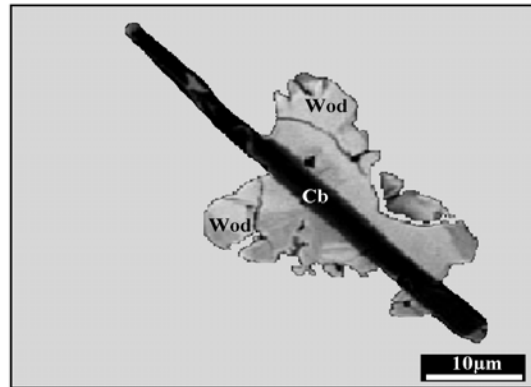
PLANCHE II-3. 1. Aspects des niobo-tantalates au microscope électronique à balayage. **a.** Vue d'ensemble; **b.** Détail du cristal niobo-tantalifère
Ab : albite; **Fk** : orthose; **Qz** : quartz; **Top** : topaze; **Zin** : zinnwaldite; **Ta** : niobo-tantalates
Cb : columbo-tantalite; **Wod** : wadginite; **Cs** : cassitérite

PLANCHE II-3. 2**Images en électrons rétrodiffusés des niobo-tantalates du massif d'Ebelekane**

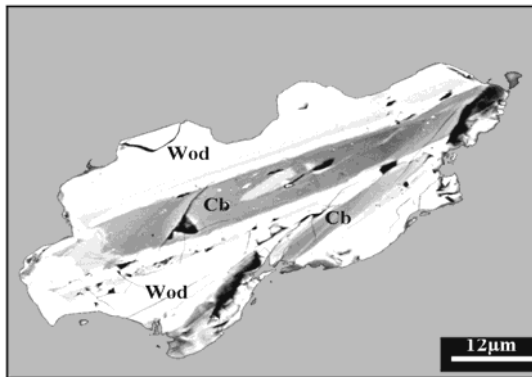
- Figure 1. Microgranite porphyrique.**
Ferrocolumbite (**Cb**) sub-automorphe homogène (zone de teinte gris clair). Les terminaisons arrondies indiquent une résorption légère suivie d'un remplacement partiel par la manganocolumbite (zone blanche).
Echantillon 270-6
- Figure 2. Granite à albite-zinnwaldite-topaze.**
Manganocolumbite (**Cb**) précoce, en baguette (gris-noir) et surcroissance de wodginite (**Wod**)
Echantillon T40-1
- Figure 3. Granite à albite-zinnwaldite-topaze.**
Cœur de columbo-tantalite (**Cb**) à zonage normal : manganocolumbite (zones grises) à manganotantalite (zones gris clair) et bordure de wodginite (**Wod**), à zonage oscillatoire (zones blanches)
Echantillon C3-1
- Figure 4. Granite à albite-zinnwaldite-topaze.**
Cœur corrodé de columbo-tantalite (**Cb**) à zonage oscillatoire irrégulier. Les zones alternativement sombres et claires sont respectivement enrichies en Nb et Ta. Bordure (teinte blanche) de wodginite automorphe bipyramidale (**Wod**), à zonage oscillatoire de croissance.
Echantillon C3-1
- Figure 5. Granite à albite-zinnwaldite-topaze.**
Cœur corrodé de columbo-tantalite (**Cb**) à zonage diffus complexe ("*patchy zoning*") et bordure de wodginite automorphe en prisme pyramidal (**Wod**) à zonage oscillatoire de croissance.
Echantillon C3-1
- Figure 6. Pegmatite du toit**
Wodginite maclée, en tablettes (**Wod**) corrodant la manganotantalite zonée (**Cb**). La cassitérite (**Cs**) forme des excroissances (teinte gris sombre) autour de la wodginite.
Echantillon 1206



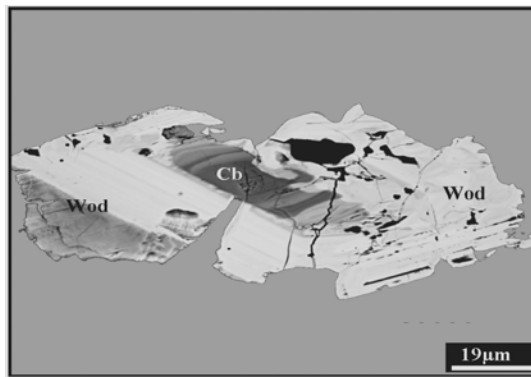
1



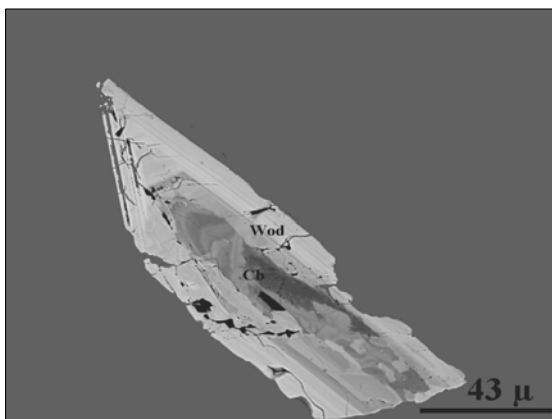
2



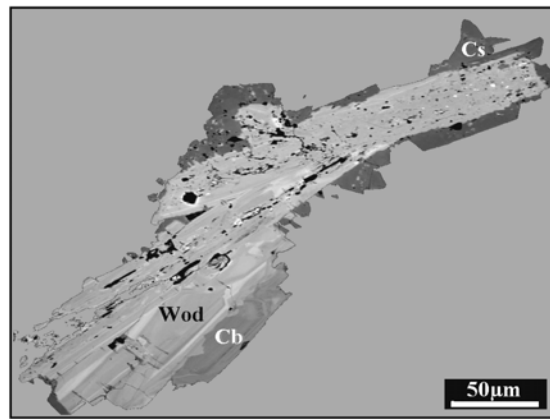
3



4



5



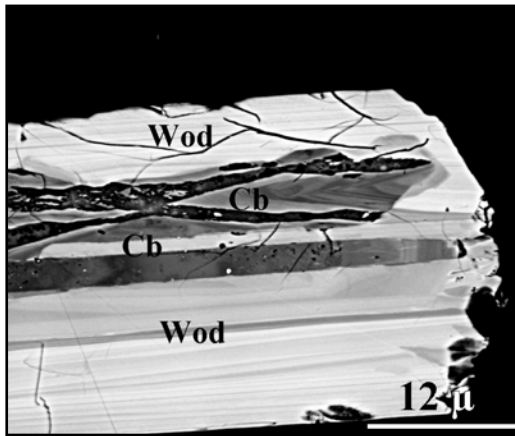
6

Planche II- 3. 2 : Images en électrons rétrodiffusés des niobo-tantalates du massif d'Ebelekane

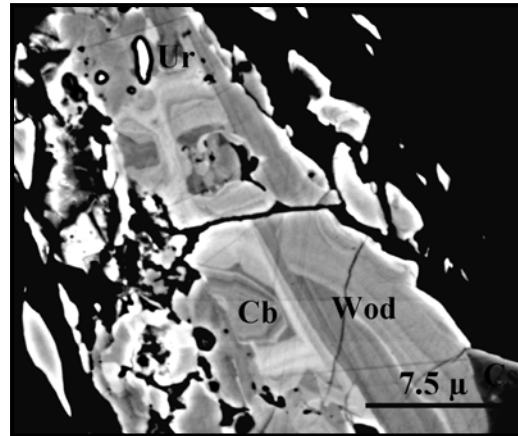
Cb : columbo-tantalite; Wod : wodginite; Cs : cassitérite

PLANCHE II-3. 3**Illustration en mode d'électrons rétrodiffusés du zonage chimique dans les niobo-tantalates**

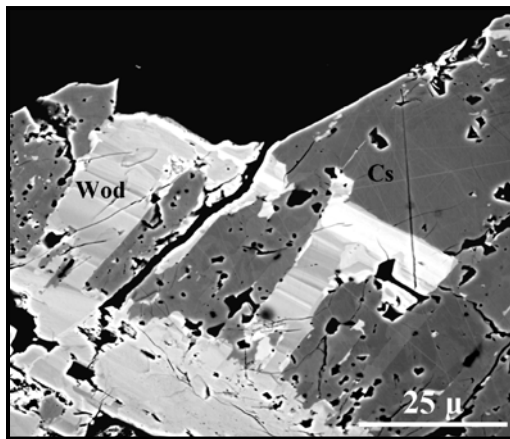
- Figure 1. Granite à albite-zinnwaldite-topaze**
Manganotantalite (**Cb**) et wodginite (**Wod**) à zones de croissance de type oscillatoire. La zone lessivée plus sombre au cœur de la manganotantalite serait due à un phénomène métamicté
Ech. C3-1
- Figure 2. Pegmatite du toit**
Manganotantalite automorphe (**Cb**) à zonage oscillatoire discontinu montrant deux séquences de cristallisation, l'une précoce (gris foncé), l'autre, tardive et plus enrichie en tantale (gris clair). La wodginite (**wod**) cristallise à la périphérie en deux phases séparées par une surface de discontinuité.
Ech. 1206
- Figure 3. Pegmatite du toit**
Wodginite (**Wod**) à zonage oscillatoire plan (gris à blanc) et cassitérite (**Cs**) homogène (gris noir) développée en surcroissance. Les figures d'interpénétration mutuelle semblent évoquer une cristallisation simultanée.
Ech. 1206
- Figure 4. Pegmatite du toit**
Manganotantalite (**Cb**) à zonage oscillatoire discontinu (gris clair à gris foncé). La zone marginale plus claire semble suggérer une résorption partielle et un remplacement par une phase à wodginite plus enrichie en tantale (teinte blanche)
Ech. 1206
- Figure 5. Pegmatite du toit**
Cristal à cœur de manganotantalite (**Cb**) à zonage complexe diffus ("*patchy zoning*") indiquant plusieurs épisodes de dissolution marqués par des limites tronquées et des discordances angulaires. La wodginite de bordure présente à la fois les deux aspects, oscillatoire d'origine primaire et diffus d'origine secondaire.
Ech. 1206
- Figure 6. Pegmatite du toit**
Manganotantalite (**Cb**) à zonage complexe, oscillatoire perturbé par une zonation diffuse tardive. Bordure de wodginite (**Wod**) limitée par une surface de corrosion-dissolution.
Ech. 1206



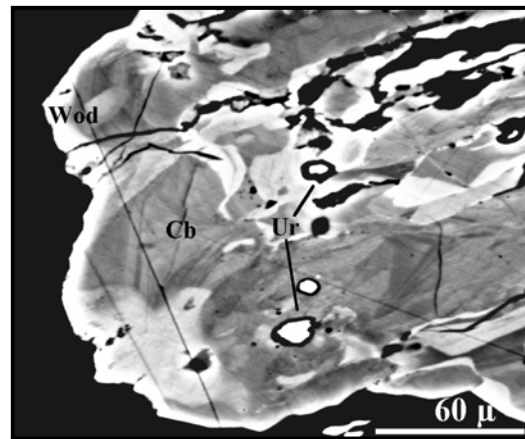
1



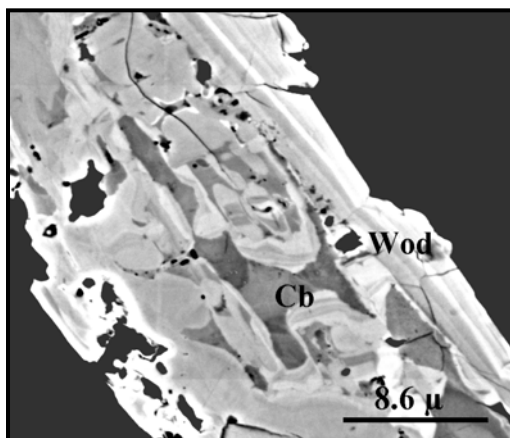
2



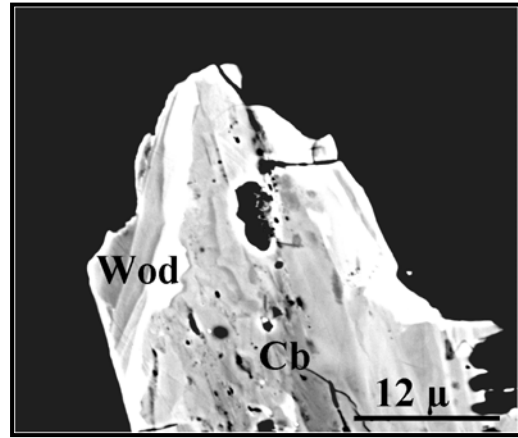
3



4



5



6

Planche II-3. 3 : Illustration en images en mode d'électrons rétrodiffusés des zonations chimiques dans les niobo-tantalates.

1 et 2 : Zonage oscillatoire ; 3 : zonage oscillatoire plan ; 4 : zonage discontinu
5 et 6 : Zonage diffus. **Cb** : columbo-tantalite ; **Wod** : wodginite ; **Cs** : cassitérite ;
Ur : uraninite

3. 2. 2. LES COLUMBO-TANTALITES DE LA COUPOLE

a. Forme et habitus

Dans le granite à albite, topaze et zinnwaldite (granite AZT), les columbo-tantalites se présentent sous deux formes :

- L'une, en baguettes automorphes ou prismes allongés ($\varnothing = 50$ à $100\mu\text{m}$) autour desquels se greffe une wodginite tardive en masse irrégulière. Cette forme, rare et probablement précoce, n'a été observée qu'à la périphérie du granite.
- L'autre, plus complexe et plus fréquente, en cristaux zonés à contours fortement corrodés, situés au cœur des wodginites automorphes.

Dans l'aplite pegmatite (A-P) du toit, elles correspondent à des phases résiduelles à tantale dominant et ne subsistent qu'en rares reliques au cœur de la wodginite.

b. Type de zonage et domaine de composition

Les columbo-tantalites ont rarement une composition homogène. Elles montrent, le plus souvent, une texture formée par l'alternance des zones concentriques, d'épaisseur variable, au contour plus ou moins régulier et de teinte variant dans les diverses nuances de gris. Les teintes les plus claires correspondent en général aux zones les plus riches en tantale et manganèse (Planche II-3. 3).

Le zonage oscillatoire ("*oscillatory zoning*") est dû à des variations, périodiques et de faible amplitude, de la composition du cœur vers la bordure du cristal et reflète les principales substitutions entre éléments : Nb—Ta, Fe—Mn. Il reproduit la dynamique d'interface et de diffusion chimique cristal-liquide et suggère une cristallisation métastable dans des conditions qui tendraient vers l'équilibre, sans jamais l'atteindre.

Dans la pegmatite du toit, le zonage est de type diffus ("*patchy zoning*"). Il montre des surfaces de dissolution ondulées, voire des zones complètement chaotiques à contour irrégulier. Les cristaux précoces sont émoussés, à faces tronquées, et sont souvent corrodés puis remplacés par des phases plus tardives.

Ce zonage traduit en général une détérioration par des fluides tardifs.

Son origine semble plus controversée :

- Activité d'une phase vapeur surcritique libérée dans les stades ultimes de la cristallisation magmatique (Lahti, 1987).
- Re-équilibre par des fluides métamorphiques issus des roches encaissantes (Černý *et al.*, 1992) ou d'origine magmatique (Abella, 1995).
- Migration de fluides corrosifs enrichis en sodium séparés simultanément avec la consolidation rapide du magma hydraté résiduel très évolué et enrichi en éléments volatils (London, 1990 ; Tindle & Breaks, 2000).

Outre ce zonage d'origine primaire, liée à des processus pétrogénétiques, un phénomène de métamictisation affecte certaines zones plus ou moins lessivées au cœur des cristaux. Ces zones, qui apparaissent toujours plus sombres, coïncident avec des teneurs élevées en UO_2 et un bouclage médiocre des analyses chimiques.

La métamictisation est due aux dommages par radiation, causés dans la structure du minéral par les particules alpha (α) générées par les atomes d'uranium (Ohnenstetter & Piantone, 1992).

La représentation graphique des compositions de la coupole (Figure II-3. 1) suggère un fractionnement concomitant de Fe *versus* Mn et de Ta *versus* Nb. Il se traduit par une augmentation progressive des rapports X_{Ta} (Ta/Ta+Nb) et X_{Mn} (Mn/Mn+Fe), du cœur vers la bordure des cristaux, indiquant une croissance proche de l'équilibre.

Les zones les plus internes ont des compositions de manganocolumbite, les plus externes de manganotantalite.

Un examen plus attentif permet cependant d'observer un modèle en deux segments de pente variable :

- Au cœur des cristaux, la progression constante et simultanée des rapports X_{Ta} et X_{Mn} entre deux valeurs extrêmes $0.20 < X_{Ta} < 0.32$ et $0.75 < X_{Mn} < 0.85$ est indiquée par un trend à pente faible et régulière.
- Les zones intermédiaires, à trend plus redressé, se caractérisent par un accroissement plus rapide de X_{Ta} ($0.32 < X_{Ta} < 0.48$) pour une variation plus faible de X_{Mn} ($0.88 < X_{Mn} < 0.90$). Ce changement dominant implique principalement Ta et Nb.

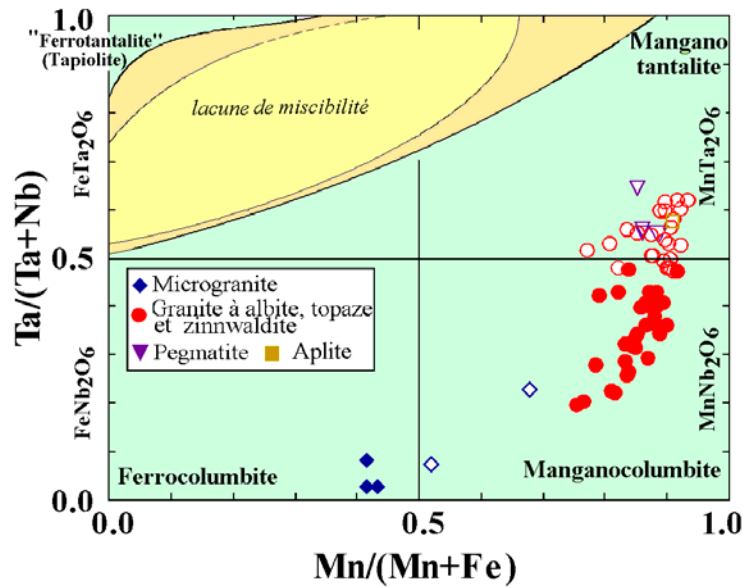


Figure II-3. 1 : Domaine de composition des columbo-tantalites dans le diagramme $[\text{FeNb}_2\text{O}_6 - \text{MnNb}_2\text{O}_6 - \text{FeTa}_2\text{O}_6 - \text{MnTa}_2\text{O}_6]$ (D'après Černý & Ercit, 1985)

Figurés pleins : cœur des cristaux ; figurés vides : bordure
 Les limites de la lacune de miscibilité tantalite-tapiolite en pointillé sont de Černý & Ercit (1985,1989); en trait plein de Černý *et al*, 1992

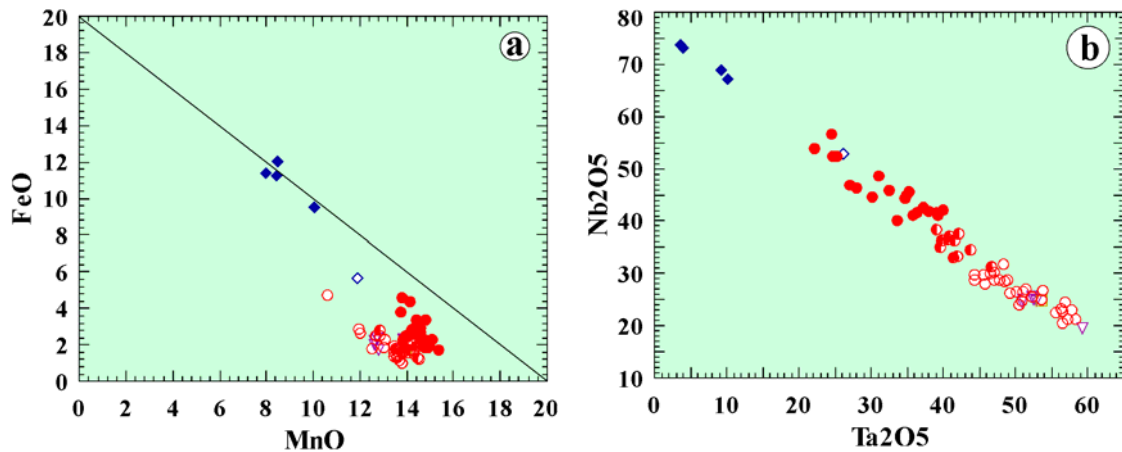


Figure II-3. 2 : Diagrammes binaires de variation des éléments majeurs dans les columbo-tantalites du massif d'Ebelekane.

(D'après Belkasmî, 1993)

a. $\text{FeO} - \text{MnO}$; b. $\text{Nb}_2\text{O}_3 - \text{Ta}_2\text{O}_3$

- Les zones externes situées dans le champ des manganotantalites, suivent la même tendance générale vers un enrichissement rapide en Ta et plus lent en Mn. Toutefois, une légère dichotomie, exprimée par une pente régressive et un zonage inverse, est observée dans les derniers stades de croissance, prémisse d'un changement fondamental des conditions de cristallisation.

Malgré une apparente lacune, les deux populations, du microgranite et de la coupole granitique, semblent reliés par le même trend. La ferrocolumbite du microgranite évolue en fin de cristallisation vers une manganocolumbite, marquant ainsi la transition avec le granite AZT et l'aplite-pegmatite du toit, que confirme par ailleurs la variation linéaire des teneurs en FeO vs MnO et de Nb₂O₃ vs Ta₂O₃ (Figure II-3. 2).

Le trend d'évolution continu formé la suite :

***Ferrocolumbite* → *manganocolumbite* → *manganotantalite*,**

représente un trend de fractionnement normal, bien décrit dans les pegmatites complexes riches en lithium (Černý & Ercit, 1989), typiquement des sous-groupes, à spodumène de Tin Mountain, Dakota du Sud (Spilde & Shearer, 1992) et à pétalite de Marko's, Separation Lake, Ontario (Tindle & Breaks, 2000).

Le fractionnement Fe→Mn précède toujours le fractionnement Nb→Ta, conduisant à la précipitation de phases de plus en plus riches en tantale. L'enrichissement précoce en Mn reflète la forte activité du fluor dans le magma, sous la forme probable de complexes à Mn-F et Ta-F, qui favorise le partage de Mn et Ta dans le liquide et retarde la cristallisation de la manganotantalite jusqu'aux derniers stades de l'évolution (Černý *et al*, 1986 ; Novák *et al*, 2003).

Il est contrôlé par divers facteurs, influant notamment sur la solubilité différentielle des columbo-tantalites :

- La teneur globale en alumines, conduisant à une solubilité plus grande de la tantalite relativement à la columbite dans les liquides peralumineux (Keppler, 1993, Linnen & Keppler, 1997).
- La température dont la diminution entraîne la déstabilisation première des complexes fluorés à niobium, concourant à la précipitation précoce des phases niobifères.
- Le pH du milieu dont le taux d'acidité, proportionnel à la concentration de fluor, permet d'accroître la solubilité du tantale et de différer sa précipitation.

3. 2. 3. MECANISMES DE SUBSTITUTION

Les lois principales de substitution régissant les compositions des columbo-tantalites (Figure II-3. 3) sont déduites des diagrammes inter éléments, inspirés des travaux d'auteurs (Belkasmi, 1993 ; Belkasmi, 2000 ; Belkasmi & Cuney, 1998).

Les substitutions isovalentes couplées entre éléments : $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mn}^{2+}$ et $\text{Nb}^{5+} \leftrightarrow \text{Ta}^{5+}$ se vérifient par leur nette anti-corrélation :

- Dans le site A, les points représentatifs s'alignent parfaitement sur la droite théorique, conforme à une substitution isovalente $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mn}^{2+}$ (FigureII-3. 3 a)
- Dans le site B, outre le mécanisme dominant $\text{Nb}^{5+} \leftrightarrow \text{Ta}^{5+}$, l'écart à la stœchiométrie, bien que très faible, suggère la participation d'éléments mineurs (FigureII-3. 3 b)

Les tests effectués indiquent l'intervention essentielle de Ti et une participation faible de Sn. (FigureII-3. 3 c; d)

La bonne corrélation obtenue en additionnant leurs effets [Ti+Sn] est sensiblement améliorée par la somme [Ti+Sn+W], mettant en jeu un troisième mécanisme (Belkasmi, 1993) : $\text{W}^{6+} + (\text{Ti}, \text{Sn})^{4+} \leftrightarrow 2 (\text{Ta}, \text{Nb})^{5+}$ (FigureII-3. 3 e; f)

L'incorporation du titane peut être envisagée sous divers angles :

- *Via* une solution solide avec une phase accessoire à Ti, rutile ou brookite (Ercit, 1994 ; Černý et Ercit, 1985) au cours du fractionnement. La richesse en titane serait héritée et reflèterait la composition du magma parent (Uher *et al*, 1998).
- Accroissement de l'activité et de la solubilité du titane dans les liquides résiduels produits par cristallisation de magmas enrichis en fluor (Raimbault, 1998).
- Contamination du magma résiduel, par interaction de fluides avec les roches encaissantes (Tindle *et al*, 1998), par assimilation de xénolithes de roches plus mafiques (Abdalla *et al*, 1998) ou par mélange de magmas.

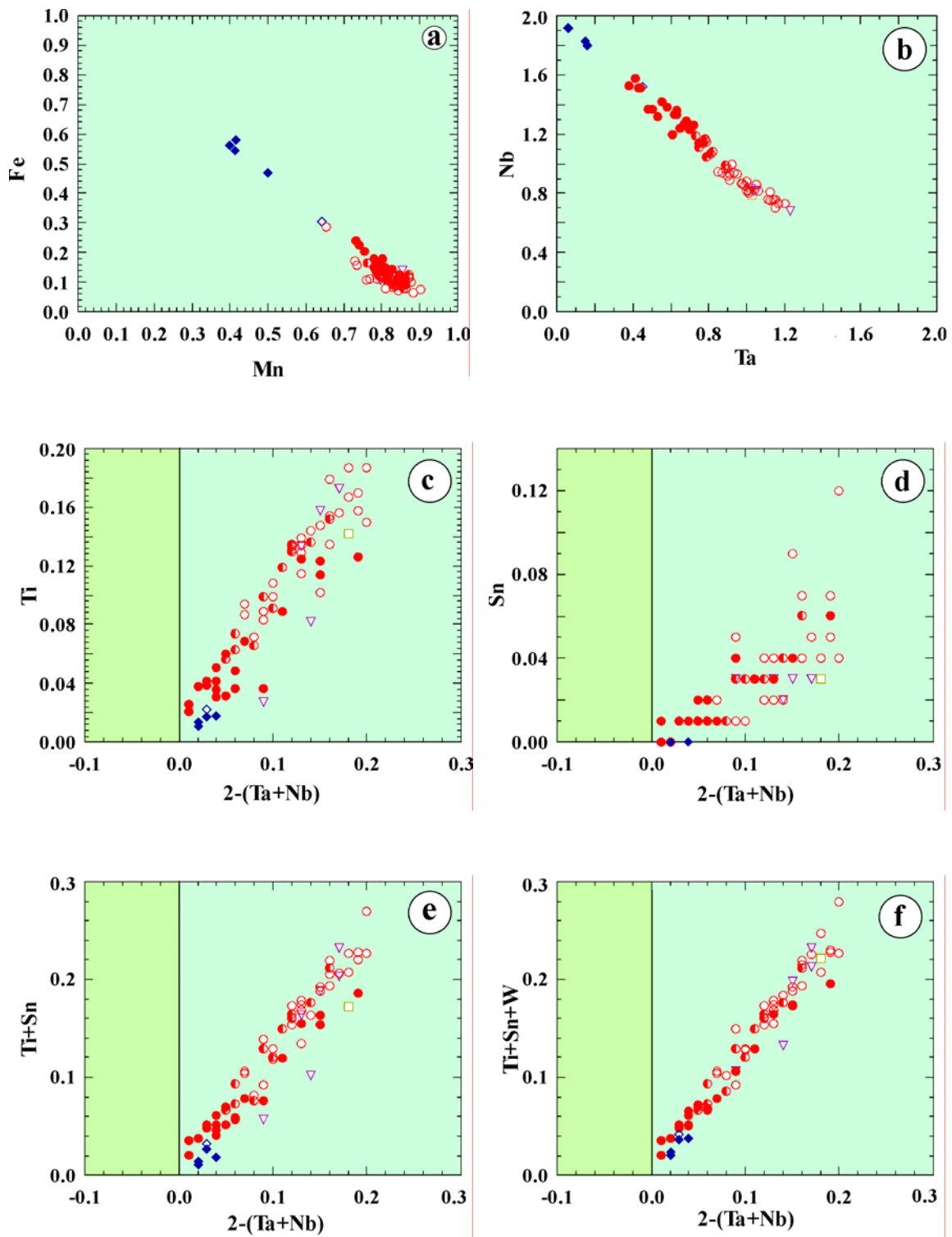


Figure II-3. 3 : Diagrammes binaires de substitution entre principaux éléments (en atomes par unité de formule) dans les columbo-tantalites du massif d'Ebelekane (D'après Belkamsi, 1993)

3. 3. Les wodginites

Les wodginites sont exclusives aux faciès de la coupole. Elles présentent le même aspect dans le granite à albite, zinnwaldite et topaze (granite AZT) que dans l'aplite pegmatite du toit (A-P), ne différant que par la taille et la fréquence.

3. 3. 1. ASPECTS MORPHOLOGIQUES.

Les wodginites forment presque toujours des cristaux sub-automorphes à automorphes, tabulaires ou en prismes bipyramidaux aplatis, développés autour d'un cœur de columbo-tantalite fortement corrodé (Planche II-3. 2).

Le zonage caractéristique des wodginites est de type "*oscillatory growth-zoning*", aux limites parfaitement planes et parallèles aux plans de croissance cristallographiques, dû à des oscillations périodiques de composition du cœur vers la bordure du cristal (Planche II-3. 3). Il implique essentiellement les éléments Nb→Ta et Ti→Sn.

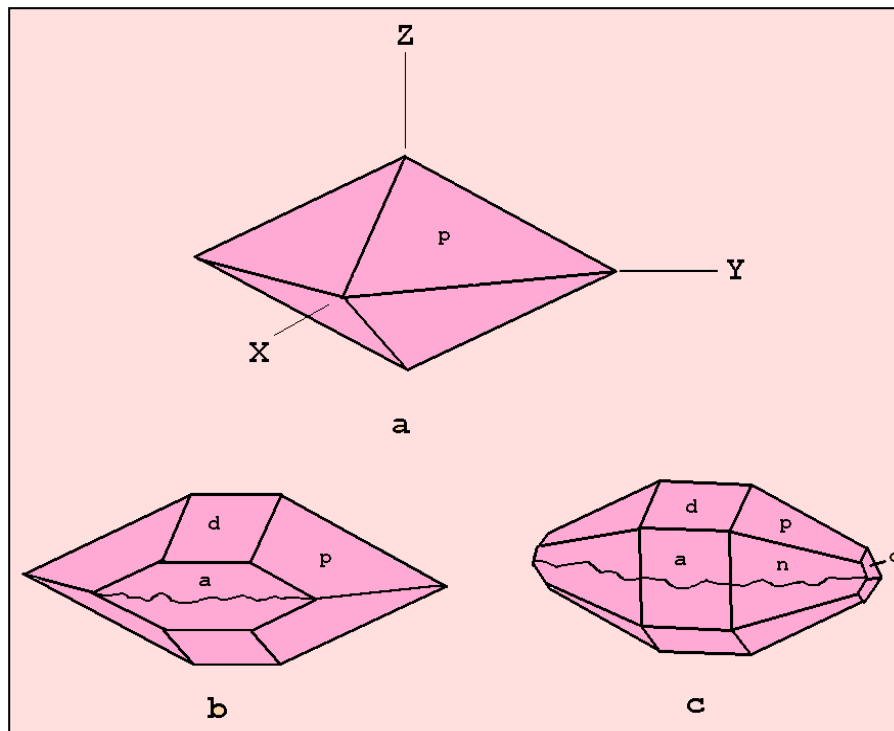


Figure II-3. 4 : Types morphologiques (a, b, c) des wodginites.

(Modifié de : Ercit *et al*, 1992 c).

Les faces sont indexées en : a [100], d [101], n [310], p [111], q [131]

La présence fréquente de macles et les formes cristallines typiques (Figure II-3. 4), semblables à celles décrites dans la littérature (Ercit *et al*, 1992c), les distinguent des columbo-tantalites et des ixiolites.

En l'absence d'analyses de diffraction aux rayons X, ces éléments demeurent des critères fiables de reconnaissance.

3. 3. 2. CRISTALLOCHIMIE DES WODGINITES.

Pour rappel, la wodginite, de même composition chimique que l'ixiolite, diffère par son système de cristallisation monoclinique et sa structure cristalline. Sa formule est de type : $A_4 B_4 C_8 O_{32}$ ordonnée en trois sites A, B et C.

3. 3. 2. 1. Structure des wodginites

En raison de sa configuration en trois sites cationiques, la structure de la wodginite, qui résulte d'une sub-structure d'ixiolite, correspond à un réseau ordonné dans les trois dimensions (Ercit *et al*, 1992 b).

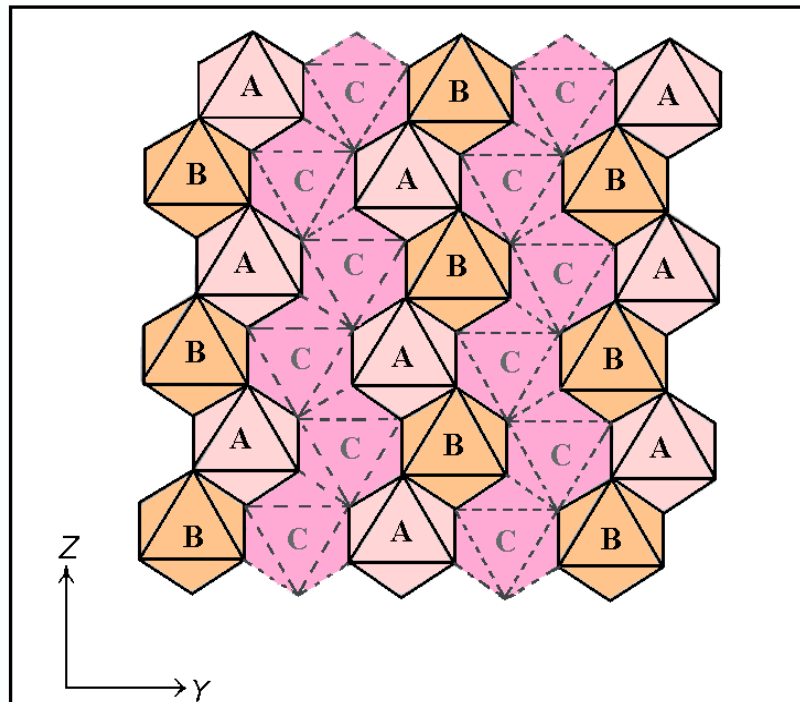


Figure II- 3. 5 : Structure idéale de la wodginite, projetée suivant X (D'après Ercit *et al*, 1992 b)

Elle est formée de couches successives, composées pour les unes d'une chaîne en zigzags d'octaèdres A et B alternés et reliés par une arête commune, pour les autres d'une chaîne d'octaèdres C uniques disposés en quinconce (Figure.II-3. 5).

3. 3. 2. 2. Formule structurale

La formule structurale des wodginites d'Ebelekane a été calculée sur la base de 32 oxygènes, suivant les recommandations d'Ercit (Ercit *et al*, 1992 c) et réalisée à l'aide du programme *Excel*, gracieusement transmis par M. Tindle (Tindle *et al*, 1998).

Le calcul tient compte des contraintes dues principalement à trois inconnues :

- Le degré d'oxydation du fer, et donc, la valeur du rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} .
- La teneur en lithium, élément souvent non dosé par l'analyse à la microsonde.
- Le niveau d'organisation de la structure atomique.

L'estimation de la concentration de Fe^{3+} utilise une méthode indirecte (Droop, 1987), fondée sur deux critères :

- La charge totale des cations, dont le nombre doit correspondre au double du nombre d'oxygènes par unité de formule.
- La somme des cations contenus dans chaque site.

Le nombre d'ions de Fe^{3+} (F) est obtenu par la fonction :

$$F = 2X (1-T/S)$$

X = nombre d'atomes d'oxygène ($X = 32$)

T = nombre idéal des cations par unité de formule ($T = 32 * 2 = 64$)

S = total des cations, obtenu en assignant tout le fer à Fe^{2+} ($Fe_{tot} = Fe^{2+}$)

La détermination du rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} et de Li se fait par déduction, sachant que dans les formes les plus ordonnées :

- Le site C ne comporte que Ta, Nb, auquel est adjoint W, pour des raisons de taille de cations et de charge. Il concentre la totalité de Nb et de W et est comblé par Ta (Ta_C).
- Le site B comporte Sn et Ti ainsi que Ta en excès dans le site C (Ta_B) et Fe^{3+} .
- Le site A comporte Mn^{2+} et Fe^{2+} . L'espace restant est alloué à Li^+ .

Le calcul de la formule ordonnée est alors possible si les trois conditions suivantes sont respectées :

- Somme : \sum (site B + site A) égale à 12.
- Fer ferreux (Fe^{2+}) alloué en totalité au site A et fer ferrique (Fe^{3+}) au site B.
- Compensation de l'excès de charge positive dû à l'introduction de Ta dans le site B (Ta_B) par l'introduction de Fe^{3+} dans ce même site et de Li dans le site A.

Le lithium peut ainsi être déduit par la différence obtenue, considérant que le nombre de charges positives par unité cellulaire doit être égal à 64.

3. 3. 2. 3. Chimie des sites.

La formule calculée admet pour :

- \sum Site A = $\text{Mn}_A^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Li}^+ (\pm \text{Sn}^{2+}, \text{Ca}) = 4$
- \sum Site B = $\text{Sn}^{4+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ta}_B (\pm \text{Sc}, \text{Zr}) = 4$
- \sum Site C = $\text{Nb} + \text{Ta}_C (\pm \text{W}) = 8$

La variation de composition chimique est dominée (Figure II-3. 6) :

- Dans le site A, par $[\text{Mn}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Li}^+]$. Les compositions se concentrent près du pôle Mn et sont alignées le long du côté Mn—Fe du triangle. La variation dans le site A résulte principalement d'une substitution $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mn}$, la participation de Li étant infime.
- Dans le site B, par $[\text{Sn}^{4+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Ta}_B^{5+}]$. Il montre une large prédominance de Sn, excepté les wodginites de l'aplite qui se distinguent par un enrichissement plus marqué en titane.
- Dans le site C, uniquement par $[\text{Ta} + \text{Nb}]$, W étant quasi-insignifiant.

Des teneurs élevées en Mn peuvent conduire à un sur-remplissage du site A, coïncidant généralement avec l'apparition de lacunes importantes dans le site B (Figure II-3. 7). Pour pallier et limiter le déficit, le Mn en excès dans le site A sera introduit dans le site B (Mn_B) et, dans le cas particulier des titanowodginites, tout le fer converti en Fe^{3+} (Tindle *et al*, 1998).

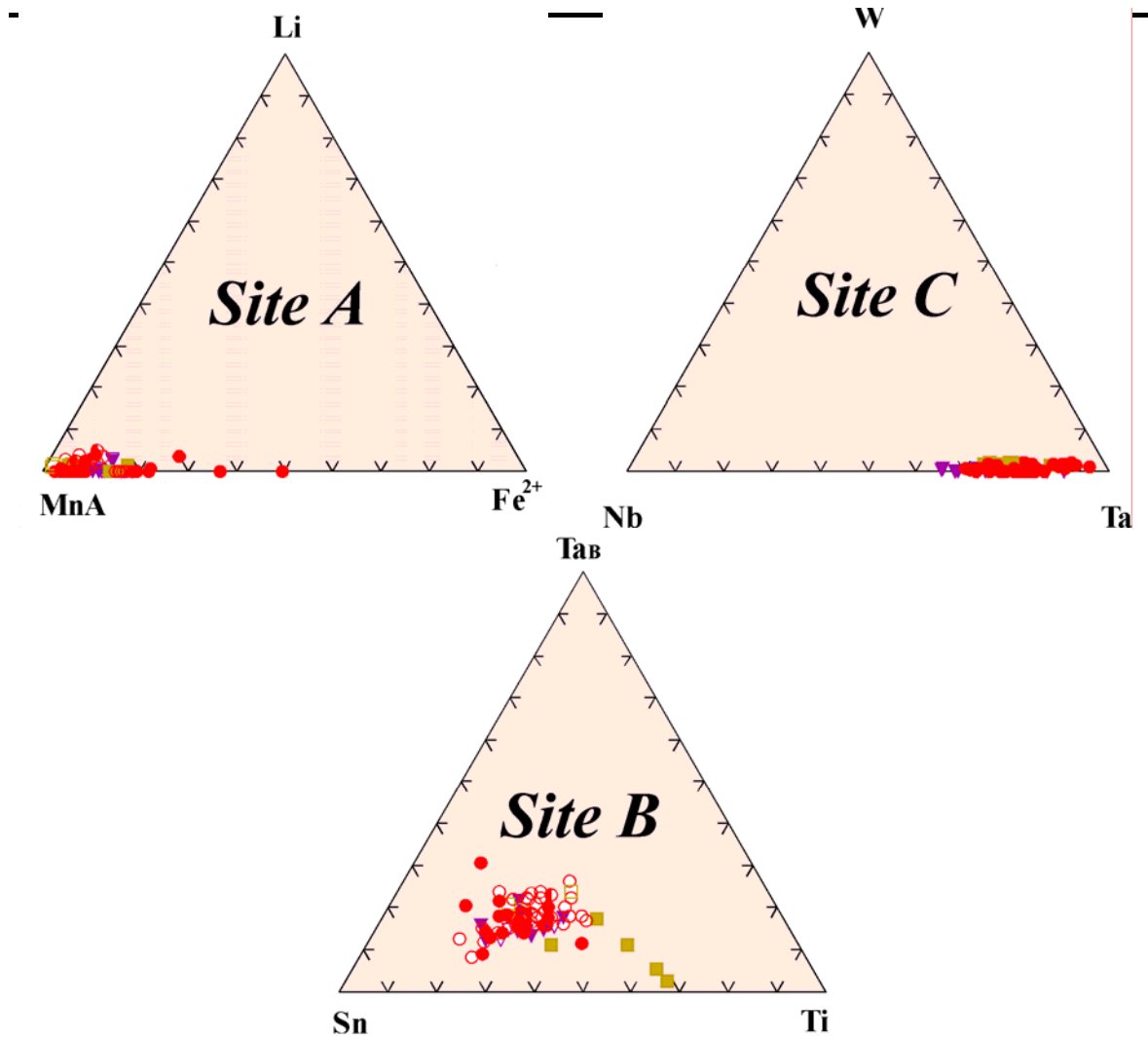


Figure II-3. 6 : Chimie des sites. (D'après Ercit *et al*, 1992 c)

$$\Sigma_{\text{site A}} = \text{Li} + \text{Mn}_A + \text{Fe}^{2+} \quad \Sigma_{\text{site C}} = \text{Ta}_C + \text{Nb} + \text{W}$$

$$\Sigma_{\text{site B}} = \text{Ta}_B + \text{Sn} + \text{Ti}$$

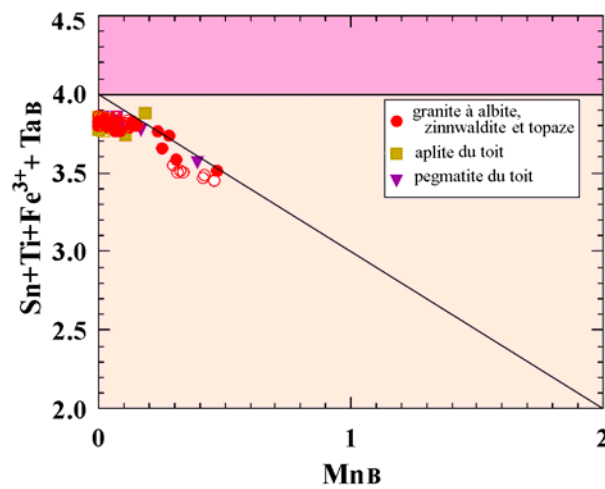


Figure II-3. 7 : Relations entre cations dans le site B.

(D'après Tindle *et al*, 1998)

3.3.3. DOMAINE DE COMPOSITION.

Dans le diagramme de classification [Mn_A /Total site-A — Ti/Total site-B], plus adapté (Tindle & Breaks, 1998), les compositions (Figure II-3. 8) correspondent principalement à des wodginites *sensu stricto*.

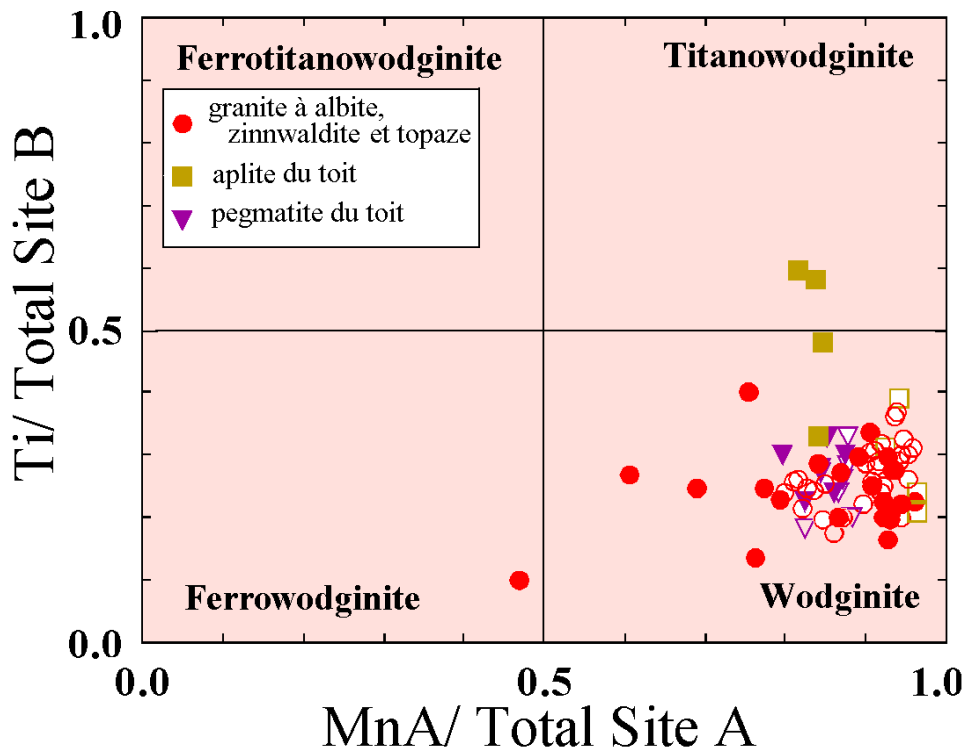


Figure II-3. 8 : Domaine de composition des wodginites d'Ebelekane.
(D'après Tindle & Breaks, 1998).
(Figurés pleins : cœur ; figurés vides : bordure)

Cependant, malgré une certaine homogénéité, les principales données d'analyses à la microsonde (Tableau II-3. 4) indiquent des variations sensibles de composition chimique, observées à deux échelles différentes :

- A l'échelle du cristal, l'évolution est zonaire et caractérisée par des oscillations périodiques du cœur vers la bordure.
- A l'échelle du faciès, la wodginite s'enrichit en titane et tend vers une titanowodginite dans l'aplite du toit.

Tableau II-3. 4 : Compositions chimiques représentatives des wodginites de la coupole granitique d'Ebelekane.

An.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ech.	1193	T40-1	C3-1	1206*	294**	1193	T40-1	C3-1	1206*	294**
N°	4-3	1-6	13-5	10/1-4	12-3	5-1	1-10	12/1-5	1/1-2	3-4
	cœur					bordure				
FeO	6,37	2,31	1,70	2,48	2,34	1,62	1,89	1,44	1,93	1,26
MnO	7,97	10,06	11,09	10,78	9,97	10,81	10,03	10,49	9,60	11,16
TiO2	3,75	2,97	3,66	4,19	8,13	3,88	3,02	3,75	4,02	3,05
Nb2O5	11,38	10,76	12,55	16,48	11,76	3,25	4,10	7,26	4,12	8,81
Ta2O5	59,18	58,88	56,55	52,05	57,13	69,89	67,62	64,48	65,79	61,08
SnO2	10,12	12,40	12,19	11,55	7,90	8,25	9,97	10,35	10,03	10,98
WO3	1,34	1,10	0,65	0,53	1,48	1,52	1,30	0,00	0,00	1,61
UO2	0,05	0,00	0,24	0,00	0,00	0,34	0,00	0,01	0,08	0,04
Sc2O3	0,34	0,26	0,25	0,35	0,36	0,28	0,32	0,19	0,26	0,35
Total	100,49	98,74	98,88	98,41	99,08	99,84	98,24	97,97	95,83	98,34
Oxydes recalculés										
Li2O	0,00	0,11	0,04	0,01	0,06	0,11	0,13	0,11	0,06	0,07
FeO	4,30	1,08	0,56	1,30	1,99	0,00	0,47	0,34	1,04	0,00
MnO	7,97	10,06	11,09	10,78	9,97	10,81	10,03	10,49	9,60	11,16
Fe2O3	2,27	1,35	1,25	1,31	0,38	1,79	1,56	1,22	0,98	1,39
TiO2	3,75	2,97	3,66	4,19	8,13	3,88	3,02	3,75	4,02	3,05
Nb2O5	11,38	10,76	12,55	16,48	11,76	3,25	4,10	7,26	4,12	8,81
Ta2O5	59,18	58,88	56,55	52,05	57,13	69,89	67,62	64,48	65,79	61,08
SnO2	10,12	12,40	12,19	11,55	7,90	8,25	9,97	10,35	10,03	10,98
WO3	1,34	1,10	0,65	0,53	1,48	1,52	1,30	0,00	0,00	1,61
UO2	0,05	0,00	0,24	0,00	0,00	0,34	0,00	0,01	0,08	0,04
Sc2O3	0,34	0,26	0,25	0,35	0,36	0,28	0,32	0,19	0,26	0,35
Total	100,69	98,97	99,03	98,54	99,17	100,11	98,51	98,19	95,98	98,54
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes										
Li	0,000	0,174	0,062	0,017	0,096	0,178	0,229	0,188	0,107	0,109
Fe2+	1,421	0,370	0,189	0,424	0,645	0,000	0,168	0,117	0,379	0,000
MnA	2,579	3,457	3,749	3,559	3,259	3,822	3,603	3,694	3,514	3,891
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,078	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,677	0,415	0,378	0,384	0,110	0,565	0,503	0,383	0,319	0,434
Ti	1,112	0,904	1,099	1,228	2,359	1,217	0,964	1,173	1,308	0,946
TaB	0,622	0,675	0,582	0,593	0,316	0,843	0,847	0,727	0,644	0,780
Sn	1,589	2,006	1,941	1,795	1,215	1,372	1,686	1,717	1,729	1,802
Site B	4,078	4	4	4	4	3,997	4	4	4	3,961
U	0,004	0,000	0,021	0,000	0,000	0,031	0,000	0,001	0,008	0,004
Sc	0,117	0,091	0,088	0,119	0,122	0,103	0,116	0,068	0,097	0,125
W	0,137	0,115	0,067	0,054	0,148	0,164	0,143	0,000	0,000	0,172
Nb	2,026	1,974	2,266	2,904	2,052	0,614	0,786	1,365	0,805	1,639
TaC	5,717	5,820	5,559	4,924	5,678	7,087	6,955	6,566	7,090	6,060
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	0,645	0,864	0,937	0,890	0,815	0,956	0,901	0,924	0,879	0,973
Ti/SiteB	0,273	0,226	0,275	0,307	0,590	0,305	0,241	0,293	0,327	0,239
*Pegmatite ** Aplite										

L'évolution vers la titanowodginite, de surcroît dans le faciès le plus évolué, est incompatible avec un modèle de fractionnement normal qui tendrait vers une augmentation du rapport Sn/Ti avec l'enrichissement en tantale.

L'origine du titane serait à rechercher dans :

- Une interaction de fluides aqueux avec des roches encaissantes enrichies en Fe et Ti, à l'exemple de granodiorites et diorites (Tindle *et al*, 1998).
- Un héritage d'un granite parental moins évolué ayant pour minéraux accessoires, ilménite ou rutilite (Uher *et al*, 1998).
- Une contamination ou assimilation de xénolithes de roches mafiques.

3.3.4. MECANISMES PRINCIPAUX DE SUBSTITUTION.

L'existence de corrélations négatives, déduite des divers diagrammes de relation entre cations (Figure II-3. 9) suggère la mise en jeu effective des principaux mécanismes suivants :

- **Dans le site-A**, le mécanisme dominant implique une substitution de Mn pour Fe confirmant la prédominance du fer sous sa forme ferreuse. L'anticorrélation est améliorée en considérant la part de Mn contenue dans ce site :



- **Dans le site-C**, l'unique mécanisme est la substitution de Ta pour Nb :



- **Dans le site-B**, un trend approximativement linéaire peut être observé par l'anticorrélation Sn↔Ti. (Figure II-3. 10 a)

Cependant, son éloignement de la droite idéale d'isomorphisme suggère une participation d'autres constituants.

Les diagrammes de relation entre éléments pentavalents (Nb et Ta)⁵⁺ et tétravalents (Sn+Ti)⁴⁺ indiquent que contrairement à Nb, seul Ta est impliqué :



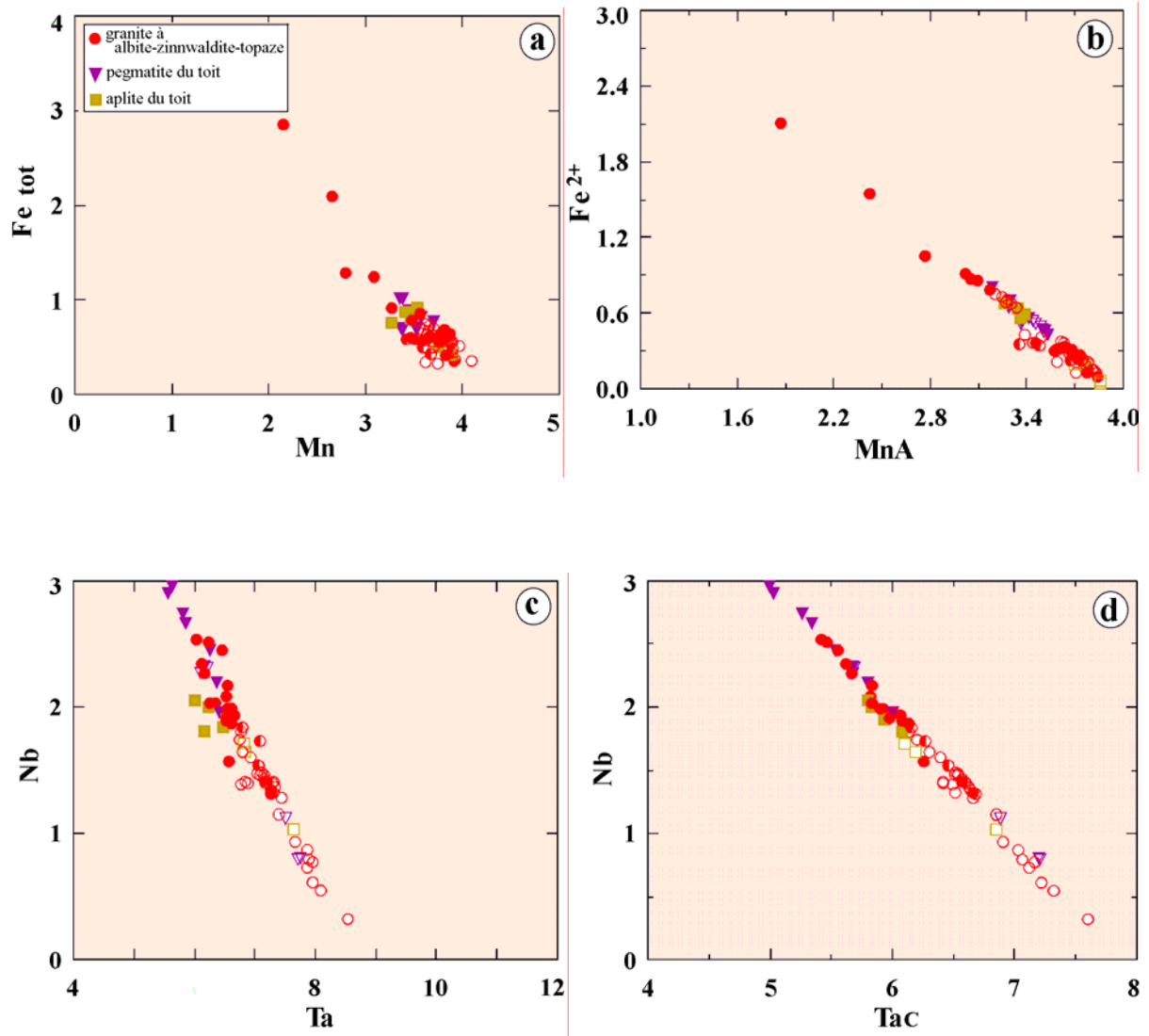


Figure II-3. 9 : Diagrammes de variation des éléments cationiques dans les wadginites d'Ebelekane.
a et b : Site A ; c et d : Site C

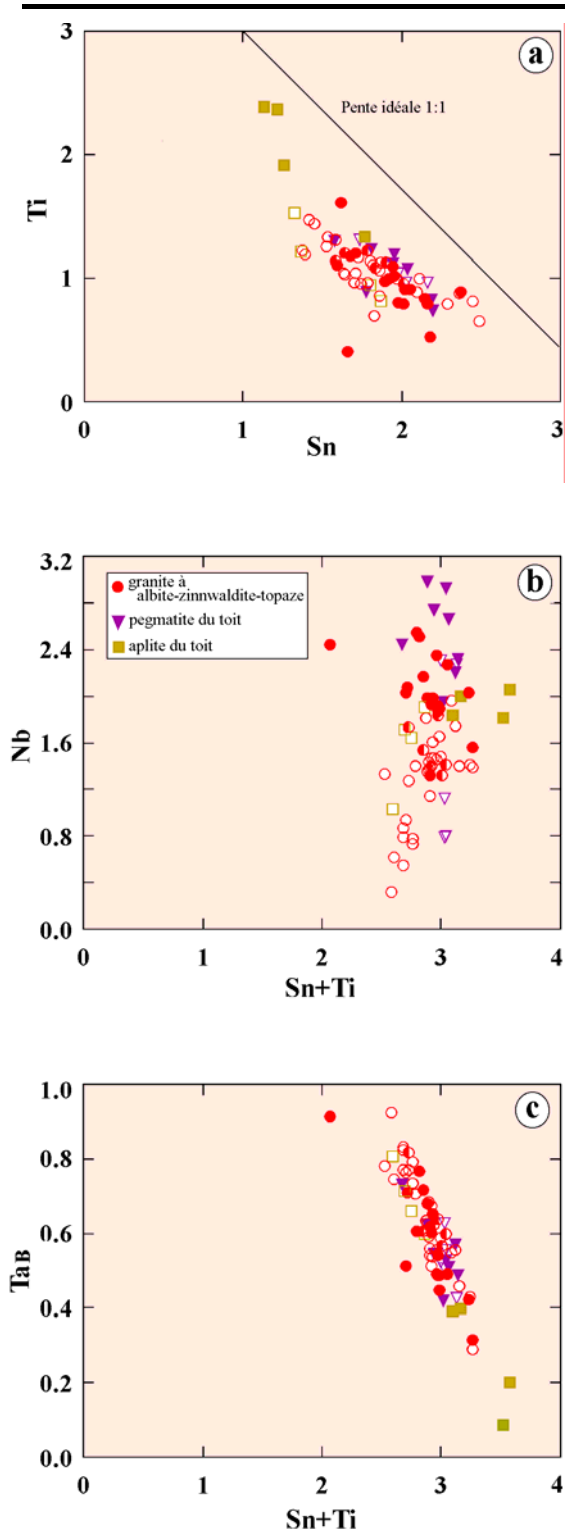


Figure II-3.10 : Diagrammes de variation cationique dans les wadginites d'Ebelekane. -Site B- (D'après Ercit *et al*, 1992 c)

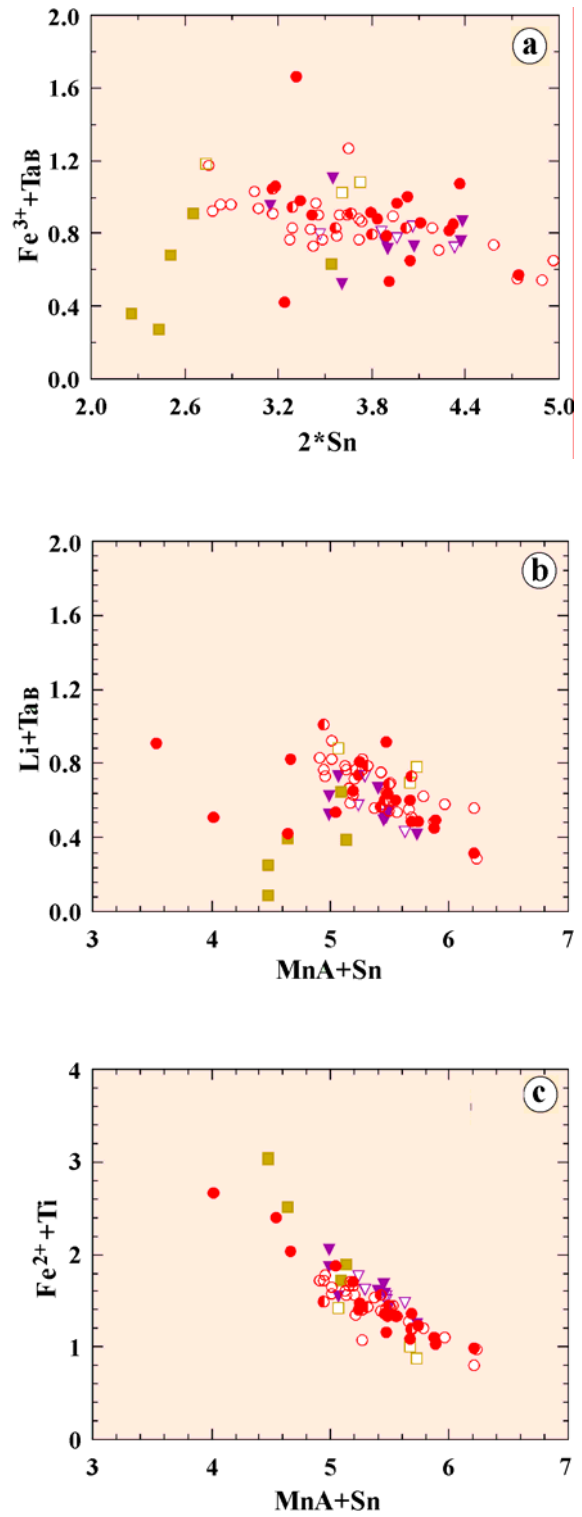
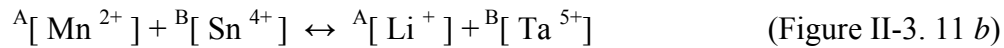


Figure II-3. 11 : Mécanismes de substitution dans les wadginites d'Ebelekane. (D'après Tindle *et al*, 1998)

L'excès de charge positive induite par l'introduction de Ta (Ta_B) est compensé d'une part, par l'incorporation de Fe³⁺, dans ce même site, et d'autre part, de Li⁺ dans le site A, selon les substitutions couplées :



Ces lois de substitution ne sont cependant pas applicables aux titanowodginites de l'aplite.

Par ailleurs, la présence d'un autre mécanisme se vérifie par l'anti-corrélation obtenue $^A [\text{Fe}^{2+}] +^B [\text{Ti}^{4+}] \leftrightarrow^A [\text{Mn}^{2+}] +^B [\text{Sn}^{4+}]$ (Figure II-3. 11 c)

Les lois de substitution communes aux wodginites de la littérature (Ercit *et al*, 1992c ; Tindle *et al*, 1998) peuvent s'appliquer aux wodginites d'Ebelekane. Elles se vérifient au travers d'une sélection d'exemples, parmi les plus proches du pôle idéal (Tableaux II-3. 5 et II-3. 6).

Tableau II-3. 5 : Exemples de substitutions dans les wodginites d'Ebelekane. (D'après Tindle *et al*, 1998)

Opérateurs	Pôle	Formule idéale	Analyse
Wodginite			1
		(Fe ²⁺ _{0.12} Mn _{3.88} Li _{0.00}) (Fe ³⁺ _{0.42} Ti _{0.89} Sn _{2.09} Ta _{0.59}) (Nb _{1.65} Ta _{6.19} W _{0.05}) O ₃₂	
$^A [\text{Mn}^{2+}] \leftrightarrow^A [\text{Fe}^{2+}]$	Ferrowodginite	Fe²⁺₄ Sn₄ Ta₈ O₃₂	2
		(Fe ²⁺ _{0.94} Mn _{2.78} Li _{0.28}) (Fe ³⁺ _{0.39} Ti _{0.98} Sn _{1.89} Ta _{0.78}) (Nb _{1.98} Ta _{5.81} W _{0.09}) O ₃₂	
$^B [\text{Sn}^{4+}] \leftrightarrow^B [\text{Ti}^{4+}]$	Titanowodginite	Mn₄ Ti₄ Ta₈ O₃₂	3
		(Fe ²⁺ _{0.08} Mn _{3.75} Li _{0.17}) (Fe ³⁺ _{0.42} Ti _{1.53} Sn _{1.32} Ta _{0.73}) (Nb _{1.90} Ta _{5.78} W _{0.16}) O ₃₂	
$^C [\text{Ta}^{5+}] \leftrightarrow^C [\text{Nb}^{5+}]$	-	Mn₄ Sn₄ Nb₈ O₃₂	4
		(Fe ²⁺ _{0.18} Mn _{3.77} Li _{0.05}) (Fe ³⁺ _{0.46} Ti _{0.81} Sn _{1.98} Ta _{0.76}) (Nb _{2.54} Ta _{5.26} W _{0.04}) O ₃₂	
$2^B [\text{Sn}^{4+}] \leftrightarrow^B [\text{Fe}^{3+}] +^B [\text{Ta}^{5+}]$	-	Mn₄ Fe³⁺₂ Ta₂ Ta₈ O₃₂	5
		(Fe ²⁺ _{0.00} Mn _{3.90} Li _{0.09}) (Fe ³⁺ _{0.38} Ti _{1.19} Sn _{1.38} Ta _{0.97}) (Nb _{0.32} Ta _{7.49} W _{0.07}) O ₃₂	
$^A [\text{Mn}^{2+}] +^B [\text{Sn}^{4+}] \leftrightarrow^A [\text{Li}^{+}] +^B [\text{Ta}^{5+}]$	Lithiowodginite	Li₄ Ta₄ Ta₈ O₃₂	6
		(Fe ²⁺ _{0.23} Mn _{3.42} Li _{0.35}) (Fe ³⁺ _{0.36} Ti _{1.14} Sn _{1.60} Ta _{0.93}) (Nb _{1.73} Ta _{6.15} W _{0.00}) O ₃₂	
$^A [\text{Fe}^{2+}] +^B [\text{Ti}^{4+}] \leftrightarrow^A [\text{Mn}^{2+}] +^B [\text{Sn}^{4+}]$	Ferrotitanowodginite	Fe²⁺₄ Ti₄ Ta₈ O₃₂	7
		(Fe ²⁺ _{0.65} Mn _{3.26} Li _{0.10}) (Fe ³⁺ _{0.11} Ti _{2.36} Sn _{1.22} Ta _{0.32}) (Nb _{2.05} Ta _{5.68} W _{0.15}) O ₃₂	

Tableau II-3. 6 : Compositions des wogginites illustrant les principaux mécanismes de substitution

Analyse	1	2	3	4	5	6	7
Ech	C3-1	1193	294	C3-1	1193	C3-1	294
N°	13-6	3-4	2-1	11/1-31	3-1	11/1-34	12-3
Données de la microsonde électronique							
FeO	1,58	3,75	1,49	1,92	1,04	1,64	2,34
MnO	10,96	7,98	11,05	11,16	10,58	9,46	9,97
TiO ₂	2,85	3,17	5,06	2,71	3,62	3,54	8,13
Nb ₂ O ₅	8,73	10,64	10,47	14,09	1,62	8,97	11,76
Ta ₂ O ₅	59,69	58,86	59,74	55,50	71,49	60,92	57,13
SnO ₂	12,56	11,53	8,28	12,43	7,95	9,29	7,90
WO ₃	0,50	0,88	1,56	0,38	0,68	0,00	1,48
UO ₂	0,00	0,17	0,44	0,38	0,01	0,43	0,00
Sc ₂ O ₃	0,30	0,29	0,35	0,36	0,29	0,22	0,36
Total	97,15	97,25	98,43	98,93	97,28	94,47	99,08
Oxydes recalculés							
Li ₂ O	0,00	0,17	0,10	0,03	0,06	0,20	0,06
FeO	0,35	2,72	0,24	0,55	0,00	0,64	1,99
MnO	10,96	7,98	11,05	11,16	10,58	9,46	9,97
Fe ₂ O ₃	1,36	1,11	1,38	1,51	1,15	1,09	0,38
TiO ₂	2,85	3,17	5,06	2,71	3,62	3,54	8,13
Nb ₂ O ₅	8,73	10,64	10,47	14,09	1,62	8,97	11,76
Ta ₂ O ₅	59,69	58,86	59,74	55,50	71,49	60,92	57,13
SnO ₂	12,56	11,53	8,28	12,43	7,95	9,29	7,90
WO ₃	0,50	0,88	1,56	0,38	0,68	0,00	1,48
UO ₂	0,00	0,17	0,44	0,38	0,01	0,43	0,00
Sc ₂ O ₃	0,30	0,29	0,35	0,36	0,29	0,22	0,36
Total	97,28	97,50	98,66	99,10	97,45	94,77	99,17
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes							
Li	0,000	0,277	0,170	0,045	0,099	0,346	0,096
Fe ²⁺	0,124	0,943	0,080	0,184	0,000	0,232	0,645
MnA	3,876	2,780	3,750	3,770	3,901	3,422	3,259
Site A	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,427	0,348	0,419	0,456	0,379	0,354	0,110
Ti	0,894	0,980	1,526	0,812	1,185	1,138	2,359
TaB	0,587	0,781	0,732	0,755	0,970	0,927	0,316
Sn	2,091	1,892	1,323	1,977	1,380	1,582	1,215
Site B	4,001	4	4	4	3,913	4	4
U	0,000	0,015	0,040	0,034	0,001	0,041	0,000
Sc	0,107	0,104	0,122	0,124	0,110	0,081	0,122
W	0,054	0,094	0,162	0,039	0,077	0,000	0,148
Nb	1,647	1,979	1,898	2,539	0,319	1,732	2,052
TaC	6,192	5,807	5,780	5,264	7,494	6,147	5,678
Site C	8	8	8	8	8	8	8

3 4. Les oxydes à niobium -tantale

Les oxydes à Nb-Ta, dont les analyses à la microsonde les plus représentatives sont groupées dans le tableau (Tableau II-3. 7), se composent essentiellement de cassitérite et de rutile.

Tableau II-3. 7 : Compositions représentatives des cassitérites et rutilés du massif d'Ebelekane.

Ech.	Cassitérite						Rutile
	C3-1*	C3-1*	1206**	1206**	235-11"	235-11"	235-11"
N°	1/1-1	13/2-3	2/1-2	2/1-1	3	3-1	1
Nb ₂ O ₅	0.08	0.21	0.19	0.3	4.57	0.23	8.05
Ta ₂ O ₅	1.2	4.06	5.29	2.17	1.83	5.41	6.66
SnO ₂	97.26	92.98	90.55	95.89	88.11	92.30	0.24
WO ₃	0	0.1	0.06	0	0.00	0.00	0.56
TiO ₂	0.01	0.25	0.57	0.54	0.18	0.15	78.86
FeO	0.36	0.9	0.95	0.43	3.44	1.19	4.28
MnO	0	0.2	0.23	0.15	0.21	0.01	0.06
CaO	0.57	0.37	0.45	0.39	0.40	0.41	0.93
Sc ₂ O ₃	0	0	0.06	0	0.00	0.00	0.06
UO ₂	0.04	0	0.25	0	0.00	0.00	0.02
Total	99.52	99.07	98.60	99.87	98.75	99.68	99.70
Formules structurales calculées sur la base de 2 atomes d'oxygène							
Nb	0	0	0	0	0.05	0	0.05
Ta	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01	0.04	0.03
Sn	0.98	0.94	0.92	0.96	0.87	0.93	0
W	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0.005	0.011	0.01	0.003	0.003	0.862
Fe ₂	0.008	0.019	0.02	0.009	0.072	0.025	0.052
Mn	0	0.004	0.005	0.003	0.004	0	0.001
Ca	0.015	0.01	0.012	0.01	0.011	0.011	0.014
Sc	0	0	0	0	0	0	0
U	0	0	0	0	0	0	0
Cations	1.013	1.008	1.008	1.002	1.020	1.009	1.009
* Granite AZT ** Pegmatite-aplite " Aplite filonienne							

3. 4. 1. LA CASSITERITE

La cassitérite comprend trois types qui diffèrent par leur forme, couleur et composition. Elle se présente :

-
- En rares sections carrées ou octogonales de petite taille (30-50 μ), de couleur brun-rougeâtre, disséminées dans le granite à albite-zinnwaldite-topaze, et de composition variant entre un pôle "pur" (SnO_2 : 97.26 %; Ta_2O_5 : 1.2 %) et un terme plus enrichi en Ta (SnO_2 = 92.98 % ; Ta_2O_5 = 4.06 %).
 - En surcroissance de couleur plus claire, brun orangé formant la bordure des cristaux de wodginite. Cette forme, exclusive de l'aplite pegmatite du toit, représente le stade ultime de cristallisation des oxydes niobo-tantalifères. Sa composition varie de la zone interne vers la zone externe, s'appauvrissant progressivement en Ta.
 - En cristaux aciculaires semblant tapisser des cavités (miaroles ?) dans l'aplite filonienne, difficilement observables en raison de la texture très fine de la roche. L'analyse révèle l'existence de deux espèces de composition différente : l'une est plus enrichie en Nb et Fe (Nb = 4.57% ; Fe = 3.44%), l'autre en Ta (Ta = 5.41%).

La cassitérite est un minéral accessoire caractéristique des granites à topaze, suggérant la présence de complexes fluorés à étain. Son mode d'occurrence et sa composition chimique (Ta et Nb élevés) indiquent une origine primaire, tardi-magmatique.

La co-existence de fluides aqueux de faible salinité, appauvris en HCl mais enrichis en fluor (HF), ainsi que des conditions relativement réductrices favorisent, à un stade précoce, le partage de l'étain dans le magma résiduel sous sa forme réduite de Sn^{2+} (Lehmann, 1990 ; Lehmann, 1991).

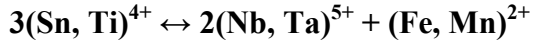
Dans les stades les plus tardifs de l'évolution magmatique, l'étain précipite sous forme de Sn^{4+} dans la cassitérite sous l'effet de l'augmentation de la fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$), la baisse de température et la diminution du rapport Na/K (Haapala, 1997 ; Linnen, 1998a, b ; Linnen & William-Jones, 1993 ; Linnen *et al*, 1996).

3. 4. 2. LE RUTILE

De taille microscopique (<50 μ) et de forme aciculaire, le rutile n'a pu être identifié qu'à la microsonde électronique et dans la seule aplice filonienne. Il se caractérise par sa richesse relative, à la fois en Nb et Ta (Tableau II- 3. 7).

3. 5. Relation entre oxydes à Nb-Ta et niobo-tantalates

Dans le diagramme $(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} - (\text{W}, \text{Sn}, \text{Ti})^{4+} - (\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}$, les compositions globales se projettent exactement sur le trend défini par la substitution idéale :



Avec $(\text{Nb}+\text{Ta})$ et $(\text{Fe}+\text{Mn})$ variant principalement dans un rapport de **2 : 1** (Figure II-3. 12). Cette relation, courante dans les cassitérites tantalifères des granites et pegmatites à métaux rares, est due à l'incorporation d'un composant de tapiolite $[(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6]$.

Cependant une légère déviation des compositions semble s'observer dans quelques individus, suggérant un rôle important de Fe^{3+} s'incorporant sous la forme d'un composé de type rutile $[\text{Fe}^{3+}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4]$, selon la substitution (Černý et Ercit, 1985 ; Černý et Ercit, 1989) :

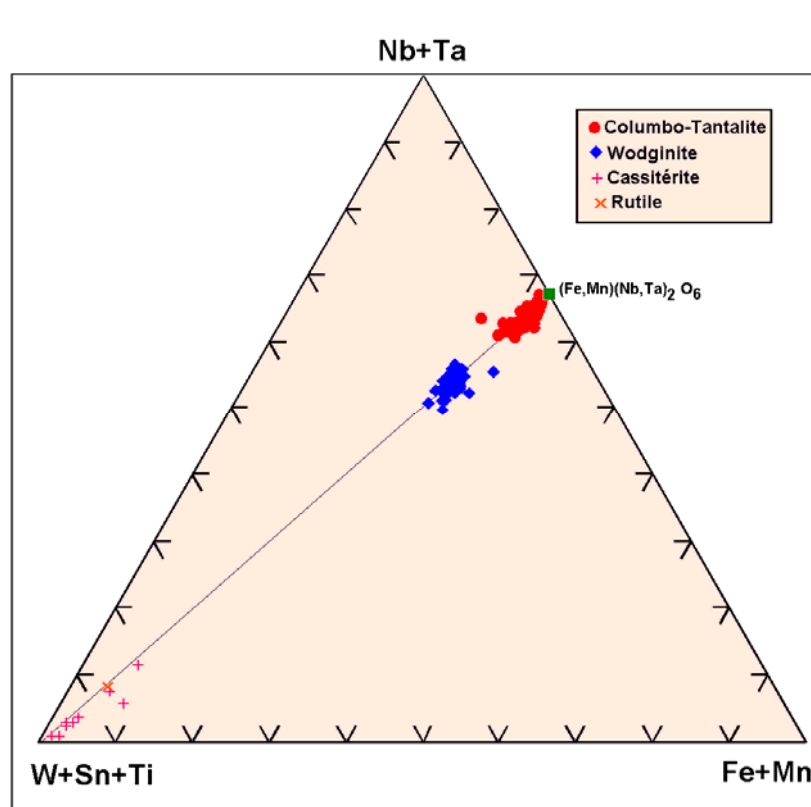
$$2\text{Sn}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + \text{Ta}^{5+}.$$


Figure II-3. 12 : Compositions globales des oxydes à Nb-Ta et des niobo-tantalates d'Ebelekane dans le diagramme $[(\text{W}, \text{Ti}, \text{Sn}) - (\text{Nb}, \text{Ta}) - (\text{Fe}, \text{Mn})]$. (D'après Černý & Ercit, 1985 ; Černý & Ercit, 1989)

4. EVOLUTION DES COMPOSITIONS A L'ECHELLE D'UN CRISTAL ZONE.

Parce qu'ils enregistrent fidèlement les étapes successives de cristallisation du magma, les niobo-tantalates peuvent se révéler de bons marqueurs d'évolution.

La préservation du zonage dans les niobo-tantalates témoigne d'une altération post-magmatique négligeable. Les variations de composition reflèteraient ainsi les changements de conditions physico-chimiques (P, T°, $f(O_2)$, pH...) du milieu de formation.

Ces phénomènes peuvent être appréhendés par une approche indirecte des interactions entre magma et fluide en équilibre, à l'aide d'un profil quantitatif réalisé au travers d'un cristal zoné du granite de la coupole.

4. 1. Stades principaux de cristallisation

L'exemple étudié montre un développement en deux phases minérales principales, séparées par une importante discontinuité : columbo-tantalite précoce au cœur ; wodginite formant le cortex.

Les profils de microsonde illustrent les variations des teneurs (Tableau II-3. 8) ainsi que le comportement des éléments au cours de la cristallisation.

Les zones principales représentent trois stades successifs de croissance (Figures II-3. 13 et 14) soulignés, à la fois par une surface de corrosion et un changement d'allure du profil.

4. 2. 1. STADE PREMIER

Le premier stade (stade I) est mémorisé au cœur du cristal. Il représente un stade précoce de cristallisation du liquide faiblement enrichi en tantale. Le minéral automorphe en prisme bi-pyramidal, est composé de manganocolumbite.

Il est constitué de deux zones :

- Une zone centrale, caractérisée par les teneurs en tantale les plus faibles et par un zonage inverse ($0.41 > X_{Ta} > 0.32$; $0.88 > X_{Mn} > 0.85$, prélude à une cristallisation en condition de non-équilibre avec le fluide coexistant, suite à une brusque élévation de pH ou de température d'ébullition (Abdallah *et al*, 1998).

Tableau II-3. 8 : Analyse à la microsonde des zonations dans un cristal niobo-tantalifère. (Granite à albite-zinnwaldite-topaze ; Echantillon C3-1/11)

Ech. C3-1/11/- : Columbo-tantalite														
Stade	zone	point	Nb2O5	Ta2O5	FeO	MnO	TiO2	SnO2	WO2	UO2	Total	XTa	XMn	
I Manganocolumbite														
	1	1	41,15	39,13	2,29	14,60	1,39	0,53	0,18	0,60	100,08	0,36	0,87	
		2	36,71	40,68	1,97	14,43	1,20	0,34	0,11	0,30	95,95	0,40	0,88	
		3	37,06	40,84	1,98	14,72	1,08	0,40	0	0	96,25	0,40	0,88	
		4	38,39	38,95	2,07	15,00	1,27	0,45	0,41	0,47	97,21	0,38	0,88	
	3	5	41,61	39,00	1,98	14,89	1,01	0,36	0	0,28	99,39	0,36	0,88	
		6	45,63	35,17	2,57	14,30	0,52	0,25	0,25	0	98,87	0,32	0,85	
		7	41,12	35,75	2,45	14,01	1,77	1,28	0,56	1,03	98,21	0,34	0,85	
	4	8	35,05	39,98	2,16	13,67	1,76	0,58	0	0,48	93,88	0,41	0,87	
		9	37,59	42,10	2,12	14,02	1,96	1,11	0,10	0,75	100,02	0,40	0,87	
II Manganotantalite														
II a	5	10	29,79	44,31	1,36	13,60	3,53	1,48	0,19	4,34	98,82	0,47	0,91	
		11	28,17	45,80	1,64	13,56	3,08	1,32	0,26	2,16	96,27	0,49	0,89	
		12	28,79	46,98	1,68	13,93	2,86	1,52	0	0,76	96,73	0,49	0,89	
	6	13	33,40	41,95	1,84	13,53	2,53	1,03	0	0,95	95,55	0,43	0,88	
		14	36,47	39,74	2,34	13,86	2,29	1,17	0,08	0,57	96,77	0,40	0,86	
		15	35,12	39,50	1,86	13,91	2,58	1,52	0,05	1,00	95,7	0,40	0,88	
		16	33,11	41,32	2,83	12,85	2,89	1,97	0,25	1,22	96,64	0,43	0,82	
	7	17	27,06	42,04	4,10	9,47	3,22	1,85	0,44	1,51	90,01	0,48	0,70	
		18	28,92	44,36	2,64	12,00	3,13	1,90	0,58	1,52	95,5	0,48	0,82	
		19	25,23	42,19	4,19	8,79	2,88	1,28	0,21	2,36	87,51	0,50	0,68	
	II b	8	20	30,10	46,54	1,54	14,32	2,5	1,24	0,03	0,94	97,37	0,48	0,90
			21	28,80	48,90	1,94	13,46	2,5	0,75	0	0,83	97,61	0,51	0,88
		9	22	26,70	50,14	2,87	11,94	2,72	1,40	0,12	1,12	97,53	0,53	0,81
			23	23,80	46,87	4,95	7,87	3,05	1,61	0,13	1,53	91,86	0,54	0,62
		10	24	23,96	50,56	2,55	12,68	2,85	2,50	0	1,34	96	0,56	0,83
			25	26,62	51,11	1,59	13,80	2,53	2,60	0,47	0,49	99,4	0,54	0,90
		11	26	30,39	47,09	1,56	14,05	2,43	1,56	0,02	0,51	97,81	0,48	0,90
			27	28,50	48,46	1,86	12,17	1,88	4,47	0,82	0,44	100,78	0,51	0,88
		C3-1/11/- : wadginite												
Stade		zone	point	Nb2O5	Ta2O5	FeO	MnO	TiO2	SnO2	WO2	UO2	Total	Mn/siteA	Ti/siteB
III Wadginite														
III a	1	28	11,89	59,74	1,69	10,53	3,89	10,40	0	0	98,39	0,90	0,29	
		29	9,78	60,01	1,23	10,41	3,05	12,11	0	0,18	97,12	0,92	0,24	
	2	30	13,54	55,70	1,75	9,96	2,58	12,29	0,20	0,06	96,35	0,87	0,20	
		31	14,09	55,50	1,92	11,16	2,71	12,43	0,38	0,38	98,93	0,94	0,20	
	3	32	12,80	55,41	1,77	11,20	2,62	13,36	0,30	0,11	97,84	0,96	0,20	
		III b												
3	33	7,24	62,65	1,64	9,75	3,37	10,77	0	0,19	95,78	0,88	0,27		
	34	8,97	60,92	1,64	9,46	3,54	9,29	0	0,43	94,47	0,86	0,28		
4	35	6,88	63,04	1,69	10,22	3,85	10,57	0	0	96,52	0,91	0,31		
	36	8,29	63,27	1,43	11,20	3,91	10,05	0	0	98,49	0,97	0,30		
5	37	7,15	64,06	1,61	10,69	4,58	8,70	0,09	0	97,09	0,94	0,36		
	38	7,65	63,59	1,76	10,91	4,74	8,57	0	0,03	97,45	0,96	0,37		
6	39	7,40	64,03	1,80	10,37	4,00	9,12	0	0	97,03	0,92	0,32		
	40	7,48	63,20	1,46	10,16	3,62	11,42	0,15	0,13	97,90	0,87	0,28		

-
- Une zone de bordure, de teinte plus claire, est plus enrichie en tantale et manganèse ($0.47 < X_{Ta} < 0.49$; $0.89 < X_{Mn} < 0.91$). Elle est précédée d'une légère résorption, coïncidant par le bouclage médiocre de l'analyse chimique (Tableau II-3. 8, analyse n°8). Les variations sont de plus grande amplitude et marquées principalement par la substitution de Ta pour Nb, exprimée par des profils diamétralement opposés. Les éléments Mn et Fe diffèrent par leur comportement. Tandis que Mn et reste constant et montre un profil sub-plat, Fe, plus fluctuant, semble indiquer un partage de cet élément avec une autre phase minérale. Il montre par ailleurs une certaine affinité pour Nb. Les éléments mineurs, Ti et U montrent des profils comparables, opposés à ceux de Nb et Fe. Le passage du cœur à la bordure du minéral précoce est marqué par un pic des teneurs, corrélé avec une croissance de Ta, suggérant une augmentation de leur activité sous l'effet d'une phase fluide enrichie en fluor en équilibre avec le magma en cours de cristallisation.

4. 2. 2. STADE DEUXIÈME

Le deuxième stade (stade II), correspond à la partie intermédiaire greffée autour du minéral précoce. Nettement sécant, il indique un changement des conditions physico-chimiques, marqué par une dissolution du premier minéral et la cristallisation d'une manganocolumbite de deuxième génération. Cette dernière présente un caractère plus tantalifère, évoluant à la périphérie vers une manganotantalite.

Elle cristallise en deux étapes :

- La première étape (II a) voit la formation d'une zone interne à manganocolumbite ($0.43 > X_{Ta} > 0.40$; $0.88 > X_{Mn} > 0.82$), à net trend inverse pour Mn, probablement dû à la cristallisation simultanée d'une autre phase à Mn, telle que la zinnwaldite. Elle se poursuit par une zone plus externe enrichie en Ta, à fractionnement de Nb → Ta normal ($0.48 < X_{Ta} < 0.50$) et de Fe → Mn toujours inverse ($0.90 > X_{Mn} > 0.82$). La variation est ici dominée par des variations de Fe/Mn, liées au comportement divergent de ces éléments au cours du partage entre le magma et le fluide démixé (Raimbault, 1998).

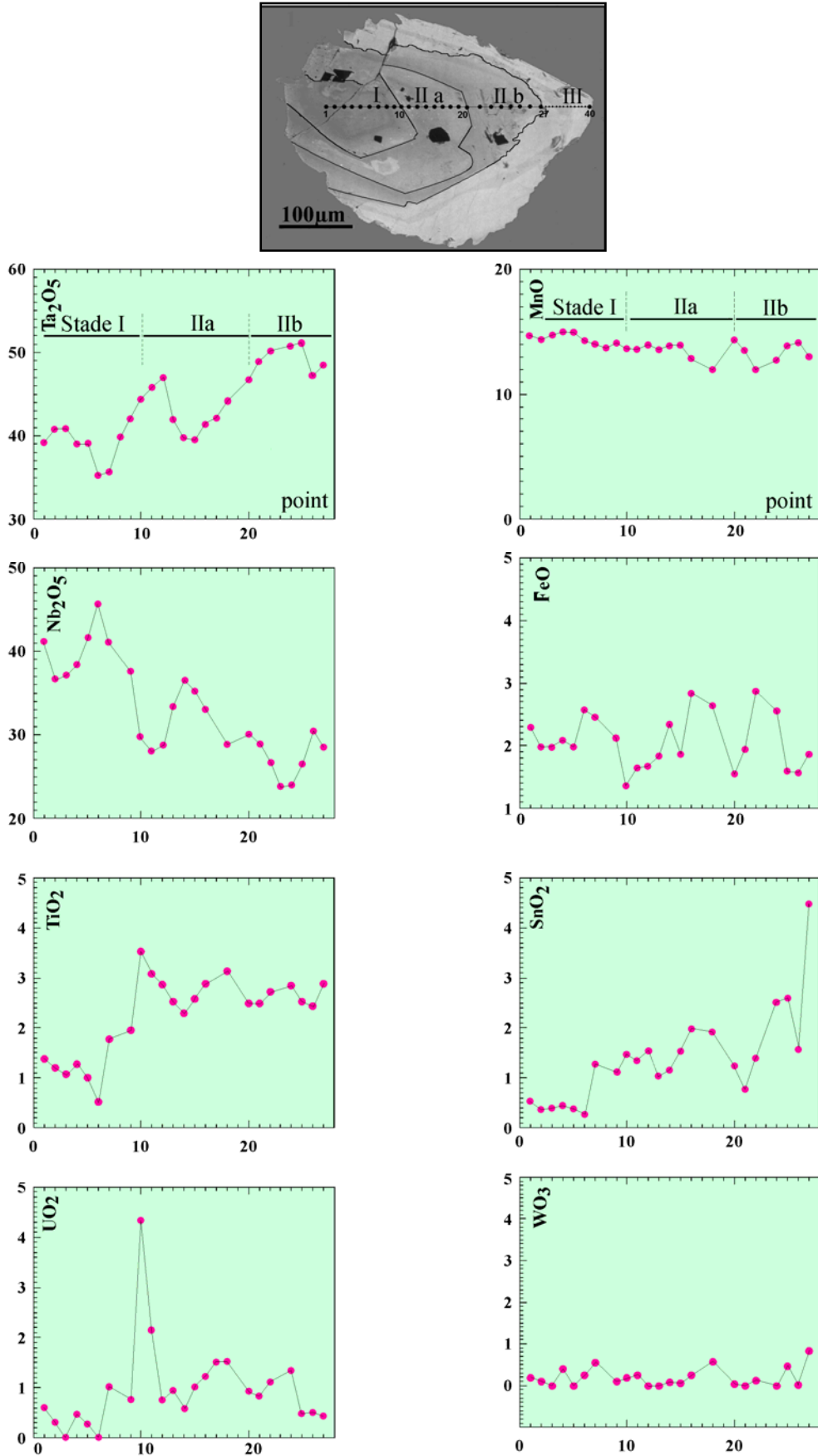


Figure II-3. 13 : Profils d'analyses ponctuelles à la microsonde des columbo-tantalites composant le cœur du cristal

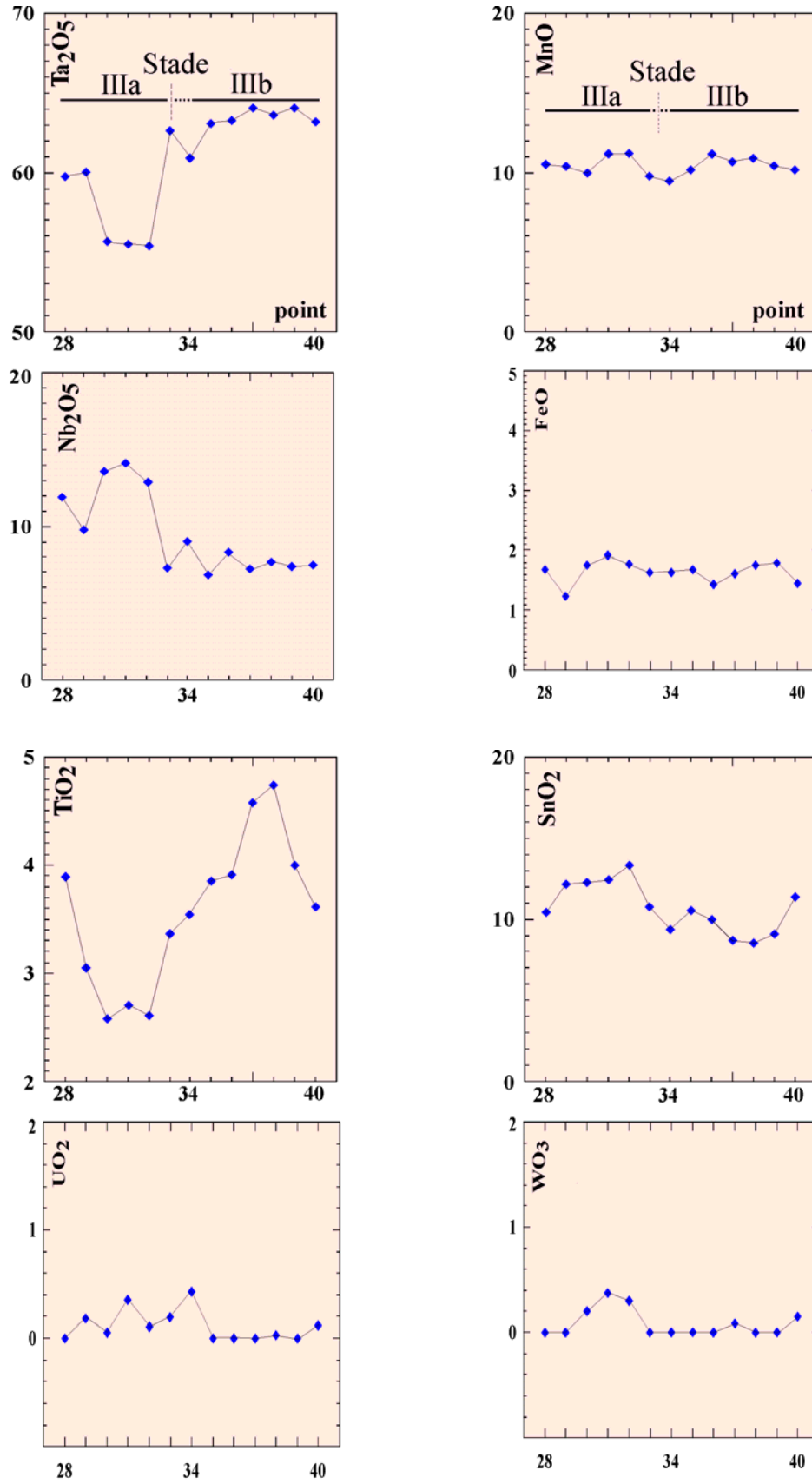


Figure II-3. 14 : Profils d'analyses ponctuelles à la microsonde de la wodginite composant la bordure du cristal

Le bouclage médiocre des analyses (n° 17 à 19) et l'excès constaté en certains éléments (Fe, Ti, Sn, W et U) pourraient refléter soit, des effets de surface dus à une forte microporosité, soit une incorporation d'eau dans le minéral (Aissa *et al*, 1987).

La résorption partielle de la manganocolumbite précoce (à Nb dominant) et le développement de zones de bordure à manganotantalite (à Ta dominant) serait le résultat de la forte activité du fluor, qui accroît l'acidité du milieu et provoque la dissolution de minéraux précoces.

- La deuxième étape (II b) correspond à la cristallisation de la zone périphérique, en parfaite continuité cristallographique et à composition de manganotantalite ($0.51 < X_{Ta} < 0.56$; $0.81 < X_{Mn} < 0.90$). Les variations périodiques, de faible amplitude et caractérisées par une croissance continue des rapports de X_{Ta} et de X_{Mn} , correspondent à un trend de fractionnement primaire. Il reflète l'enrichissement des liquides résiduels en tantale avec l'élévation de la concentration en fluor. Au cours du fractionnement, ces liquides évoluent vers des compositions de plus en plus riches en sodium. L'élévation de pH résultant de l'augmentation de l'alcalinité du milieu ("*neutralisation acide*") entraîne la précipitation de phases de plus en plus enrichies en tantale.

4. 2. 3. STADE TROISIÈME

Le troisième et dernier stade (stade III) correspond à la partie corticale. Il est marqué par un changement radical de composition, conduisant à la cristallisation de la wodginite. Le zonage oscillatoire, parallèle aux plans cristallographiques de croissance, est souligné par des variations relativement bien anti-corrélées de Nb avec Ta et de Sn avec Ti, confirmant la prédominance des mécanismes de substitution Nb→Ta dans le site C et de Ti→Sn dans le site B.

Le profil indique cependant deux paliers de cristallisation à zonage inverse. L'inversion du fractionnement, de Sn→Ti en particulier, découlerait d'une interaction de fluides magmatiques avec des roches encaissantes enrichies en titane (Tindle *et al*, 1998 ; Uher *et al*, 1998).

4. 2. Essai d'interprétation

Le zonage chimique illustré correspond à un trend magmatique primaire. L'enrichissement global des teneurs en Ta et Mn, du cœur à la bordure du cristal, s'accorde avec un modèle de fractionnement *in situ* au cours duquel le magma résiduel s'enrichit progressivement en éléments volatils (H₂O, Li, F) et métalliques (Ta, Nb, Sn).

La cristallisation à un stade magmatique de la wodginite atteste d'une salinité modérée et d'une concentration faible en chlore des fluides aqueux coexistant avec le magma granitique (Keppler & Wyllie, 1991 ; Linnen, 1998a).

La présence d'étain (Sn⁴⁺) et de fer ferrique (Fe³⁺) dans la wodginite indique aussi des conditions plus oxydantes (Lehmann, 1991; Haapala, 1997; Linnen, 1998b).

L'augmentation de la fugacité d'oxygène [$f(O_2)$] permettrait d'invoquer deux causes possibles : l'intervention de fluides externes ou un dégazage lié à une chute de pression de confinement. L'oxydation du fer et le partage de Sn dans le magma résiduel résulteraient de la perte d'ions de H⁺ et du partage de HF dans la phase aqueuse au cours de l'ébullition.

Ainsi, la corrosion très poussée des phases préexistantes à columbo-tantalites et leur remplacement par la wodginite découleraient de l'activité :

- D'une phase vapeur surcritique séparée du magma à la fin de la cristallisation magmatique (Lahti, 1987). Le dégazage provoque le changement brutal des propriétés du milieu et la solidification rapide du magma par un phénomène de trempe ou "*pressure quench*".
- D'une phase fluide aqueuse très corrosive, séparée du magma sodique résiduel au moment sa consolidation, par un effet de trempe chimique ou "*chemical quench*" (London *et al*, 1989).

Le rôle des fluides aqueux est d'influer sur les conditions de stabilité des complexes fluorés et de précipitation des métaux rares en modifiant les propriétés physico-chimiques initiales : température, pression, pH et potentiel redox (Fouillac *et al*, 1987).

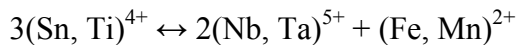
5. CONCLUSION

Les minéraux porteurs de tantale-niobium répartis dans le secteur d'Ebelekane, décrivent la séquence générale suivante :

Rutile→Cassitérite→Ferrocolumbite→Manganocolumbite→Manganotantalite→Wodginite

Cette suite logique, résultant de substitutions progressives Ti→Sn, Fe→Mn et Nb→Ta durant le fractionnement (Černý & Ercit, 1989 ; Spilde & Shearer, 1992), représente un trend de cristallisation primaire.

Elle est globalement régie par la relation idéale :

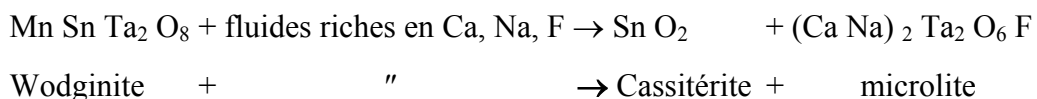


Le degré ultime d'évolution est atteint dans la coupole granitique qui montre une séquence caractéristique, formée de :

Manganocolumbite→Manganotantalite→Wodginite+Titanowodginite→ Cassitérite

Cette suite dériverait d'un magma enrichi en fluor et refléterait l'accroissement de son activité dans les derniers stades de l'évolution magmatique. Le fluor est considéré comme un élément complexant essentiel tant pour Mn que pour Sn, rendant compte des compositions extrêmes en Mn des niobo-tantalates (manganotantalite, wodginite) et de la cristallisation finale de cassitérite dans l'aplite-pegmatite du toit. Elle est comparable à la lignée à Mn, décrite dans la pegmatite à pétalite de Marko's, Separation Rapids, Ontario (Tindle & Breaks, 1998; Tindle *et al*, 1998) et qui comprend aussi le microlite, non exprimé à Ebelekane. Un indice de sa présence est toutefois livré par une analyse isolée obtenue à la microsonde (microlite uranifère ?).

Le microlite peut partiellement ou totalement remplacer la wodginite sous l'action de fluides riches en Ca, Na et F, selon la réaction suivante :



L'étude révèle aussi la présence de titanowodginite, dont l'origine, difficilement conciliable avec un fractionnement normal, serait liée à une interaction de ces fluides avec des roches encaissantes de composition plus mafique (Tindle *et al*, 1998).

Son occurrence est rare, signalée à ce jour qu'en deux endroits situés au Canada : Tanco, Manitoba (Ercit *et al*, 1992) et Separation Rapids, Ontario (Tindle & Breaks, 1998 ; Tindle & Breaks, 2000 ; Tindle *et al*, 1998).

Le zonage des niobo-tantalates, autrement plus complexe que celui classiquement décrit dans les plagioclases (Anderson, 1984 ; Pearce, 1993 ; Troll & Schmincke, 2002 ; Tepley *et al*, 2000), indique une modification fondamentale du système.

Ce zonage complexe est marqué par des variations de composition de grande amplitude, associé à des phénomènes de dissolution-corrosion et textures en surcroissance autour de minéraux partiellement résorbés.

Il suggère une cristallisation en non-équilibre, due aux effets conjugués de l'enrichissement en halogènes (le fluor en particulier) et en alcalins et de l'interaction de fluides magmatiques à un stade tardif de la différenciation magmatique.

Les textures zonées sont liées à des mécanismes d'ordre divers :

- intrinsèque, contrôlés par deux facteurs principaux et interdépendants : la dynamique de croissance et la concentration et diffusion des éléments chimiques majeurs, en liaison plus ou moins directe avec les pulsations successives dans un réservoir magmatique.

- extrinsèque, dus à des changements externes, reflétant les conditions physico-chimiques du milieu de cristallisation : interaction avec des fluides, variations de température, de pression, de pH et/ou de $f(O_2)$.

Ces processus, difficiles à identifier *à priori* en l'absence d'analyses isotopiques, interviennent aussi bien en système fermé, suite à des mouvements de convection dans un corps liquide peu visqueux ou à des changements de pression et de teneur en éléments volatils liés à des événements répétitifs d'ébullition, qu'en système ouvert, par contamination, assimilation et mélange ("*magma-mixing*") dans la chambre magmatique ou à son voisinage.

1. INTRODUCTION

L'étude géochimique porte sur 07 analyses de roches représentatives du massif d'Ebelekane. Elle intègre, outre le granite à albite-zinnwaldite-topaze principal (granite AZT), deux faciès qui partagent avec celui-ci de nombreux caractères : Le microgranite en dyke (Echantillon 270-6) et l'aplite en filon (Echantillon 235-11).

2. GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

2. 1. Les données d'analyses

Les roches analysées (Tableau II -4. 1) s'apparentent par leurs teneurs :

- Elevées en silice ($73\% < \text{SiO}_2 < 75\%$), en alumine : ($15\% \text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$) et en alcalins ($8\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 10\%$). Les teneurs en Na_2O sont toutefois variables (comprises entre 4.52 à 7.22 %) et les rapports molaires Na/K différents (compris entre 2.56 et 0.83), mettant en évidence le caractère particulièrement sodique du granite et de l'aplite filonienne.
- Relativement élevées, mais très variables, en :
 - Manganèse ($0.02\% < \text{MnO} < 0.08\%$), dont l'écart est lié à la fréquence des phases micacées et niobo-tantalifères, à fort caractère manganésifère.
 - Fluor, compris dans un large intervalle de teneurs (0. 27% à 0. 99%). Le fluor est principalement incorporé dans la topaze et les micas lithiques. Les teneurs, en apparence, peu élevées reflètent la minéralogie et non la composition du magma initial. Faute de concentrations suffisantes en calcium et en phosphore pour permettre sa fixation sous d'autres formes, le fluor en excès est souvent perdu, à un stade tardi à post-magmatique, au profit de l'encaissant.

TABLEAU II- 4. 1 : Compositions en éléments majeurs représentatives des roches d'Ebelekane

Ech	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
SiO2	73,82	73,06	72,94	74,07	73,57	74,18	74,77
TiO2	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	15,91	16,77	16,38	15,59	15,71	15,25	15,47
Fe2O3	0,48	0,12	0,59	0,21	0,29	0,63	0,18
MnO	0,07	0,02	0,08	0,02	0,02	0,04	0
MgO	0,03	0,02	0,05	0	0,03	0	0,05
CaO	0,09	0,16	0,04	0,13	0,04	0,09	0,16
Na2O	5,3	7,22	6,41	5,06	4,52	4,62	6,06
K2O	3,15	2,52	2,47	3,84	4,87	4,29	2,6
P2O5	0	0,02	0,03	0,03	0	0,02	0,03
F	0,99	0,27	0,55	0,46	0,51	0,51	0,63
LOI	0,92	0,48	0,79	0,81	0,7	0,65	0,42
Total	100,76	100,66	100,33	100,22	100,26	100,28	100,37
O_F	0,42	0,11	0,23	0,19	0,21	0,21	0,27
Total	100,34	100,55	100,1	100,03	100,05	100,07	100,1
Oxydes recalculés							
SiO2	74,70	73,13	73,71	74,86	74,29	74,86	75,29
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	16,10	16,79	16,55	15,76	15,86	15,39	15,58
Fe2O3	0,21	0,06	0,27	0,10	0,14	0,29	0,08
FeO	0,24	0,06	0,29	0,10	0,14	0,31	0,09
MnO	0,07	0,02	0,08	0,02	0,02	0,04	0,00
MgO	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,05
CaO	0,09	0,16	0,04	0,13	0,04	0,09	0,16
Na2O	5,36	7,23	6,48	5,11	4,56	4,66	6,10
K2O	3,19	2,52	2,50	3,88	4,92	4,33	2,62
P2O5	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
SiO2	74,70	73,13	73,71	74,86	74,29	74,86	75,29
Na2O+K2O	8,55	9,75	8,98	8,99	9,48	8,99	8,72
K2O/Na2O	0,59	0,35	0,39	0,76	1,08	0,93	0,429
CaO/Na2O+K2O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,018
Na/K	1,50	2,56	2,32	1,18	0,83	0,96	2,08
Na+K/Al	0,78	0,84	0,79	0,84	0,89	0,87	0,81
A/CNK	1,29	1,13	1,23	1,23	1,23	1,23	1,18
A/NK	1,31	1,15	1,24	1,25	1,24	1,25	1,21

- Très faibles en :

- Magnésium ($\text{MgO} < 0.05\%$), en chaux ($\text{CaO} < 0.16\%$), en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0.48\%$) et en titane (TiO_2 souvent non détecté %), reflétées par le caractère leucocrate des roches, la nature lithique du mica (de type zinnwaldite) et sodique du plagioclase (de type albite, $\text{An}_{0.2}$)

- Phosphore ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.02$), du à l'absence totale d'apatite et la rareté de la monazite.

2. 2. Caractérisation géochimique par les éléments majeurs

L'usage de diagrammes usuels permet de révéler deux traits principaux, communs à toutes les roches étudiées : l'*affinité calco-alkaline* et l'*hyperaluminosité*.

2. 2. 1. L'AFFINITE MAGMATIQUE

L'affinité magmatique est déduite de trois diagrammes classiques. La projection des compositions démontre un certain cogénéisme des roches d'Ebelekane et leur appartenance vraisemblable à une même lignée magmatique calco-alkaline, indiquée par

- Le domaine occupé, HFCA (**H**ighly **F**ractionated **C**alc-**A**lkaline), dans le diagramme de discrimination des granites post-collision felsiques de Sylvester, 1989 (Figure II-4. 1a).

- Le trend d'évolution Medium-K – High-K, dans le diagramme $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Rickwood, 1989). Ce trend linéaire sub-vertical, montrant une variation de K_2O pour une valeur constante de SiO_2 , est dû à la proportion variable des feldspaths potassiques dans les roches (Figure II-4. 1 b)

- La position des points à la limite des deux champs, calco-alkalin – trans-alkalin dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2$ (d'après Middlemost, 1997), exprimant clairement l'affinité trans-alkaline des granites (Figure II-4. 1 c).

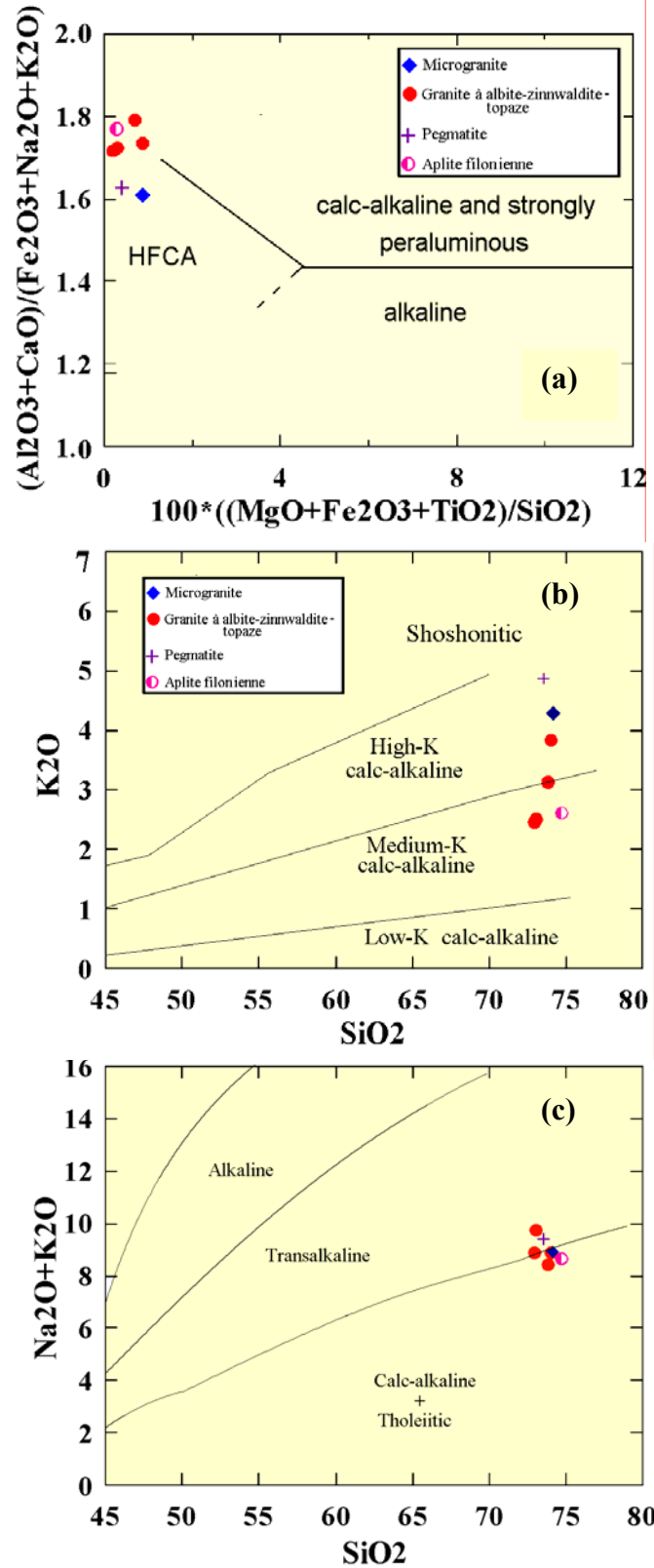


Figure II-4. 1 : Domaine de projection des roches d'Ebelekane dans les diagrammes :

a. de discrimination des granites à SiO₂ >68% (Sylvester, 1989)

HFCA : Calco-alkalin très fractionné

b. SiO₂ / K₂O (D'après Rickwood, 1989)

c. SiO₂ / K₂O+Na₂O (D'après Middlemost, 1997)

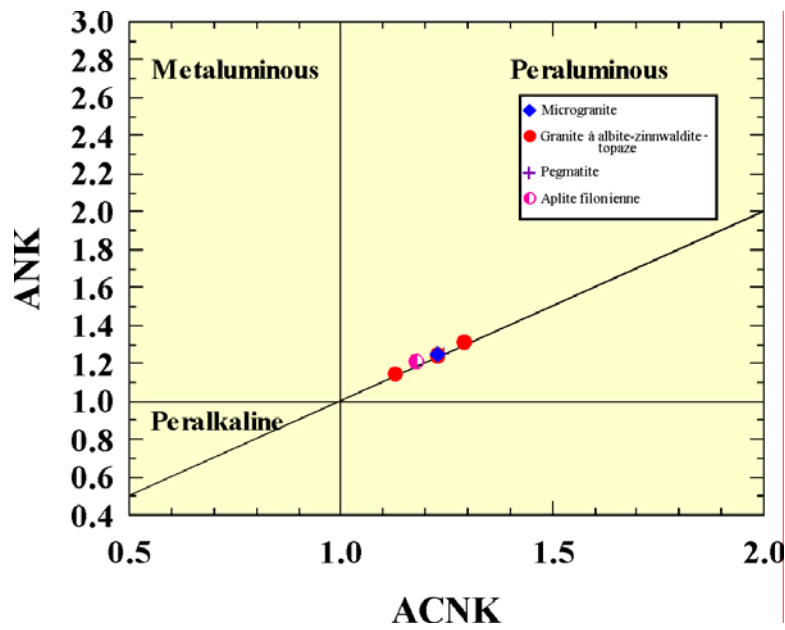


Figure II-4. 2 : Position des roches d'Ebelekane dans le diagramme A/NK—A/CNK. (D'après Maniar & Piccoli, 1989).

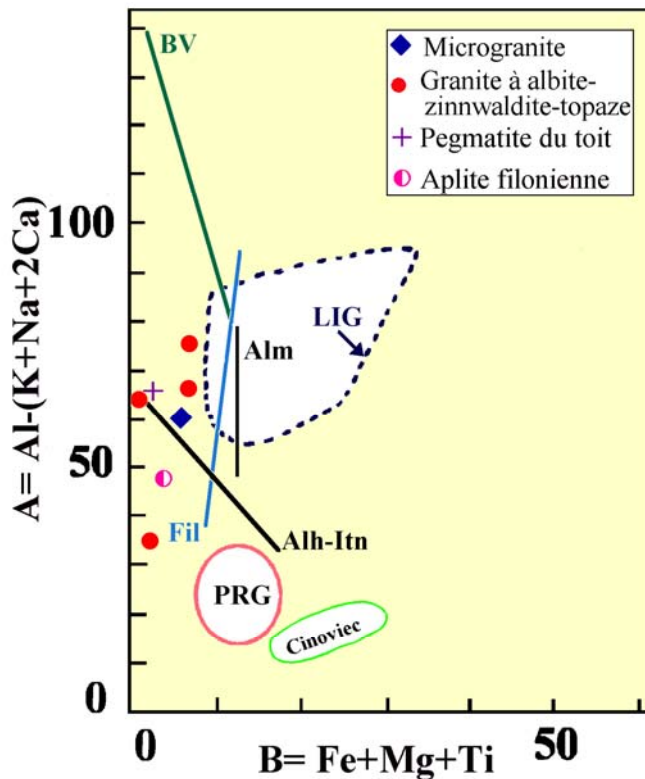


Figure II-4. 3 : Position des roches d'Ebelekane dans le diagramme multicationique A-B (Debon & Le Fort, 1988)

Les autres domaines sont donnés pour comparaison : **BV** : Beauvoir, **LIG** : Erzgebirge, **Cinoviec** (Cuney *et al*, 1994) ; **PRG** : Pleasant Ridge (Taylor, 1992) ; **Ahl-Int** : Aheleheg-In Tounine, Hoggar (Cheilletz *et al*, 1992) ; **Alm** : Alemeda (Chalal & Marignac, 1997) ; **Fil** : Filfila (Marignac *et al*, 2003)

2. 2. 2. L'HYPERALUMINOSITE

Le caractère peralumineux, est déduit du calcul :

- Des paramètres selon Shand (Shand, 1927)

L'indice de saturation en aluminium, rapport molaire de $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ "A/CNK" (Clarke, 1981) ou "A.S.I" (Zen, 1986), est compris entre 1.13 et 1.29, tandis que la valeur de A/NK (Al/Na+K) varie de 1.15 à 1.31 (Tableau II-4. 1)

- Des variables A et B (La Roche *et al*, 1980) :

Le paramètre A [$A = Al - (K + Na + 2 Ca)$] ou indice alumineux, montre une valeur positive et relativement élevée ($40 \leq A \leq 60$), tandis que le paramètre B [$B = Fe + Mg + Ti$] ou indice de différenciation (<7%), est extrêmement faible (Tableau II-4. 2)

Tableau II-4. 2 : Paramètres utilisés dans la nomenclature de Debon & Le Fort, 1988, déterminés à partir des éléments majeurs.

Ech	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
Paramètres de Debon & Lefort (1988)							
Si	1228.49	1215.84	1213.85	1232.65	1224.33	1234.48	1244.3
Al	312.08	328.95	321.3	305.81	308.16	299.14	303.45
Mg	0.74	0.5	1.24	0	0.74	0	1.24
Na	171.02	232.98	206.84	163.28	145.85	149.08	195.55
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Fe	6.01	1.5	7.39	2.63	3.63	7.89	2.25
Ca	1.6	2.85	0.71	2.32	0.71	1.6	2.85
K	66.88	53.5	52.44	81.53	103.4	91.08	55.2
A	70.98	36.77	60.6	56.36	57.49	55.78	47
B	6.75	2	8.63	2.63	4.37	7.89	3.49
Qu	170.53	116.9	144.86	164.53	158.39	170.27	162.12
Pl	-105.74	-182.33	-155.11	-84.07	-43.16	-59.6	-143.2
R1	2285.04	1709.08	1988.54	2232.43	2148.31	2280.38	2214.45
R2	323.16	347.05	328.04	319.73	313.9	308.74	323.03

La projection des valeurs montre, dans les diagrammes :

- A/CNK – A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) un alignement des points exactement sur la droite délimitant le champ hyperalumineux (Figure II-4. 2), position limite pour le moins, ambiguë traduisant un caractère peu affirmé.
- A–B (Debon & Le Fort, 1988), une association alumineuse de type leucocrate issue d'un magma sodolithique dans le domaine des roches hyperalumineuses, que partage la majorité des granites à micas lithiques et à métaux rares de la littérature (Figure II-4. 3).

Le trend de valeurs diffère cependant de celui de Beauvoir par sa pente inverse, marquée par une corrélation positive des paramètres **A** et **B**. Ses similitudes avec le granite à zinnwaldite de Cínovec (Erzgebirge, Rép. Tchèque) et à topaze de Filfila (Algérie), suggèrent, à la fois, l'empreinte d'une signature calco-alkaline "*high-K*" (Cuney *et al*, 1994) et un possible mélange de magmas ou "*magma-mixing*" (Marignac *et al*, 2003 ; Bouabsa *et al*, 2005 a,b).

Ainsi, le caractère alumineux apparent des roches d'Ebelekane serait acquis par :

- Une cristallisation fractionnée de la lignée calco-alkaline de type *Taourirt*, contrôlée par un rapport élevé de F/Cl du magma. Une baisse de l'activité de l'aluminium, due à la dépolymérisation du réseau des silicates alumineux, permet de maintenir une composition en Al constante tout au long du fractionnement (Manning, 1981).
- Interaction "*d'un pôle RMG peralumineux de type Beauvoir et un pôle calco-alkalin très fractionné*" (Marignac *et al*, 2003 ; Bouabsa *et al*, 2005a), par contamination de la souche faiblement alumineuse, issue de la différenciation de la suite *alkali-calcique* des *Taourirts*, par une souche peralumineuse de type "*Beauvoir primitif*" (Bouabsa *et al*, 2005 b).

3. GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES

La géochimie des éléments en traces est essentiellement contrôlée par le fractionnement des phases majeures (ferromagnésiens et plagioclases) et accessoires (zircon, allanite, apatite, monazite, rutile).

Contrairement aux éléments majeurs aux teneurs tout à fait comparables, les éléments en traces indiquent une variabilité plus grande, reflétant la composition minérale particulière à chacune des roches étudiées (Tableau II-4. 3).

Néanmoins, leur distribution témoigne d'un caractère commun, nettement différencié.

En règle générale, les valeurs les plus élevées sont typiques aux éléments incompatibles comprenant à la fois les éléments lithophiles à grand rayon ionique, dits

"*L.I.L.E*" (Large Ion Lithophile Elements) tels que, Rb, Ga (Li, Cs) et à forte charge ionique, dits "*H.F.S.E*" (High Field Strength Elements), tels que Nb, Ta et Sn

A l'inverse, les teneurs très faibles en éléments de transition (V, Co, Ni, Cr) et faibles en alcalino-terreux (Ba, Sr) et en certains HFSE (Zr, Hf, Y ou Th) seraient liées à leur comportement compatible et leur partage dans les phases minérales précoces.

a. Le granite à albite, zinnwaldite et topaze (AZT)

Le granite AZT se distingue par des teneurs élevées, en :

- "Alcalins rares", contenus principalement dans la zinnwaldite et dans l'orthose : le lithium (jusqu'à 395 ppm) et particulièrement le rubidium toujours associé au potassium et qui atteint la valeur maximale (1698 ppm) dans la pegmatite à microcline-zinnwaldite du toit.

- Gallium (jusqu'à 74 ppm), qui se substitue à Al dans l'albite, soulignant la prédominance du plagioclase sodique sur le feldspath potassique.

- Éléments métalliques : tantale (Ta=306 ppm), étain (Sn = 168 ppm) et niobium (Nb=58 ppm), concentrés dans les oxydes niobo-tantalifères (columbo-tantalite, wodginite, cassitérite)

Le tungstène en fait toutefois exception. Sa valeur très inférieure au Clarke (W <2 ppm), est inhabituelle pour la région et singularise le granite d'Ebelekane des autres granites à métaux rares du Hoggar.

Une concentration anormalement basse caractérise aussi de nombreux *HFSE* tels, Ba, Sr, Zr, Hf, Y, U, Th.

b. Le microgranite porphyrique

Le microgranite présente globalement des teneurs comparables, à l'exception de certains éléments plus enrichis :

- Zr, Y, Hf et Th, éléments-hôtes des phases accessoires présentes, telles que zircon, xénotime, monazite et uranothorite

- Nb (77.4 ppm) le minéral porteur étant en l'occurrence une ferrocolumbite précoce, conduisant à un rapport Nb/Ta relativement élevé (= 3.34)

c. L'aplite filonienne

L'aplite diffère sensiblement par son caractère plus appauvri en Rb et Li et très enrichi en étain (Sn= 335 ppm). Les teneurs assez significatives en Ta et Nb reflètent la présence de cassitérite tantalifère et de rutilé niobifère.

Tableau II- 4. 3 : Compositions en éléments en traces représentatives des roches d'Ebelekane.

Éléments en traces							
	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
Ech	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
Be	2,75	3,62	3,07	2,21	2,32	3,39	3,49
Li	395	59	383	221	259	224	38
Rb	1497	1123	1067	1436	1698	1086	561
Cs	1,9	0,78	1,47	1,21	1,4	1,73	0,74
Sr	4,6	7,8	15,7	13,3	5,3	4,8	12,5
Ba	32,2	25	38,5	79,5	43,3	24,9	34,1
Ga	74,3	67,2	66,7	63,3	58,8	48,7	66,7
Y	0,59	0,55	0,99	1,81	0,5	12,2	3,83
Zr	17,8	52,6	22,1	9,31	11	52,1	16,8
Sn	79,1	51,2	168	71,7	65,2	13,7	335
Nb	53,1	27	54,6	57,7	40,4	77,4	53,1
Ta	191	306	187	240	133	23,2	73,7
W	1,59	1,21	1,63	1,98	1,08	1,52	1,23
Th	2,8	10,51	8,28	12,2	6,63	27,3	7,3
U	4,09	6,08	3,26	6,44	2,6	4,49	5,91
Hf	4,86	20,2	5,63	2,51	2,74	5,88	3,33
Cu	42	12,3	6	23,7	6,4	7,4	4,4
Zn	316	154	238	97,2	113	69,2	20,4
Mo	17,7	2,76	80,1	0,26	8,22	0,13	0,11
Pb	74,5	44,5	331	74,8	56	67,8	27,2
Zr/Hf	3,66	2,6	3,92	3,71	4,01	8,86	5,04
Nb/Ta	0,28	0,09	0,29	0,24	0,3	3,34	0,72
U/Th	1,46	4,03	0,39	0,53	0,39	0,16	0,81
K/Rb	17,47	18,63	19,22	22,20	23,81	32,79	38,47

Les diagrammes multiéléments (Figure II-4. 4) normalisés aux valeurs de la croûte inférieure (Taylor & Mc Lennan, 1985) et supérieure (Mc Lennan, 2001) permettent de visualiser les enrichissements et appauvrissements relatifs des roches

Les spectres assez comparables semblent indiquer globalement une même filiation et leur dérivation de magmas résiduels très fractionnés, que confirment par ailleurs, les rapports anomaux de Ba/Rb, Rb/Sr et K/Rb (Figure II-4. 5).

Le granite AZT se distingue toutefois par un enrichissement extrême en Li, Rb, Nb, Ta et Sn, une forte anomalie négative pour Ba, Sr, Zr, Hf et Y.

Un processus unique de fractionnement magmatique ne peut seul expliquer le comportement géochimique contrasté montré par certains éléments à charge ionique élevée ("*H.F.S.E*") et reflété par les rapports anomaux de K/Rb (<150), Zr/Hf (<38), Nb/Rb (<0.1) et Nb/Ta(<1).

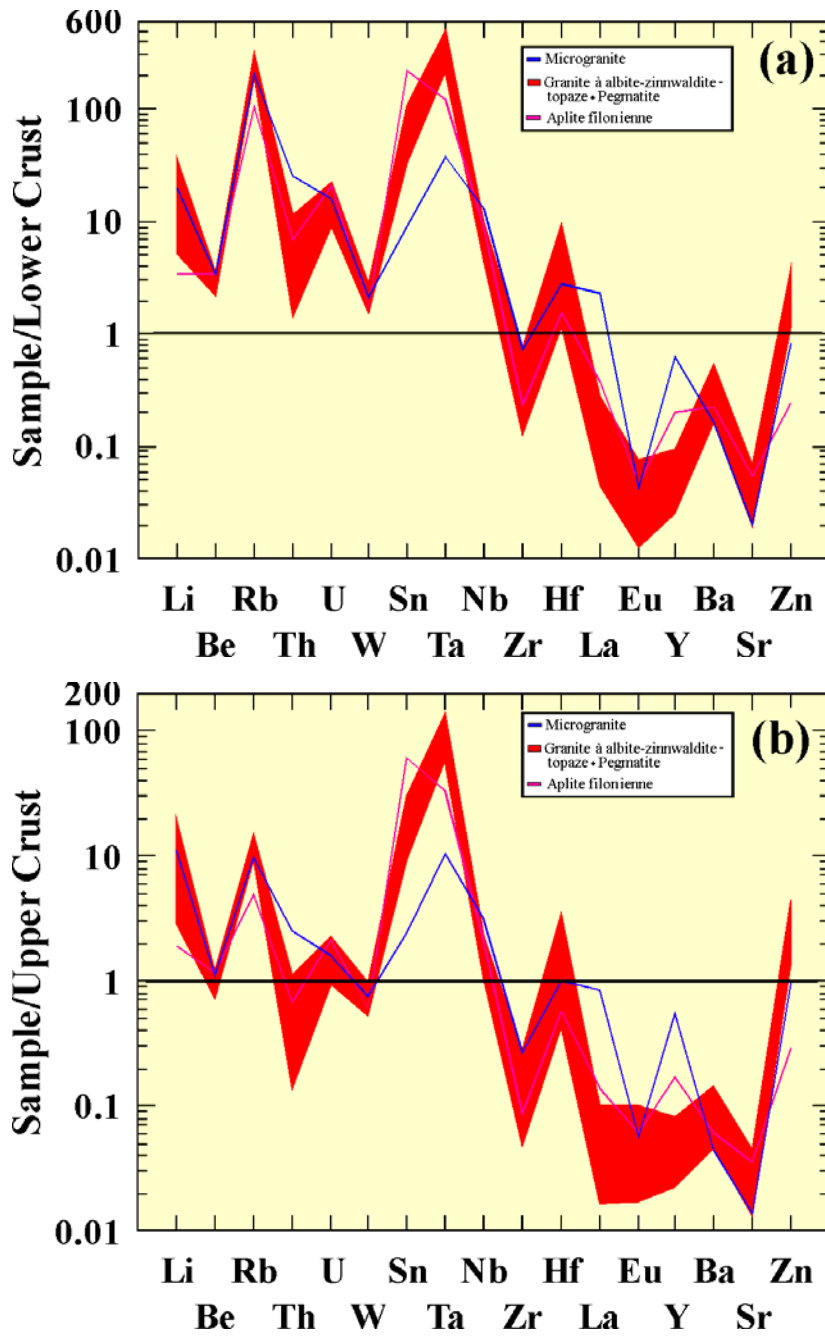


Figure II-4. 4 : Spectres multiéléments des roches d'Ebelekane, normalisés aux valeurs de la croûte :

a. Inférieure (Taylor & Mc Lennan (1985)

b. Supérieure (Mc Lennan, 2001)

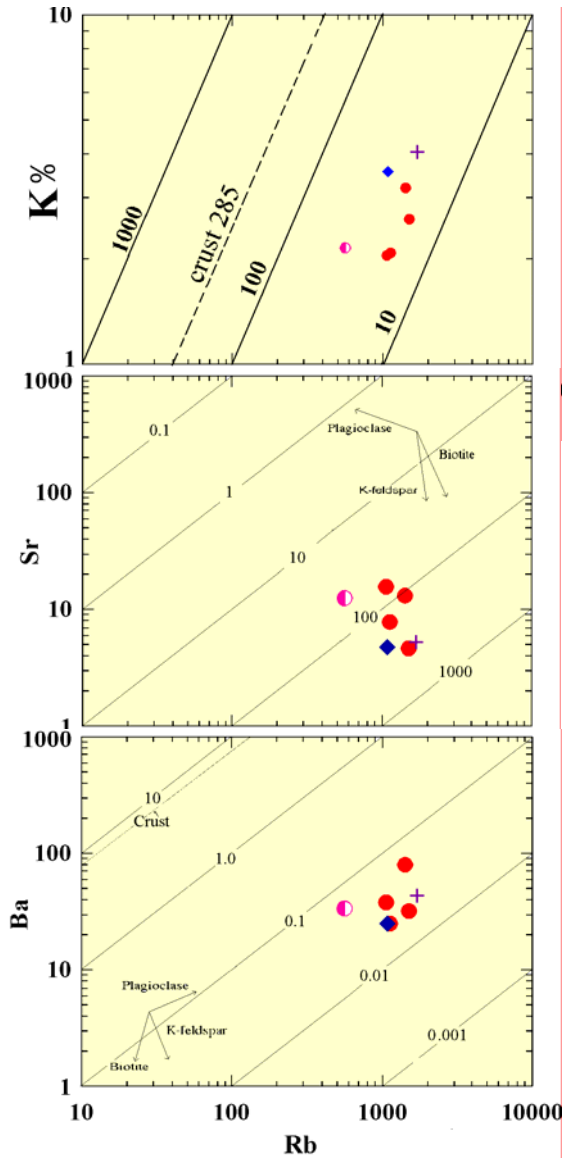


Figure II-4. 5 : Diagrammes logarithmiques de variation des éléments K, Sr et Ba versus Rb (Selon Dostal & Chatterjee, 1995)

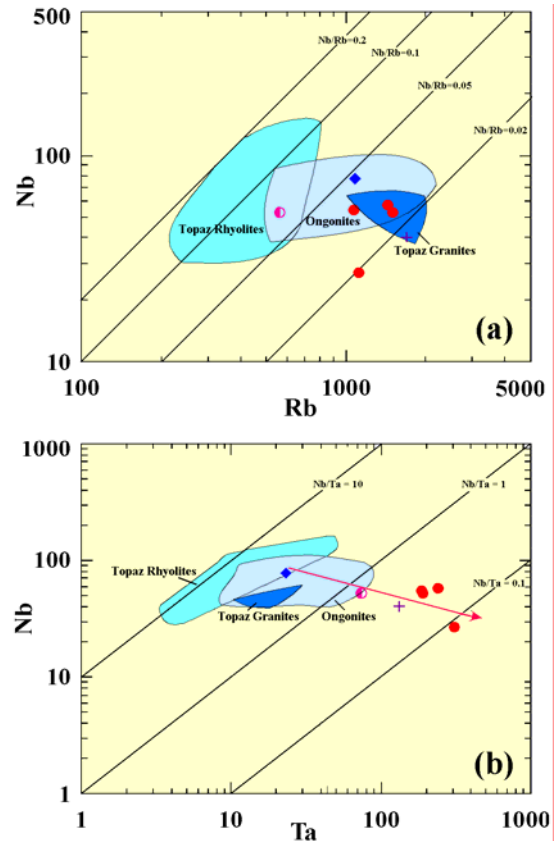


Figure II-4. 6 : Projection des teneurs en Rb-Nb-Ta dans les diagrammes logarithmiques inter-éléments :
a. Rb-Nb ; b . Ta-Nb

Les champs des rhyolites à topaze et ongonites sont de Christiansen *et al*, 1989 ; des granites à topaze de Taylor, 1992.

Il suggère une forte interaction fluide-magma à un stade tardif de la cristallisation, soulignant le rôle fondamental joué par les fluides aqueux très enrichis en fluor (Dostal & Chatterjee, 1995) et impliquant l'existence de complexes fluorés.

Ce mécanisme serait responsable du caractère modifié dit "**non-CHARAC**" (**Charge-** and **-Radius-Controlled**), propre à nombreux éléments qui, stabilisés dans des complexes formés avec le fluor ou avec les oxygènes non-liants ("**NBO's**" ou "**non-Bridging Oxygen's**"), évoluent indépendamment de leur charge atomique et de leur rayon ionique (Bau, 1996 ; Jahn *et al*, 2001b).

Il intervient typiquement dans les systèmes magmatiques tardifs très évolués, enrichis en H₂O, CO₂ et éléments volatils (Li, B, F ou P), considérés comme transitionnels entre un liquide silicaté pur et un fluide aqueux (London, 1990; Webster, 1990; Keppler & Willye, 1991; Bau, 1996; Jahn *et al*, 2001b).

Relativement aux rhyolites à topaze, aux ongonites ou aux granites à topaze (Figure II-4. 6), le granite d'Ebelekane s'individualise clairement par sa richesse extrême en tantale (jusqu'à 300ppm).

Le trend d'accroissement des teneurs est dû à la solubilité plus élevée du tantale et à une plus grande stabilité de ses complexes, à basse température sous une forte activité du fluor (Schwartz, 1992 ; Helba *et al*, 1997 ; Abdalla *et al*, 1998).

L'interaction à un stade tardi-magmatique de fluides aqueux enrichis en fluor, permet, par l'étalement de la durée du fractionnement liquide-fluide, d'accroître le taux de diffusion cationique et la concentration des métaux rares et du tantale en particulier (Hannah & Stein, 1990).

4. GEOCHIMIE DES TERRES RARES

Le comportement des Terres Rares dans les granites est principalement contrôlé par les phases accessoires. La monazite est connue pour concentrer les Terres Rares légères (La, Ce) tandis que zircon, xénotime, uraninite et thorite constituent les hôtes particuliers des Terres Rares lourdes (notamment Yb et Lu).

L'analyse des roches d'Ebelekane montre dans l'ensemble une large prédominance des Terres Rares légères sur les Terres Rares lourdes (Tableau II-4. 4)

Tableau II- 4. 4 : Compositions en Terres Rares des roches représentatives d'Ebelekane

Terres Rares							
	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
Ech	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
La	0,947	0,495	3,02	2,89	1,26	25,6	4,1
Ce	5,71	3,61	12,2	9,95	5,3	88,4	16,3
Pr	0,701	0,484	1,32	1,29	0,564	8,23	1,9
Nd	0,863	0,792	2,92	3,86	1,06	24,8	4,29
Sm	0,327	0,181	0,583	0,626	0,169	5,83	1,05
Eu	0,015	0,022	0,034	0,088	0,028	0,05	0,054
Gd	0,122	0,076	0,253	0,424	0,204	3,19	0,555
Tb	0,037	0,016	0,054	0,058	0,014	0,697	0,124
Dy	0,244	0,136	0,219	0,363	0,124	4,72	0,896
Ho	0,039	0,013	0,041	0,06	0,023	0,977	0,18
Er	0,086	0,093	0,13	0,175	0,071	3,42	0,582
Tm	0,061	0,031	0,042	0,036	0,01	0,758	0,158
Yb	0,56	0,224	0,338	0,382	0,199	6,8	1,55
Lu	0,093	0,035	0,056	0,055	0,024	1,06	0,291
Somme	9,81	6,21	21,21	20,26	9,05	174,53	32,03
Eu/Eu*	0,230	0,573	0,271	0,522	0,461	0,035	0,216
La/YbN	1,213	1,585	6,409	5,427	4,542	2,700	1,897
La/SmN	1,870	1,766	3,344	2,980	4,813	2,835	2,521
Gd/YbN	0,180	0,281	0,619	0,918	0,848	0,388	0,296

* $Eu/Eu_N = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N)(Gd_N)]}$

A l'exception du spectre fortement perturbé de la pegmatite du toit, les courbes de Terres Rares normalisées à la chondrite C1 (Figure II-4. 7) présentent la même allure, affectée par un effet tétrade d'importance variable. Seules leurs concentrations les discriminent.

L'effet "tétrade" se manifeste par un modèle de distribution en quatre parties convexes formées par les quatre groupes élémentaires **La-Nd**, **Nd-Gd**, **Gd-Er**, **Er-Lu**.

Il est essentiellement lié à la solubilité différentielle des éléments lanthanides et s'accompagne d'une forte diminution de la concentration en Eu.

Depuis sa découverte par les chimistes dans les années 1960 (Peppard *et al*, 1969), le phénomène d'effet "tétrade" a été observé dans les leucogranites (Masuda & Akagi, 1989 ; Kawabe, 1992) puis reconnu dans de nombreux granites très évolués (Masuda *et al*, 1987 ; Irber *et al*, 1999).

a. Le granite à albite, zinnwaldite et topaze présente l'effet tétrade le plus évident, accompagné par les concentrations les plus faibles ($6 \text{ ppm} < \Sigma \text{ TR} < 22 \text{ ppm}$), et paradoxalement, par l'anomalie négative en Eu la moins marquée ($0.23 < Eu/Eu^* < 0.57$).

Ce phénomène, spécifique au granite de la coupole confirme ainsi les résultats de l'étude des éléments en traces, aux mêmes causes, les mêmes effets :

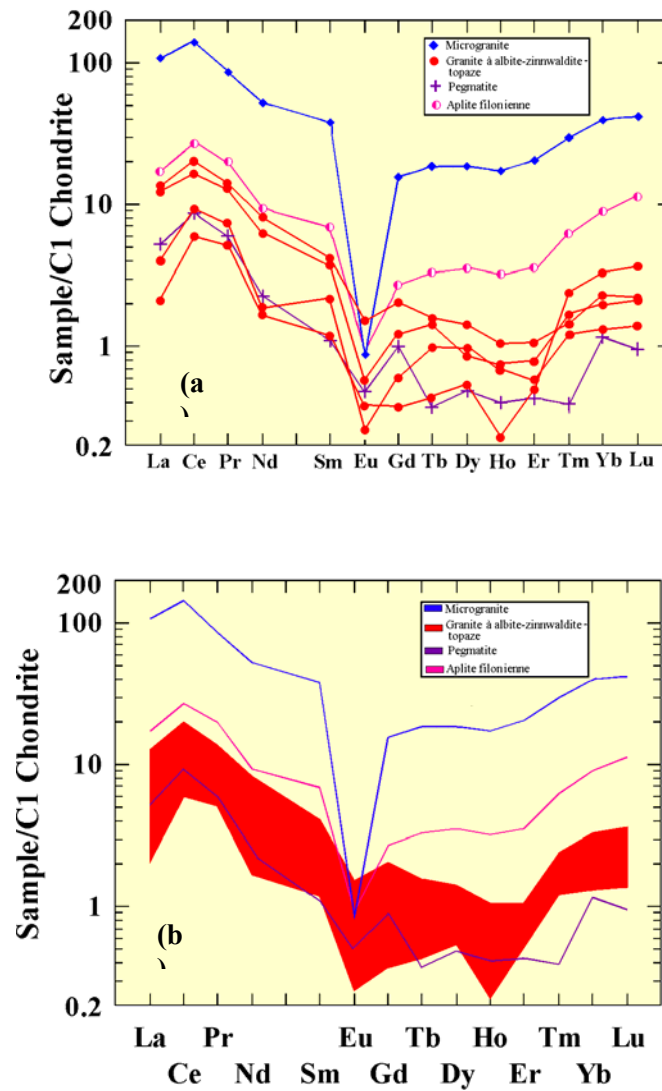


Figure II-4. 7 : Spectres de Terres Rares des roches d'Ebelekane, normalisés à la chondrite C1
a. par faciès ; **b.** par groupe

- Une cristallisation fractionnée, indiquée par des valeurs de $Eu/Eu^* > 0.10$ (Cocherie *et al*, 1991).

- Une interaction fluide-magma dans les derniers stades de cristallisation, liée à la présence d'une phase fluide aqueuse et d'un agent complexant, le fluor en l'occurrence.

Le spectre en dents de scie de la pegmatite, exprimé par une large inflexion au niveau des Terres Rares intermédiaires suggère par contre l'intervention de fluides post-magmatiques, à un stade sub-solidus.

b. Le microgranite diffère par des valeurs élevées en Terres Rares ($\Sigma 14 TR = 174.53$ ppm), une anomalie négative en Eu plus prononcée ($Eu/Eu^* = 0.035$) et un spectre plus régulier à l'allure typique en "ailes de mouette".

Il s'apparente ainsi davantage aux granites ultimes de la province des "Taourirts" représentés dans la région d'Issalane par le type "Tissalatine" (Baziz *et al*, 1996)

c. L'aplite filonienne occupe une position intermédiaire. Son spectre est sensiblement identique à celui du microgranite, malgré des teneurs en Terres Rares plus faibles ($\Sigma TR < 32$ ppm) et une anomalie négative en Eu moins prononcée ($Eu/Eu^* = 0.22$).

5. LES DONNEES DE LA NORME

Le calcul de la norme CIPW reflète les principaux caractères révélés par la géochimie des éléments majeurs, la présence de corindon normatif étant conforme à la nature peralumineuse des roches (Tableau II-4. 5).

Tableau II- 4. 5 : Compositions normatives des roches d'Ebelekane.

Norme CIPW							
Ech	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
Q	31.1	21.14	26.37	30.03	28.82	31.01	29.42
Or	18.85	14.92	14.76	22.96	29.08	25.61	15.49
Ab	45.31	61.09	54.74	43.23	38.57	39.4	51.58
An	0.45	0.8	0.2	0.65	0.2	0.45	0.8
C	3.65	1.87	3.11	2.89	2.94	2.86	2.4

Les données permettent :

- De préciser la nomenclature des roches (Figure II-4. 8) qui occupent, dans le diagramme normatif Q'-ANOR (Streckeisen & Le Maître, 1979), le champ des granites alcalins (*alkali-feldspar granites*).

- D'en appréhender les conditions de cristallisation et de mise en place à l'aide du diagramme de phase Q-Ab-Or (Figure II-4. 9) représentant un système d'haplogranite H₂O-HF, saturé en eau à 1kbar avec ajout de fluor (Manning, 1981).

Comparées aux données expérimentales, les compositions du microgranite et de la pegmatite, au caractère potassique plus marqué, se placent entre le minimum de type eutectique sans ajout de fluor (0%F) correspondant à une température de 730°C et le minimum avec ajout de 1% de fluor (1%F) obtenu à T°=690°C (Manning, 1981).

Les compositions du granite et de l'aplite filonienne, quant à elles, suivent une ligne cotectique remarquable, proche du côté Q-Ab et se déplaçant vers le pôle Ab du triangle. Elles sont comprises entre les minima avec ajout de 2% et de 4% de fluor correspondant respectivement aux températures de 670°C et 630°C.

Les résultats démontrent clairement l'influence particulière du fluor sur :

- L'abaissement de la température du solidus
- L'équilibre de phases, affectant l'ordre de cristallisation (Weidner & Martin, 1987 ; Pichavant *et al*, 1987; London *et al*, 1989).
- La modification des propriétés rhéologiques des magmas

La composition du granite d'Ebelekane est compatible avec une cristallisation à basse température, plaidant en faveur d'une origine magmatique de l'ensemble des minéraux et de l'albite, en particulier.

La migration des compositions loin des eutectiques des systèmes granitiques normaux résulterait ainsi de l'effet d'une élévation de la pression d'eau partielle (P_{H₂O}) (Tuttle & Bowen, 1958) et d'une augmentation de la concentration en fluor et lithium dans le magma durant le fractionnement (London, 1987 ; Martin & Henderson, 1984 ; Weidner & Martin, 1987).

Le glissement progressif du minimum ternaire suggère une cristallisation non pas simultanée mais séquentielle des phases minérales majeures, conforme aux données expérimentales obtenues par des simulations avec des macusanites (obsidiennes à topaze de Macusani, Pérou) dans des conditions sous-saturées en eau à 2 kbars (London *et al*, 1989).

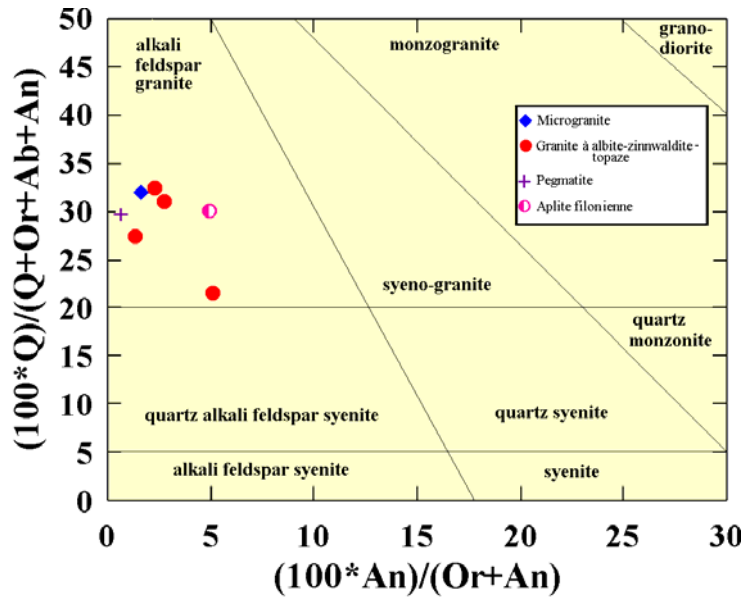


Figure II-4. 8 : Les granites d'Ebelekane dans le diagramme normatif de classification Q'—Anor (D'après Streckeisen & Le Maître, 1979)

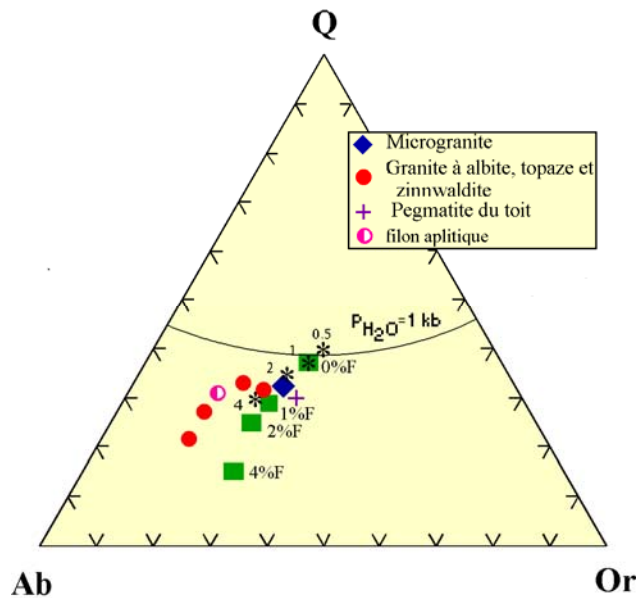


Figure II-4. 9 : Projection des compositions dans le diagramme de phase Q-Ab-Or représentant un système haplogranitique saturé en eau à 1kbar avec ajout de fluor.

Les carrés pleins indiquent les minima à 1%, 2% et 4% de fluor (Manning, 1981). Les étoiles correspondent aux valeurs de pression en kb (Tuttle & Bowen, 1958)

En abaissant le point de fusion et les minima de température du solidus et du liquidus et en réduisant la viscosité, le fluor permet d'étaler la durée du fractionnement jusqu'aux basses températures. Au fur et mesure qu'il concentre dans le magma, le liquide résiduel évolue vers des compositions alcalines, de plus en plus enrichies en sodium et appauvries en silice.

Le trend de fractionnement inverse, qui conduit à une diminution des teneurs en silice et une augmentation de l'alcalinité, couplé à une dynamique de croissance minérale en condition de non-équilibre, n'est concevable que dans le cas de magmas demeurant sous-saturés en eau et/ou vapeur jusqu'au solidus, estimé entre 550°C et 450°C (London, 1990).

Il suppose que le système cristal-magma tend mais n'atteint jamais l'équilibre chimique. Ces magmas siliceux persistent à l'état liquide ou hyalin en raison de leur teneur élevée en éléments volatils et subissent une rapide cristallisation *in situ*, en domaine quasiment clos.

6 CLASSIFICATION

En dépit d'une abondante topaze et des nombreux caractères qu'ils partagent avec les granites à topaze (Taylor, 1992), le granite d'Ebelekane échappe à toute catégorisation claire.

S'il semble manifestement rallier le sous-groupe "*low-P*" par ses teneurs faibles en phosphore et élevées en silice, il tranche par son caractère alumineux plus prononcé et ses concentrations faibles en Th, Y et Terres Rares (Tableau II-4. 6).

Le granite d'Ebelekane présente des caractéristiques spécifiques aux granites à tantale (Raimbault *et al*, 1991) : le caractère alumineux ($1.2 < A/NK < 1.5$) et sodique ($Na/K > 1.4$), les teneurs élevées en Ga, Rb et basses en Zr ($Zr/Hf < 10$) et un rapport Fe/Mn relativement faible ($Fe/Mn = 7.39$).

Sa concentration élevée en tantale (Ta = 199 ppm en moyenne) le classe incontestablement parmi les gisements à tantale les plus économiques (Tableau II-4. 7).

Tableau II-4. 6 : Géochimie comparée des granites à topaze et du granite d'Ebelekane. (Modifié de Taylor, 1992)

Type	Low-P	High-P	
Exemple	Pleasant Ridge, Canada (Taylor, 1992)	Saint-Austell, Angleterre (Exley & Stone, 1982)	Ebelekane, Algérie (Cette étude)
Minéraux accessoires	Phosphates rares : Rare monazite	Phosphates abondants : Apatite, monazite, amblygonite-montebbrasite	Rare monazite
Eléments majeurs	P ₂ O ₅ <0.10% SiO ₂ >73% Al ₂ O ₃ =12-14.5 A/CNK=1.0-1.2	P ₂ O ₅ >0.40% SiO ₂ =68-73% Al ₂ O ₃ =14.5-20% A/CNK=1.2-1.5	P ₂ O ₅ = 0.00-0.03% SiO ₂ =72.94-74.1% Al ₂ O ₃ =15.6-16.8% A/CNK=1.2-1.3
Eléments en traces	Y =60-160 ppm Th=20-50 ppm	Y<15 ppm Th<10 ppm	Y=0.5-1.8 ppm Th=2.8-12.2 ppm
Terres Rares	∑T.R=150-350 ppm Spectre plat, en "aile de mouette" La/Lu _N =0.6-1.5 Anomalie négative en Eu très forte Eu/Eu*<0.1	∑T.R<10 ppm Spectre modérément fractionné La/Lu _N >1.5 Anomalie négative en Eu modérée Eu/Eu*<0.2	∑T.R=6.21-21.21 ppm Spectre modérément fractionné La/Yb _N =1.2-6.4 Anomalie négative en Eu faible Eu/Eu*=0.23-0.57
Isotopes stables	δ ¹⁸ O=7.5-10.0%	δ ¹⁸ O=10.0-13.5%	-

La composition du granite d'Ebelekane est illustrée dans les diagrammes multi-éléments (Christiansen *et al*, 1986 ; Taylor *et al*, 1992) normalisés aux valeurs de l'échantillon de référence RGM-1, du Service géologique US (Govindaraju, 1984) correspondant à une rhyolite obsidienne (volcan de Medecine Lake, Glass Mountain, Californie).

Le profil fortement déprimé pour Eu, La, Sm, Yb, Y, Th et Zr et la remarquable "envolée" des valeurs du tantale (Figure II-4. 10), sont typiques d'un comportement "*non-CHARAC*".

Tableau II-4. 7 : Géochimie comparée du granite d'Ebelekane et des granites à tantale de la littérature.

1, 2, 3 : Raimbault *et al*, 1991 ; **4 :** Helba *et al*, 1994 ; **5 :** cette étude

N°	1	2	3	4	5
	Beauvoir	Yichun	Dajishan	Nuweibi	Ebelekane
Ech.	B1	Ych	Djs	East part	Ebk
	n=20	n=4	n=11	n=51	n=5
Ta (ppm)	160	186	169	155	199
Nb/Ta	0.51	0.23	0.31	0.39	0,25
SiO₂ %	67.7	69.6	75.3	72.64	73.73
P₂O₅ %	1.45	0.58	0.03	0.02	0,02
Li₂O	1.25	1.31	0.017	0.01	0,05
Na/K	2.22	3.86	1.96	2.5	3,13
ASI	1.51	1.38	1.29	1.07	1,23
Fe/Mn	3.6	0.8	2.6	2.75	7,39
Mn (ppm)	262	864	1922	774	294
Ga "	53	39	37	76	68
Zr "	26	26	26	47	24
Ag "	0.6	-	3.62	-	-
Sn "	1330	90	55	20	141
Sb "	0.54	0.06	0.21	-	-
W "	45	17	498	-	2
Th "	0.72	3.62	1.19	19	6,42

Le rôle des phénomènes tardifs trouve ici sa pleine expression, contrôlant la distribution de ces éléments à forte charge ionique (HFSE) et leur mobilisation sous la forme de complexes variés.

La comparaison avec les types I et S les plus fractionnés et les plus enrichis en fluor, voire même avec les rhyolites à topaze considérées comme les équivalents effusifs du type A alumineux, ne souffre d'aucune équivoque, excluant ou du moins, minimisant un contrôle strict par le chimisme initial du magma.

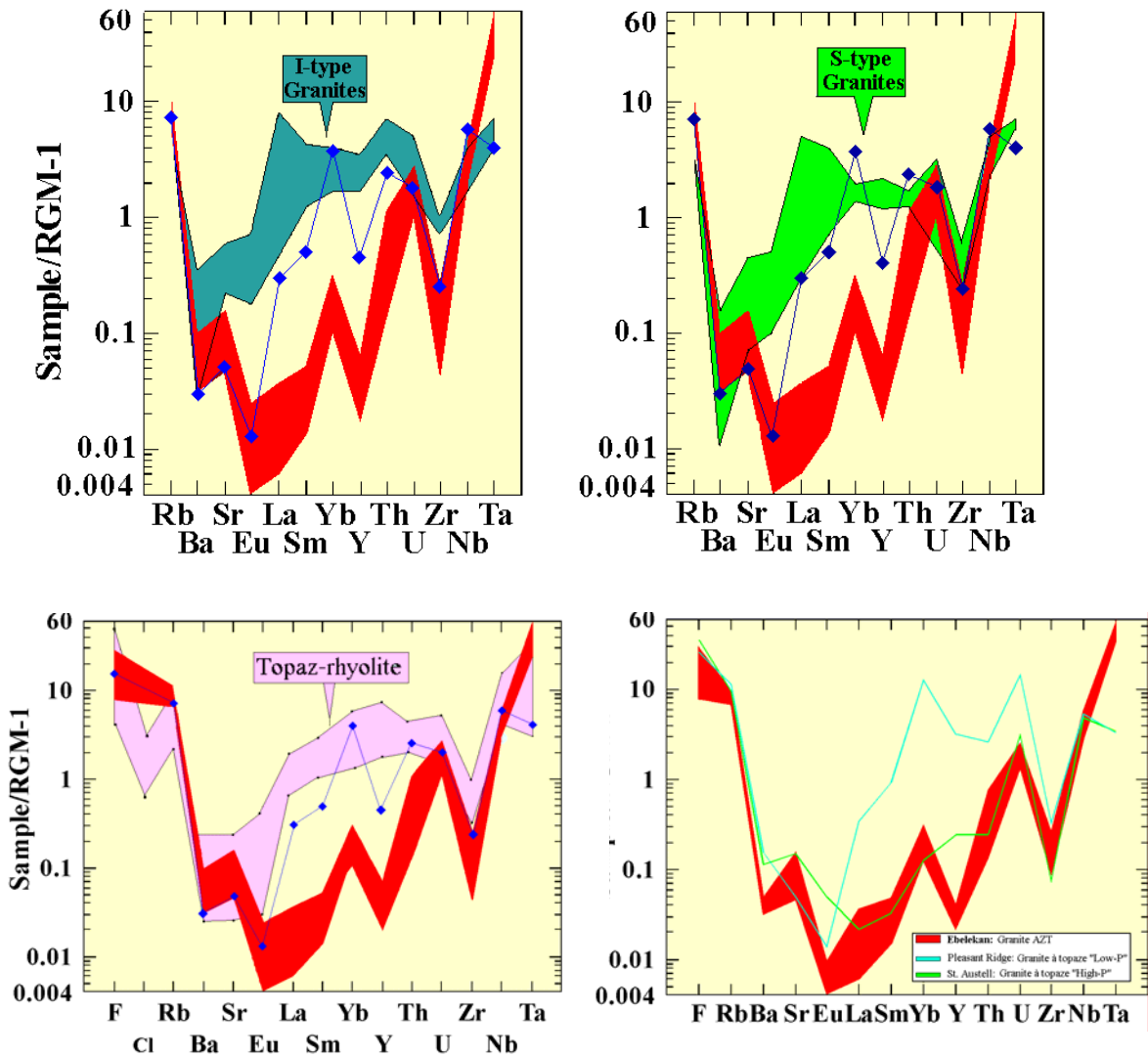


Figure II-4. 10 : Concentrations en éléments en traces et Terres Rares du granite d'Ebelekane (en rouge) normalisés au standard U.S. RGM-1 (Govindaraju, 1984) et comparaison avec le microgranite voisin (en bleu) et avec divers exemples de la littérature.

Les champs des granites de *type I* et *S* ainsi que les données des granites *low-P* et *high-P* sont de Taylor, 1992 ; le champ des rhyolites à topaze, de Christiansen *et al*, 1986

7. TYPOLOGIE

Les roches étudiées (Figure II-4. 11) occupent le champ des granitoïdes peralumineux très felsiques (Villaseca *et al*, 1998).

Ces granitoïdes dominent dans les zones orogéniques intracontinentales et sont rares dans les marges continentales actives en raison de la nature felsique de la croûte continentale impliquée (pélites, greywackes et roches méta-ignées), plus fertile que les protolithes basiques à produire des magmas alumineux à la température de fusion, estimée par les modèles expérimentaux à une valeur inférieure à $T=950^{\circ}\text{C}$.

Le magmatisme peralumineux est essentiellement lié à un processus d'épaississement crustal résultant d'une convergence de deux lithosphères continentales (Barbarin, 1998). Cependant, dans la majorité des cas, il se met en place après le climax de l'épaississement crustal, dans la période post-collision caractérisée par les grands mouvements le long des megashear zones et par la délamination importante du manteau lithosphérique (Sylvester, 1998).

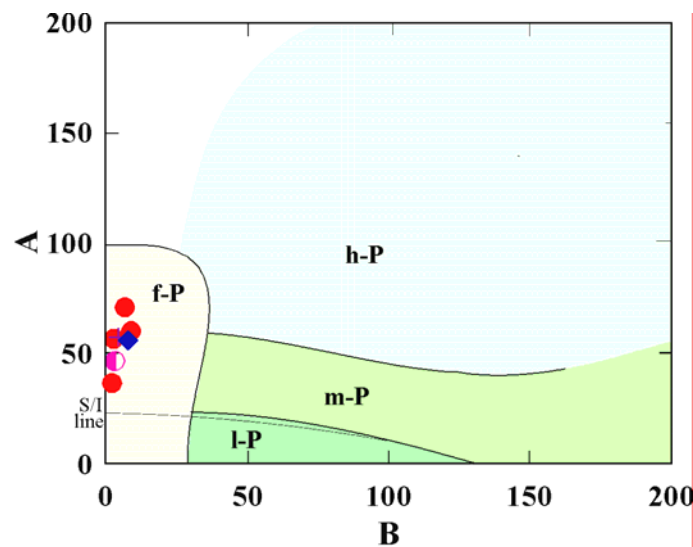


Figure II-4. 11 : Domaine de projection des granitoïdes peralumineux d'Ebelekane dans le diagramme typologique A-B de Debon & Le Fort, 1988.

(D'après Villaseca *et al*, 1998).

h-P : très peralumineux, m-P : moyennement peralumineux ; l-P : faiblement peralumineux ; f-P : peralumineux felsiques

La génération des granitoïdes peralumineux obéit aux deux mécanismes suivants :

- Une fusion partielle directe de roches crustales alumineuses.
- Une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée de séries moins alumineuses ou, plus rarement, de séries calco-alkalines de marges continentales.

Leur typologie est contrôlée par deux facteurs déterminants eux-mêmes dépendants du contexte de mise en place :

- La nature de la roche source
- Les conditions d'anatexie

7. 1. Nature des roches sources

Deux types principaux de protolithes peuvent être à l'origine des granitoïdes peralumineux felsiques :

- Métasédimentaire (méta-shales, métapélites), produisant dans des conditions réductrices et relativement pauvres en eau, des magmas purement crustaux et générant des granites peralumineux de type S à muscovite et biotite (White & Chappell, 1983 ; Chappell & White, 1992).
- Méta-igné, quartzo-feldspathique (greywackes, orthogneiss) ou basique (amphibolites) produisant des magmas enrichis en éléments lithophiles, dus à un mélange de sédiments fondus et du manteau, et générant des granites métalumineux à biotite de type "I" et/ou "A" (Collins *et al*, 1982).

Le type "I" est extrait, en milieu oxydant et relativement riche en eau, de la fusion partielle d'une croûte continentale inférieure (granulitique ou charnockitique) induite par la remontée du manteau ou au cours d'une convergence entre un continent et un arc volcanique (Pearce, 1996). Le type "A" est issu de la fusion à haute température de restites, après extraction d'un magma de type "I". Il indique une source plus sèche, déjà déshydratée par une fusion antérieure.

La prépondérance de l'une ou l'autre de ces sources, pélitique (méta-shales, métapélites) ou psammitique (méta-greywackes), reflèterait l'état de maturité des blocs crustaux accrétés : plateforme continentale mature pour la première, arc insulaire ou marge active pour la seconde (Sylvester, 1998).

Dans un tel contexte, une définition typologique claire apparaît *à priori* peu réaliste, compte-tenu de la grande variété de matériaux-sources impliquée et de la diversité des magmas mobilisés.

Comme l'ont souligné, à juste titre, les auteurs (Collins *et al*, 1982; King *et al*, 1996 ; Chappell, 1999), une classification génétique précise des granites fractionnés très felsiques (à teneur en SiO₂>72%) reste aléatoire en l'absence d'association étroite avec des roches mafiques, spécialement dans le cas des systèmes haplogranitiques (Chappell, 1999).

Le degré élevé de fractionnement du granite d'Ebelekane et l'intervention de fluides limitent l'application de la subdivision classique (de type S.I.M.A) fondée sur les caractéristiques de la source (White & Chappell, 1983).

La projection des compositions (Figure II-4. 12), dans quelques diagrammes discriminants conventionnels (Whalen *et al*, 1987), aboutit à des résultats peu concluants et ne peut revêtir qu'une valeur indicative.

Cependant, une affinité "A" semble subrepticement se dégager, au regard de l'abondance de Ga, Nb et en particulier de Zn qui, sans être un discriminant absolu peut en être un indicateur fiable (King *et al*, 1996)

En l'absence d'analyses isotopiques, la nature exacte du protolithe demeure indéterminée.

La peraluminosité et la richesse en étain suggèrent la présence de matériel métasédimentaire. Le faible état d'oxydation de ce système accroît la solubilité de l'étain (Sn²⁺) et accentue son comportement incompatible (Lehmann, 1990).

La quasi-absence de phosphore militerait cependant pour une contribution plus large de roches méta-ignées (Taylor, 1992 ; Chappell, 1999).

7. 2. Conditions d'anatexie

Les granites peralumineux felsiques peuvent résulter d'une fusion partielle à faible taux, développée en base de croûte dans des conditions anhydres, indépendamment du type du protolithe impliqué.

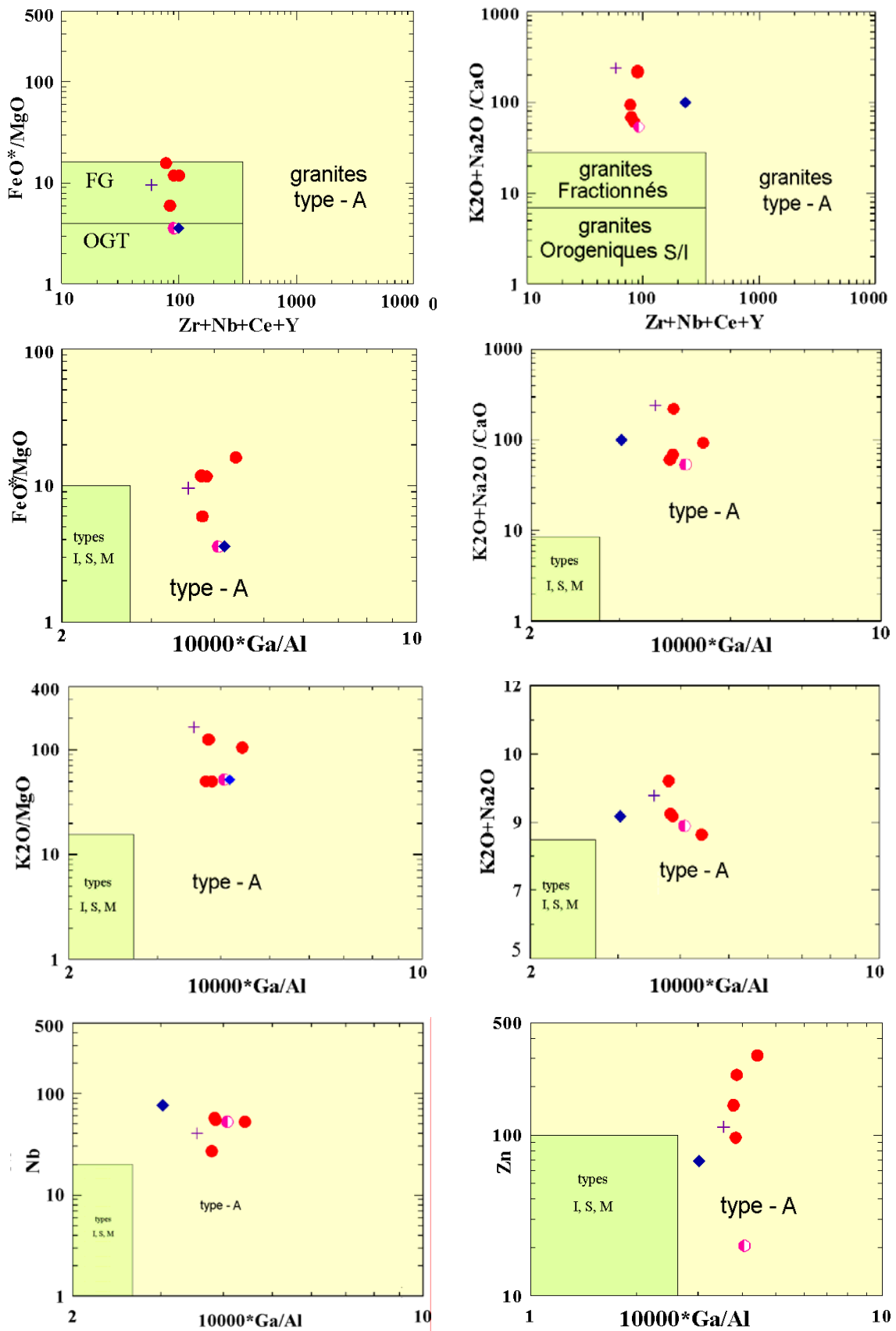


Figure II-4.12 : Domaines de projection dans quelques diagrammes typologiques conventionnels (D'après Whalen *et al*, 1987)

Un faible taux de fusion laissant les minéraux mafiques (biotite, hornblende) et accessoires (zircon, xénotime, allanite, monazite, sphène et rutile) dans le résidu, permettrait ainsi d'accréditer aussi bien les faibles concentrations en éléments majeurs (Ti, Fe, Mg), traces (Zr, Th, Y) et Terres Rares que les enrichissements en incompatibles (Rb, Li, F) observées dans les roches d'Ebelekane.

Une contribution plus importante de la monazite et du xénotime au résidu serait alors compatible respectivement avec les teneurs insignifiantes en P_2O_5 (Ouabadi, 1994) et en Y. De même, la très faible solubilité du rutile, minéral fréquent des roches métamorphiques, contrôlerait le comportement relatif des éléments Nb et Ta (Keppler, 1993) au cours de l'anatexie.

Le fractionnement des éléments métalliques et incompatibles (Sn, Ta, Nb, Rb, Li, F) a lieu principalement durant la fusion et résulte de la déstabilisation à proximité de la zone d'anatexie, de la muscovite puis de la biotite dans lesquels ces éléments étaient piégés. Il est l'indication d'une contribution plus grande des micas relativement aux feldspaths, dans la fraction de protolithe entrant dans la fusion.

Ce mécanisme contrôlerait ainsi la spécialisation géochimique et le potentiel métallique des magmas granitiques parents.

Les éléments volatils et les fluides, libérés des sédiments durant les périodes d'épaississement et de chevauchement ou issus de la déshydratation métamorphique (granulitisation), mobilisent et transportent les éléments incompatibles au cours d'événements de fusion multiples et répétés dans les magmas restants, les plus évolués. Ceux-ci s'enrichissent progressivement en Rb, Li, F et Ta, tandis que Y Nb, Zr et les Terres Rares se concentrent dans les phases résiduelles pouvant ultérieurement engendrer des granites de type A (Tischendorf & Föster, 1990 ; Föster & Tischendorf, 1994 ; Seltman & Faragher, 1994).

7. 3. Différenciation magmatique

Une origine par différenciation magmatique, supposant l'existence et le fonctionnement d'une chambre magmatique, peut expliquer les caractéristiques particulières des magmas peralumineux felsiques.

La cristallisation fractionnée conduit à l'extraction des composants par les minéraux qui précipitent à un stade précoce : plagioclase (CaO, Sr), feldspath potassique (K₂O, Ba, Sr, Eu), biotite (TiO₂, FeO, MgO) et accessoires (P₂O₅, Zr, Y, Hf et Terres Rares) tandis que Na₂O, F et autres incompatibles tels Li, Rb, Ga, Sn, se concentrent dans les liquides magmatiques résiduels.

Le rutile incorpore de préférence Nb à Ta avec des coefficients de partage ($K_D^{\text{cristal/magma}}$) très élevés. Sa présence, en quantité même infime, pourrait ainsi causer la diminution drastique du ratio Nb/Ta dans le liquide résiduel et participer à l'enrichissement en tantale avec le fractionnement (Linnen & Keppler, 1997).

8. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Au-delà de leur utilité discutable pour des granites très fractionnés, les diagrammes conventionnels de discrimination par les éléments majeurs (Maniar & Picolli, 1989) attestent du caractère transitionnel des granites, compatible avec une mise en place post-collisionnelle (Figure II-4. 13)

Les trends systématiquement observés, qui renvoient par ailleurs à l'affinité trans-alcaline des granites, peuvent traduire la diversité des sources impliquées dans les derniers stades d'évolution orogénique vers un domaine typiquement anorogénique (Figure II-4. 14).

Les mêmes réserves peuvent être émises quant à l'interprétation des diagrammes de discrimination par les éléments en traces des granites post-collision (Pearce, 1996 ; Pearce *et al*, 1984).

La valeur de ces diagrammes établis sur la base de données de roches magmatiques normales peut être contestable en cas de forte interaction fluide-magma qui conduit inévitablement à un effet tétrade et un comportement non-CHARAC des éléments de diagnose (Rb, Nb, Y, Yb, Ta).

La projection des compositions dans le champ des granites syn-collision (Figure II-4. 15) refléterait la contamination par la croûte (enrichie en Rb et Ta et appauvrie en Y et Yb) ou le contexte dans lequel la source a pu être mobilisée.

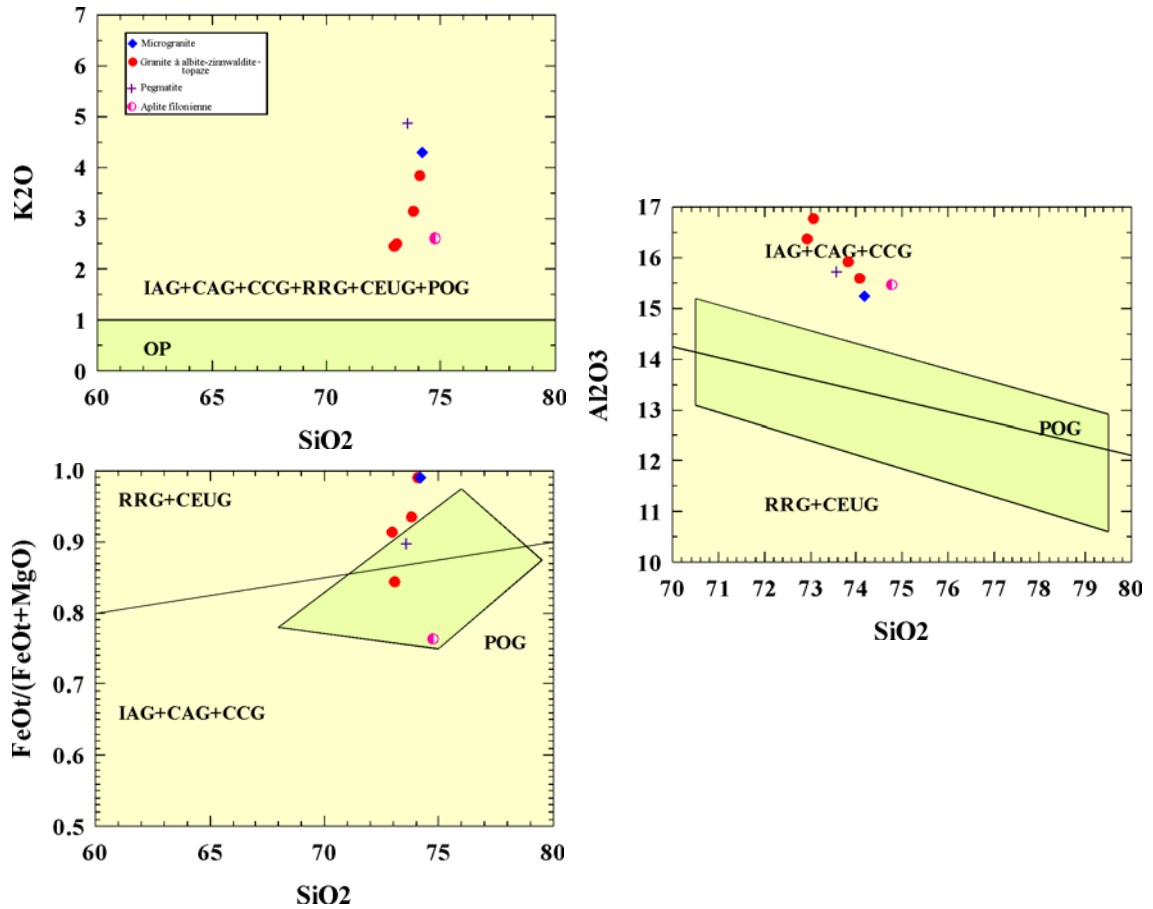


Figure II-4. 13 : Les granitoïdes d'Ebelekane dans les diagrammes de discrimination géotectonique par les éléments majeurs (D'après Maniar & Piccoli, 1989).

Plagiogranites océaniques (OP), arc insulaire (IAG), arc continental (CAG), collision continentale (CCG), rift (RRG), soulèvement épirogénique continental (CEUG)

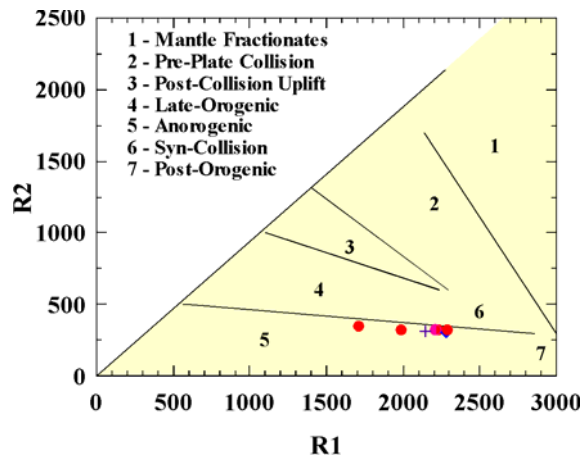


Figure II-4. 14 : Domaines de projection des granitoïdes d'Ebelekane dans le diagramme de discrimination R1-R2. (D'après Batchelor & Bowden, 1985)

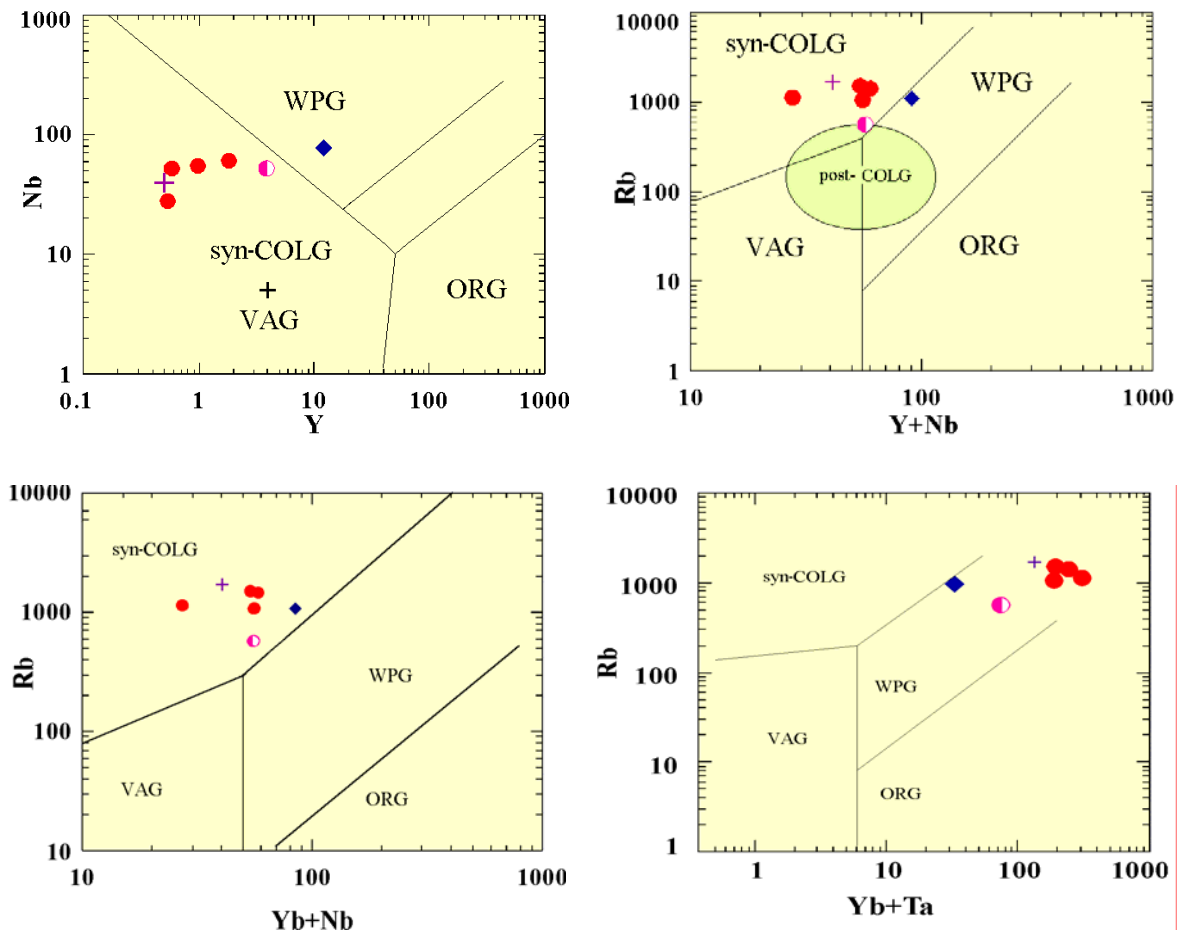


Figure II-4. 15 : Domaines de projection des granitoïdes d'Ebelekane dans les diagrammes de discrimination par les éléments en traces.
(D'après Pearce *et al*, 1984 ; Pearce, 1996)

La genèse des magmas débiterait au stade syn-collision tandis que l'ascension et la mise en place seraient plus tardives (post-collision), contrôlées principalement par les mouvements en transtension le long des "shear zones".

Le magmatisme post-collision est lié à un rapide soulèvement post-fermeture (uplift) et se met en place, en général, peu de temps après la collision (Figure II-4. 16)

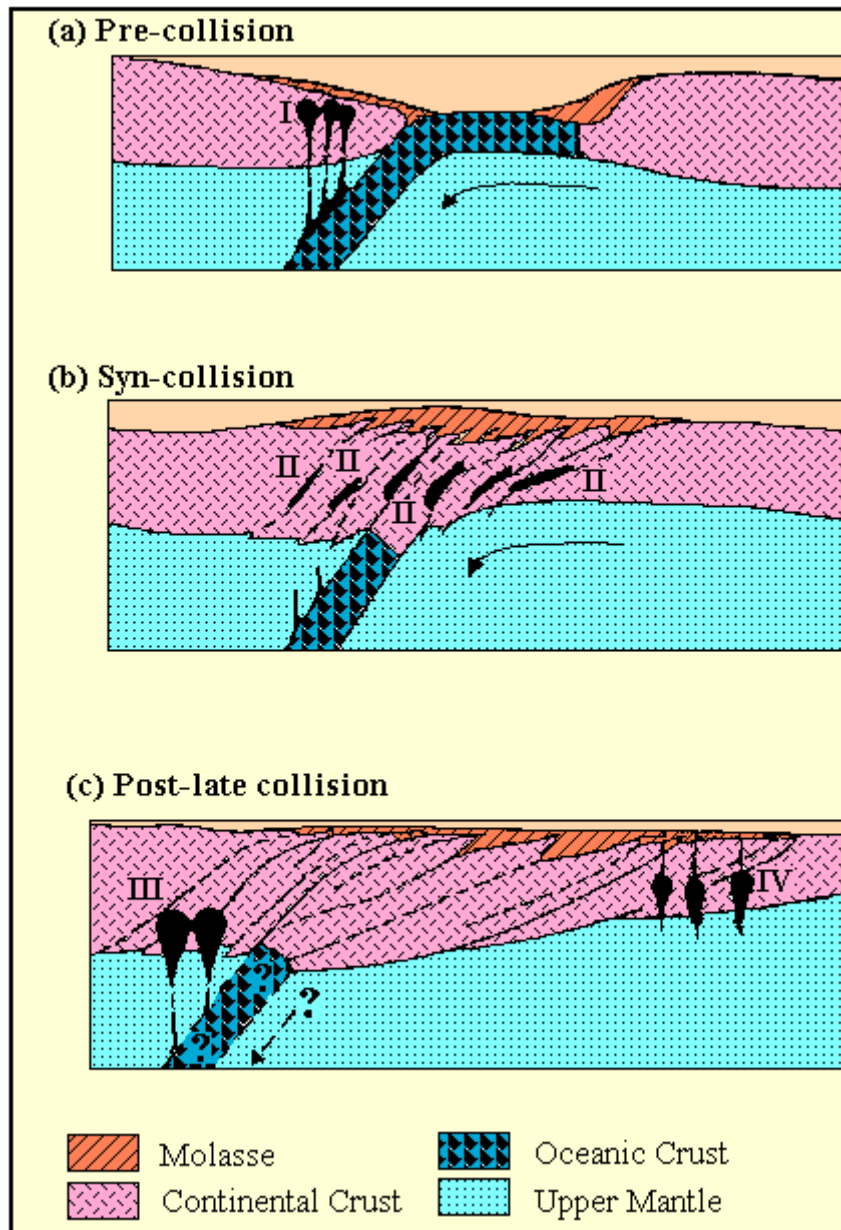


Figure II-4. 16 : Classification des granites de collision d'après le contexte géotectonique et la source (Modifié de Harris *et al*, 1986).
 Groupes I : Anté-collision ; II : Syn-collision ; III, IV : Tardi à post-collision

Il résulte d'une forte interaction de magmas dérivés du manteau et de la croûte épaisse. La fusion de la croûte inférieure serait due, selon les modèles, à la relaxation thermique ou induite par la délamination lithosphérique. La fusion du manteau supérieur est provoquée par la décompression adiabatique ou par les décrochements le long des zones de cisaillement (Pearce *et al*, 1984 ; Harris *et al*, 1986 ; Seltnann & Faragher, 1994 ; Pearce *et al*, 1996).

Ces résultats restent plausibles avec le modèle géodynamique actuellement proposé pour le bouclier targui (Liégeois *et al*, 1994)

9. CONCLUSION

Les caractéristiques géochimiques extrêmes du granite d'Ebelekane résultent d'un fractionnement *in situ* d'un magma initial très enrichi en fluor et lithium.

Au cours de la différenciation, les compositions s'enrichissent au fur et à mesure en sodium et s'appauvrissent en silice tandis que les éléments incompatibles (Li, Rb, Ga) et métalliques (Ta, Nb, Sn) se concentrent progressivement dans les bains résiduels.

La présence du tantale atteste du degré remarquable d'évolution atteint. Cependant, un phénomène de concentration de cette ampleur ne saurait être imputée à un processus unique de cristallisation fractionnée. Il indique une forte interaction de fluides aqueux à un stade magmatique tardif impliquant la présence de complexes fluorés, révélée par le comportement modifié de nombreux éléments en traces et Terres Rares.

1. INTRODUCTION

Nonobstant son caractère atypique manifeste, le granite en coupole d'Ebelekane s'apparente, par ses traits pétrographiques, minéralogiques et géochimiques essentiels, aux granites à métaux rares des sous-types à topaze "*low-P*" (Taylor, 1992) ou à tantale, pauvres en phosphore (Raimbault, 1991) connus dans le monde.

2. ORIGINE DES GRANITES A METAUX RARES

Les granites à métaux rares peralumineux et auxquels est associée une importante minéralisation à métaux rares (Nb, Ta, Li, Be, Sn) sont caractéristiques des orogènes formés par collision continentale et représentent le stade terminal de pétrogenèse des systèmes granitiques post-orogéniques.

Longtemps considérés comme le résultat d'une intense métasomatose post-magmatique, les granites à métaux rares (GMR) sont à présent, interprétés comme le produit ultime du fractionnement de magmas initialement enrichis en fluor et en lithium.

Leur évolution est compatible avec une cristallisation fractionnée d'un magma parental "fertile" ou "spécialisé" (Tischendorf, 1990 ; Tischendorf, 1991; Marignac & Cuney, 1991), rendant compte de l'enrichissement élevé en métaux. Le contrôle par les processus de différenciation magmatique, particulièrement dans les stades tardifs de l'évolution, apparaît plus déterminant que la chimie du magma initial, la source ou le contexte tectonique.

Elle peut être envisagée sous deux aspects principaux :

- Une fusion partielle à faible taux, plus ou moins induite par les fluides issus d'une probable granulitisation, conduit à la spécialisation des magmas à la faveur de plusieurs épisodes répétés dans le temps (≈ 40 Ma.).

Les éléments halogènes et lithophiles, libérés par la déstabilisation des silicates hydratés, sont mobilisés puis concentrés au fur et à mesure dans les magmas résultants, par les flux thermiques générés au cours d'un processus de délamination lithosphérique et remontée asthénosphérique. Ces magmas très enrichis en éléments volatils et en eau, ont un liquidus très bas et une viscosité très réduite et progressent rapidement vers la surface le long des structures faillées.

- Un fractionnement ultérieur plus étalé sur leur site final de mise en place.

La cristallisation fractionnée tend vers une augmentation remarquable, non seulement des éléments incompatibles (Rb, Ga, Li) et métalliques (Nb, Ta, Sn) mais aussi des halogènes (H₂O, F, Cl, P, B). Elle s'accompagne, dans les derniers stades, d'une forte interaction fluide-magma. L'intervention de la phase fluide se produit probablement dans l'intervalle *liquidus-solidus* et n'entraîne ni déstabilisation des minéraux cardinaux, ni transformation métasomatique majeure. Les granites à tantale résulteraient de la cristallisation du liquide résiduel ultime, enrichi en sodium et eau, transitionnel entre un liquide silicaté pur et un fluide aqueux (Bau, 1996 ; Jahn *et al*, 2001b).

3. ROLE DES ELEMENTS VOLATILS DANS LES PROCESSUS DE DIFFERENCIATION

L'ampleur et la nature des processus de différenciation des magmas granitiques ultimes, au cours de leur ascension, leur mise en place et leur cristallisation finale, sont largement contrôlées par l'abondance relative des éléments volatils.

Ces éléments concentrés au fur et à mesure dans les bains résiduels, jouent un rôle-clé dans les propriétés physico-chimiques et rhéologiques, conditionnant toute l'évolution future de ces granites, leur capacité à se différencier et leur potentiel d'enrichissement métallique (London, 1987 ; Monier, 1987 ; Raimbault, 1987 ; Pollard, 1989 ; London, 1995 ; Cuney & Autran, 1987 ; Manning & Pichavant, 1988 ; Hannah & Stein, 1990 ; Manning & Hill, 1990 ; Charoy & Noronha, 1996 ; Pichavant *et al*, 1987b ; Henderson *et al*, 1989 ; Cuney *et al*, 1992 ; Raimbault *et al*, 1995).

L'action des éléments volatils dits "fondants" (qui abaissent le point de fusion) se manifeste dès les premiers stades de la cristallisation magmatique.

Aussi longtemps qu'elles restent dissoutes, ces phases permettent au magma d'atteindre des niveaux élevés dans la croûte terrestre et d'allonger la durée du fractionnement.

A mesure qu'il cristallise, le magma se sature progressivement en eau, entraînant alors la démixtion d'une phase fluide aqueuse, qui modifie constamment les coefficients de partage ($K_D^{\text{fluide-magma}}$) entre le liquide silicaté et le fluide (Webster, 1990 ; Webster & Holloway, 1990 ; Keppler & Wyllie, 1991).

Ce n'est qu'au terme de la cristallisation, suite à la sursaturation du magma, que les fluides résiduels sont expulsés vers l'encaissant.

En règle générale, le partage du fluor et du lithium se fait en faveur du liquide silicaté, tandis que chlore, soufre et gaz carbonique ont une nette préférence pour le fluide aqueux expulsé. Leur implication dans le transfert des métaux par les fluides aqueux (complexes hydroxylés, chlorurés ou fluorés), largement établie, détermine la nature magmatique, ortho-magmatique ou hydrothermale des processus minéralisateurs.

Le rôle du fluor est particulièrement mis en relief :

- Il abaisse le point de fusion et les minima de température du solidus et du liquidus et influe sur l'équilibre de phases, affectant l'ordre de cristallisation. Les nombreuses études expérimentales (Manning, 1981 ; Pichavant, 1983 ; Weidner and Martin, 1987 ; Pichavant *et al*, 1987a) ont démontré qu'une forte concentration en fluor (4% F) pouvait abaisser les minima jusqu'à 630 °C et la température du solidus à moins de 550°C. L'addition d'autres constituants volatils, tels que le lithium (Martin & Henderson, 1984), le bore (Pichavant, 1983 ; Pichavant, 1987 ; Pichavant & Manning, 1984 ; Pichavant *et al*, 1987a) ou le phosphore (London, 1987 ; 1992 ; London *et al*, 1989 ; London *et al*, 1993) en amplifie les effets, réduisant la température du solidus en dessous de 450°C.
- Il diminue la viscosité des bains silicatés, en modifiant le réseau des silicates par hydrolyse de l'oxygène et dépolymérisation, à travers le remplacement des ponts Si-O-(Si-Al) par des liens Si-F (Dingwell, 1988 ; Dingwell *et al*, 1985 ; Dingwell *et al*, 1996). Une action similaire du sodium et de l'aluminium en excès dans les magmas peralumineux, est également évoquée (London *et al*, 1988 ; Holtz *et al*, 1992).

-
- Il accroît considérablement la solubilité de l'eau et des éléments incompatibles, principalement à charge élevée (Nb, Ta, Sn, W ± U), requérant des quantités d'eau plus grandes pour atteindre le niveau de saturation (Holtz *et al*, 1993 ; Holtz *et al*, 1995). En repoussant ainsi les limites de saturation, il permet un fractionnement plus tardif et une forte concentration métallique dans les magmas résiduels. Dans ce système fluide-magma, la présence de fluor accroît fortement la concentration des silicates dissous dans le fluide aqueux, de sorte que la composition se rapproche progressivement de celle du magma silicaté, évoluant vers un liquide silicaté surcritique, enrichi en sodium, en eau et en éléments incompatibles, le "*solution-melt*" des auteurs (Zakharchenko, 1976 ; Webster, 1990 ; London, 1990 ; Keppler & Willye, 1991).

Un rapport de fugacité f_{HF} / f_{H_2O} élevé facilite la diffusion liquide-fluide en augmentant les coefficients de partage entre cations. Il contribue ainsi à l'enrichissement précoce en éléments incompatibles hygromagmaphiles (W, Sn, Nb, Ta) avec l'apparition d'oxygènes libres "*non-liants*" qui stabilisent ces métaux à travers la formation de puissants complexes à Fluor-Oxygène-métal (Mysen & Virgo, 1985 ; Keppler, 1993). Toute modification des conditions initiales de cristallisation entraîne la destruction des complexes et la fixation des métaux dans les phases cristallines : chute de pression ou ébullition, baisse de température, mélange ou interaction entre minéraux et fluides, variation du pH ou de fugacité d'oxygène $f(O_2)$

3. GENESE DES MINERALISATIONS

C'est lors de l'apparition des phases fluides, au stade tardif, que se différencie la géochimie des métaux rares tels que Ta, Nb, Sn, ainsi que W, Mo, Au ou U.

La formation d'un gisement dépend de la capacité des fluides démixés à concentrer, extraire puis transporter les éléments métalliques (Hannah & Stein, 1990 ; Keppler & Wyllie, 1991 ; Taylor & Wall, 1993 ; Fouillac *et al*, 1987).

La genèse d'une minéralisation obéit à deux modes de concentration essentiels, d'importance variable :

- **Un pré-enrichissement métallique**, contrôlé principalement par le degré de fractionnement et l'état d'oxydation du système.

En raison de sa mobilité hydrothermale quasi-nulle, le tantale est essentiellement lié par une évolution magmatique (Keppler, 1993 ; Lehmann, 1994 ; Linnen, 1998b; Linnen & William-Jones, 1993 ; Linnen & Keppler, 1997). Les minéralisations primaires à Ta-Nb sont restreintes aux pegmatites et granites très évolués, caractérisés par un degré extrême de fractionnement.

L'étain semble plus affecté par l'état d'oxydation du milieu. Des conditions réductrices, typiques des séries granitiques à ilménite issues de sources pélitiques, concourent à l'enrichissement systématique en étain avec le fractionnement (Lehmann, 1991 ; Haapala, 1997 ; Linnen *et al*, 1996).

Un faible état d'oxydation collabore non seulement à la concentration magmatique de l'étain mais offre aussi les conditions potentielles d'une redistribution hydrothermale (Linnen, 1998 a, b).

- **Une redistribution hydrothermale post-magmatique** est fondamentale dans la plupart des minéralisations économiques à Sn, W (Mo, Au, U) et n'exige généralement pas le degré élevé d'évolution, spécifique aux systèmes à tantale (Lehmann, 1994 ; Linnen, 1998a ; Keppler et Wyllie, 1991).

La mobilité hydrothermale des éléments est influencée par deux paramètres essentiels qui conditionnent leur solubilité :

- le potentiel redox : Contrairement à Au, Mo, U, plus facilement mobilisés dans un environnement oxydé, l'étain est plus soluble en milieu réducteur. Le tungstène semble moins influencé par les conditions redox.
- le pH des fluides : Une concentration élevée en HCl augmente le coefficient de partage ($K_D^{\text{fluide-magma}}$) de l'étain et conduit à la formation de cassitérite orthomagmatique-hydrothermale. Aucun effet significatif de HF n'est observé. En présence de fluides enrichis en fluor et de faible salinité, l'étain se partage en faveur du magma et précipite en une cassitérite magmatique.

En général, un pH élevé des fluides diminue de manière drastique le K_D de nombreux éléments en traces, réduisant les chances d'extraction métallique dans un système alcalin-peralcalin (Keppler et Wyllie, 1991).

La profondeur de mise en place constitue l'un des facteurs principaux de l'évolution métallogénique d'un granite. En dépendent d'une part, le timing et le volume des volatils dégagés et partant, l'exsolution des phases aqueuses (Stein & Hannah, 1990 ; Webster, 1990) et d'autre part, la composition et la salinité des fluides coexistants (Linnen, 1998 ; Linnen & William-Jones, 1993)

- Dans un système fermé, à une profondeur relative, le fluide coexistant avec le magma est sous pression quasi-lithostatique et de faible salinité. Le partage des métaux, et de l'étain en particulier s'effectue en faveur du magma. S'il n'est pas expulsé avant complète cristallisation, ce fluide reste à l'équilibre avec les minéraux, piégeant une grande partie des éléments lithophiles (F, Li, Rb, Cs) dans les phases majeures cristallisées. En modifiant les paramètres physico-chimiques du milieu initial, le fluide influencerait aussi sur les conditions de stabilité des complexes à métaux rares (Nb, Ta Sn) et de précipitation dans les niobo-tantalates.

- Dans un système sub-volcanique, de mise en place superficielle, la baisse de pression de confinement peut conduire à l'ébullition des fluides et à la démixtion d'une phase vapeur. Les fluides exsolvés des magmas superficiels seraient par ailleurs hypersalins et concentreraient tout le chlore présent, facilitant le transport de l'étain par les complexes chlorurés dans la phase aqueuse, fluide ou vapeur.
Ce système, résultant du passage d'un régime lithostatique à un régime hydrostatique, serait le seul apte à permettre un accès aux fluides externes et une redistribution des métaux dans les filons, par la fracturation hydraulique générée.

4. MODE DE CRISTALLISATION DU GRANITE A TANTALE D'EBELEKANE

Les conditions de cristallisation découlent des données de la norme représentant un système haplogranitique enrichi en fluor et lithium.

Le glissement progressif du minimum ternaire vers le pôle Albite et le long du côté Quartz-Albite du triangle suggère une cristallisation non pas simultanée mais séquentielle des phases minérales majeures, conforme à celle reproduite à 2 kbars sur des macusanites sous-saturées (London *et al*, 1989).

Le fluor, en particulier, provoque l'expansion du champ du *liquidus* du quartz et de l'orthose. En prolongeant le fractionnement jusqu'aux basses températures, il augmente la stabilité thermique des phases micacées et permet leur cristallisation directe. A mesure qu'il se concentre dans le magma, les compositions deviennent de moins en moins siliceuses et de plus en plus sodiques, précipitant sous forme d'albite interstitielle, disposée entre les cristaux précoces de quartz et d'orthose.

Les relations de phases et textures minérales, marquées par une formation précoce de l'albite et une croissance continue du quartz, correspondant à l'injection d'un magma à l'état presque entièrement liquide, sans entraînement évident de phénocristaux précoces.

Elles évoquent une solidification rapide, dans des conditions métastables, d'un liquide silicaté résiduel, surfondu, refroidi en deçà de la température d'équilibre du *liquidus*, due aux effets conjugués de l'eau et des phases volatiles (F, Li).

Le granite d'Ebelekane est l'expression d'un magma de nature pegmatitique dont les caractéristiques primaires, héritées d'un magma parent enrichi en fluor, auraient été acquises dans des conditions sous saturées en eau. La saturation ne se produit qu'une fois la température du *solidus* atteinte, soit vers 550°- 450°C (London, 1990 ; London *et al*, 1988 ; London *et al*, 1989).

Les oxydes métalliques, disséminés dans la coupole granitique font partie intégrante de l'évolution magmatique. La suite formée par les minéraux porteurs de tantale, niobium et étain :

Manganocolumbite→Manganotantalite→Wodginite+Titanowodginite→Cassitérite, représente un trend primaire de cristallisation d'un magma enrichi en fluor (Černý & Ercit, 1989 ; Spilde & Shearer, 1992).

L'absence de cassitérite en veines ou filons, suggère un transfert hydrothermal limité, une fracturation hydraulique très réduite ou un volume proportionnellement négligeable de fluides aqueux dégagés à un stade post-magmatique.

La majeure partie des fluides dissous est restée confinée dans le granite. Ces fluides magmatiques très enrichis en fluor, accumulés au cours de la différenciation, auraient joué un rôle capital dans la concentration du tantale et de l'étain, sous la forme de complexes fluorés.

En raison de son comportement incompatible et son immobilité hydrothermale, le tantale est un indicateur fiable du degré de fractionnement d'un magma granitique. Son enrichissement systématique obéit aux lois de la cristallisation fractionnée.

La cristallisation de phases de plus en plus riches en tantale est liée principalement à une solubilité plus grande de la tantalite relativement à la columbite dans les liquides peralumineux et à la stabilité plus élevée de ses complexes à basse température (Keppler, 1993, Linnen & Keppler, 1997).

La rétention de l'étain au sein de la coupole granitique, dans la wodginite et la cassitérite, marque l'installation de conditions oxydantes dans les derniers stades de cristallisation.

La minéralisation niobo-tantalifère associée à l'aplite-pegmatite est typiquement composée de manganotantalites reliques, héritées probablement du granite sous-jacent, fortement corrodées puis relayées par la cristallisation de wodginite puis de titanowodginite dans l'aplite.

La phase ultime est représentée par une cassitérite tantalifère, cristallisant en surcroissance autour de la wodginite. Exclusivement rencontrée dans la pegmatite à microcline du toit, elle aurait précipité en milieu oxydé avec la baisse de température et la diminution du rapport Na/K, due à l'appauvrissement du liquide en sodium et/ou à un échange de Na par K à travers le système par la phase fluide ou vapeur séparée du granite albitique au moment de sa consolidation.

5. CONCLUSION

Le trend observé est une parfaite illustration du concept de "trempe chimique" ou "*chemical quench*" (London, 1987 ; London, 1990 ; Cerny, 2000). La stabilisation graduelle du fluor et du lithium dans les phases minérales (topaze, zinnwaldite) entraîne la réduction de leur teneur dans les liquides alcalins résiduels.

L'élévation consécutive du pH tend vers la destruction des complexes fluorés à niobium puis à tantale qui précipitent sous forme de columbite puis de tantalite.

L'épuisement des éléments volatils provoque la saturation du bain sodique résiduel et sa consolidation rapide, due à la séparation presque simultanée d'une phase aqueuse surcritique, fluide et/ou vapeur, enrichie en sodium et très corrosive.

Ce mécanisme peut être, par ailleurs, combiné à celui de la réduction de pression, le "*pressure quench*", lié à l'exsolution d'une phase gazeuse par chute brutale de pression et qui affecte principalement les intrusions de mise en place superficielle.

En témoigne l'augmentation de la fugacité d'oxygène, au cours de probables événements d'ébullition, responsable de la précipitation tardive de la wodginite après un épisode de corrosion dissolution.

L'inversion du mécanisme de substitution Sn → Ti dans la titanowodginite serait attribuée à l'interaction de fluides avec les roches encaissantes riches en titane ou à une contamination - assimilation de xénolithes mafiques (Tindle *et al*, 1998 ; Uher *et al*, 1998). Elle attesterait d'une ouverture du système et, éventuellement, d'une intervention de fluides externes à un stade précoce, conformément au modèle développé dans le granite de Beauvoir (Cuney & Autran, 1987 ; Fouillac *et al*, 1987 ; Cuney *et al*, 1992 ; Raimbault *et al*, 1995).

CONCLUSIONS GENERALES

Les granites à métaux rares (GMR) désignent des granites spécialisés peralumineux, à affinité alcaline, mis en place à faible profondeur et souvent accompagnés de minéralisations économiques à niobium, tantale, lithium, rubidium, plus ou moins associées à l'étain et/ou tungstène. Caractéristiques des orogènes de collision, ils représentent les phases ultimes des complexes granitiques post-orogéniques.

Dans la chaîne panafricaine du Hoggar, les GMR sont étroitement liés aux suites *Taourirt* (~539-521 Ma.), datant le dernier événement tectonique transtensif dans la région.

Le but de l'étude est de définir leur typologie au travers d'une description détaillée du granite d'Ebelekane.

La coupole granitique d'Ebelekane est située dans le terrane d'Assodé-Issalane, à l'extrémité orientale du Hoggar central.

Elle constitue une lame isolée, intrusive dans un granite à biotite d'extension régionale et comprend un granite massif hololeucocrate à albite-zinnwaldite-topaze, à grain fin et à quartz en "snow ball" et une aplite pegmatite rubanée apicale, apparemment mise en place dans les joints de contraction du granite.

La composition des micas lithinifères se situe autour du pôle zinnwaldite, dans le domaine à un seul mica, au-dessus de la lacune de miscibilité entre micas dioctaédriques et trioctaédriques. Elle reflète le caractère évolué du magma et sa richesse en fluor et lithium.

L'évolution des zinnwaldites vers des termes de plus en plus lithiques est compatible avec un processus de fractionnement magmatique. Les micas sont ainsi des phases primaires formées tardivement au cours de la différenciation de magmas granitiques très enrichis en éléments volatils.

Les oxydes niobo-tantalifères constituent l'essentiel de la minéralisation à Nb-Ta-Sn et sont disséminés à travers l'ensemble du massif.

Ils forment une lignée à Mn :

Manganocolumbite → Manganotantalite → Wodginite + Titanowodginite → Cassitérite,
produit d'un magma enrichi en fluor et représentent un trend de cristallisation primaire, défini par la substitution idéale : $(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+} + 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} = 3(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+}$.

Le zonage complexe des niobo-tantalates, caractérisé par une grande amplitude des variations et associé à des surfaces de dissolution-corrosion et des textures en surcroissance autour des minéraux partiellement résorbés, évoque une cristallisation métastable, éloignées de l'équilibre, due à l'action conjuguée du fluor et de fluides magmatiques aux stades tardifs de la différenciation.

Le rôle des fluides aqueux est d'influer sur les conditions de précipitation des métaux en modifiant les propriétés physico-chimiques initiales du milieu : température, pression, pH et potentiel redox.

Le granite d'Ebelekane se distingue par sa signature géochimique. Il est enrichi en silice, alumines, alcalins (avec $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) et très appauvri en calcium, magnésium, fer, titane et phosphore.

Les teneurs anormales en éléments en traces, très élevées en F, Li, Ga, Rb, Ta, Nb et Sn et très basses en Sr, Ba, Y, Zr et Terres Rares, sont l'indice d'un fractionnement important et de l'activité d'une phase fluide aqueuse, enrichie en fluor, suggérant un transfert des métaux rares sous forme de complexes fluorés.

L'interaction des fluides à haute température, dans l'intervalle *liquidus-solidus*, avec les derniers liquides magmatiques conduit à un *effet tétrade* des lanthanides et un comportement modifié, *non-CHARAC*, de nombreux éléments en traces (Ba, Rb, Nb, Ta, Hf, Zr, Y) et Terres Rares (La, Eu, Er, Ho, Yb), typiques des systèmes magmatiques tardifs très évolués.

Les caractéristiques extrêmes du granite d'Ebelekane, héritées d'un magma parent enrichi en fluor, résultent d'une cristallisation fractionnée *in situ* du liquide résiduel ultime, formé dans des conditions sous-saturées en eau.

Ce mode de cristallisation suppose que l'équilibre chimique du système cristal-magma est rarement atteint.

En raison de leur teneur élevée en éléments volatils (F, Li), ces magmas siliceux de faible viscosité, subsistent à l'état liquide ou hyalin jusqu'à saturation et subissent une solidification brutale, due à la séparation presque instantanée de la phase aqueuse, fluide ou vapeur.

"Comparaison n'est pas raison"

Le modèle proposé, établi à partir d'une compilation de données bibliographiques et d'éléments de comparaison avec des exemples connus dans le monde, ne constitue à ce stade de l'étude qu'une base de travail.

De nombreux phénomènes restent encore insuffisamment étudiés et nécessitent des travaux d'exploration complémentaires, notamment, de :

- Géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène.
- Analyse des inclusions fluides, Microthermométrie et Spectroscopie RAMAN.

Enfin, l'âge des granites à métaux rares dans le Hoggar mériterait d'être précisé par les méthodes de datation géochronologique.

BIBLIOGRAPHIE

Abella, P.A., Corbella, M., Melgarejo, J.C., 1995. Nb-Ta minerals from the Cap de Creus pegmatite field, eastern Pyrenees: distribution and geochemical trends. *Mineralogy and Petrology* 55, 53-69.

Abdalla, H.M., Helba, H.A., Mohamed, F.H., 1998. Chemistry of columbite-tantalite minerals in rare metal granitoids, Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine* 62, 6, 821-836.

Abdesalam, M.G., Liégeois J.P., Stern, R. J., 2002. The Saharan metacraton. In: Piestrzynski *et al* (Eds.), Mineral Deposits at the beginning of the 21st century, 485-487. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119-136.

Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003. The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences* 37, 295-311.

Ait-Hamou, F., 2000. Un exemple de "point chaud" intra-continentale en contexte de plaque quasi-stationnaire : Etude pétrographique et géochimique du Djebel Taharak et évolution du volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien). *Thèse Doctorat es Sciences*, Université Montpellier II. 250 p.

Anderson, A.T., 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics. Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist*, 69, 660-676.

Aubert, G., 1969. Les coupoles granitiques de Montrebras et d'Echassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. *Mémoire BRGM*, 46, 349p.

Azzouni-Sekkal, A., 1989. Pétrologie et géochimie des granites de type " Taourirt " : un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques, au Pan-Africain (Hoggar, Algérie). *Thèse Doctorat es Sciences*, USTHB, Alger, 667p; *Mémoire Service Géologique Algérie* 7 (1995), 288p.

Azzouni-Sekkal, A., Boissonnas, J., 1993. Une province magmatique de transition du calco-alcalin à l'alcalin : Les granitoïdes pan-africains à structure annulaire de la chaîne pharusienne du Hoggar (Algérie). *Bulletin Société Géologique France* 164, 4, 597-608.

Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J-P. , Bechiri-Benmerzoug, F., Belaïdi-Zinet, S., Bonin, B., 2003. The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37, 331-350.

Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.

Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43-55.

Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace element in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 323-333.

Bau, M., 1997. The lanthanide tetrad effect in highly evolved felsic igneous rocks - a reply to the comment by Y. Pan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 409-412.

Bayer, R., Lesquer, A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain. Géométrie d'une suture panafricaine. *Bulletin Société Géologique, France* 6, 863-876.

Baziz, K., Liégeois, J.P., Azzouni, A., Layachi, L., Zahri A., 1996. La phase granitique ultime (post 580 Ma) de la région d'Asseo-Issalane (sud-est Hoggar). Pegmatite à columbite associée. In : Séminaire de Géologie et Exploration des Ressources Minières, ORGM, Boumerdès. *Recueil des résumés*, pp.12-13.

Belkasmi, M. 1993. Pétrographie et géochimie des granites à métaux rares. Contribution de la cristallogéochimie des micas et des niobotantalates à la reconstitution de leur évolution pétrogénétique. *Thèse de 3^{ème} cycle*, INPL, Nancy. 473 p.

Belkasmi, M. 2000. Cristallogéochimie des micas et des minéraux accessoires des granites à métaux rares : implications pétrogénétiques. Découverte de disséminations à métaux rares dans le complexe du Ment (Maroc Central). *Thèse Doctorat es Sciences*, Université de Fès, Maroc. 308 p.

Belkasmi, M., Cuney, M., 1998. Les columbo-tantalites zonées du granite de Montrebas (Massif Central français). Implications pétrogénétiques. *Comptes Rendus Académie des Sciences* 326, 459-465

Benazouz-Fezoui, A., 1989. Pétrologie des granites Taourirts et pegmatites associées de la région de Laouni (Hoggar Central méridional). Contribution à l'explication de certains processus tardi et post-magmatiques originaux. *Thèse de Magister*, IST/USTHB, Alger. 195p.

Bertrand, J.M.L., 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). *Thèse Doctorat es-Sciences*. Université Montpellier. CNRS, Série Géologie 19, 370 p.

Bertrand, J. M. L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-african orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield. *Geologische Rundschau* 67, 2, 357-388.

Bertrand, J.M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978. The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, and tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research* 7, 349-376.

Bertrand, J.M., Meriem, D., Lapique, F., Michard, A., Dautel, D., Gravelle, M., 1986a. Nouvelles données sur l'âge de la tectonique pan-africaine dans le rameau oriental de la chaîne Pharusienne (région de Timgaouine, Hoggar, Algérie). *Comptes Rendus Académie des Sciences* 302, 437-440.

Bertrand, J.M.L., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., 1986b. Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955-972.

Beus, A.A., Zalashkova, N.Y., 1964. Postmagmatic high-temperature metasomatic processes in granitic rocks. *International Geology Review* 6, 668-681.

Beus, A.A., Severov, E.A., Sitnin, A.A., 1962. Granites albitisés et greisenisés (apogranites). *Izd. Acad. Nank.*, USSR, Moscow, 1, 196 p.

Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223-227.

Black, R., Latouche, L., Liégeois, J-P. , Caby, R., Bertrand, J-M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641-644.

Boissonnas, J., 1974. Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doctorat es Sciences*, Paris VI; *Centre de Recherches sur les zones arides*, Série Géologie 16, 662 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.

Bouabsa, L., 1987. Intrusions granitiques à albite –topaze : minéralisations stannowolframifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse de 3ème cycle*, Université Nancy I. 193 p.

Bouabsa, L., Marignac, C., Cuney, M., Gherbi, C., 2005 a. Le complexe granitique langhien du Filfila (Nord-Est constantinois, Algérie) : granites à cordiérite, granites à tourmaline et granites à métaux rares. Nouvelles données minéralogiques et géochimiques et conséquences pétrologiques. *Bulletin Société Géologique Algérie* 16, 1, 15-53.

Bouabsa, L., Chalal, Y., Kesraoui, M., Marignac, C., Nedjari, S., 2005 b. Granites à métaux rares du Hoggar et magmatisme "Taourirt" : pourquoi cette relation ? In : Séminaire de Géologie et de Métallogénie des Massifs du Hoggar et des Eglabs, Tamanrasset. *Recueil des résumés*, pp. 39-40

Boullier, A.M., 1991. The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): A review. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P., (Eds.), *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 85-105.

Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wave number methods. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191-205.

Bowden, P., 1985. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa: A review. *Journal of African Earth Sciences* 3, 61-76.

Bowden, P., Black, R., Martin, R.F., Ike, E.C., Kinnaird, J.A., Batchelor, R.A., 1987. Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J., (Eds), *Alkaline Igneous Rocks. Black Scientific Publication of Geological Society*; Special Publication 30, 357-379.

Brown, W.L., Moreau, C., Demaiffe, D., 1989. An anorthosite suite in a ring-complex: crystallization and emplacement of an anorogenic type from Abontorok, Aïr, Niger. *Journal of Petrology* 30, 1501-1540.

Burollet, P.F., 1995. Précisions nouvelles sur la formation des bassins sédimentaires africains phanérozoïques. In : Arbey, F., Lorenz, J., (Eds.), Bassins sédimentaires africains. *Actes du IVeme Colloque de Géologie Africaine*, CTHS, pp 17-28.

Caby, 1970. La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar, Algérie. Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Thèse Doctorat es Sciences*. Université de Montpellier. 336 p.

Caby, R., 1987. The Pan-African belt of West-Africa, from the Sahara desert to the golf of Benin. In: Shaer, J.P., Rodgers, J., (Eds), Anatomy of mountain ranges. Princeton University Press, USA, pp. 129-169.

Caby, R., 2000. Revue des séries sédimentaires protérozoïques et chronologie de l'évolution géodynamique du bouclier targui. 1^{er} Séminaire National de Stratigraphie. Service Géologique Algérie, ORGM. Boumerdès. *Recueil des Résumés*, pp. 12-13.

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of Earth Sciences* 37, 133-159.

Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas Pan-African segment. In: A. Kröner, (Ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, pp. 407-434.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Gravelle, M., 1982. Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin Société Géologique France* 7, XXIV, 4, 677-684.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., 1987. Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne pan-africaine du Nord du continent africain. *Precambrian Research* 36, 335-344.

Černý, P., 1982. Petrogenesis of granitic pegmatite. Mineralogical Association of Canada. Short Course handbook 8, 405-461.

Černý, P., 1991a. Processes controlling evolution of rare-element granitic pegmatites. In: Pagel, M., Leroy, J.L., (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 737-740.

Černý, P., 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18, 49-67.

Černý, P., 1991c. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada* 18, 68-81.

Černý, P., 1992. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Applied Geochemistry* 7, 393-416.

Černý, P., Ercit, T.S., 1985. Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bulletin de Minéralogie* 108, 499-532.

Černý, P., Ercit, T.S., 1989. Mineralogy of niobium and tantalum crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. In : Möller, P., Černý, P., Saupé, F., (Eds.), Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 27-79.

Černý, P., Goad, B.E., Hawthorne, F.C., Chapman, R., 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, south eastern Manitoba. *American Mineralogist* 71, 501-517.

Černý, P., Ercit, T.S., Wise, M.A., 1992. The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *The Canadian Mineralogist* 30, 587-596.

Chalal, Y., 1989. Contribution à l'étude de la greisénisation et des minéralisations wolframifères associées aux granites de Tamazaror et de Sedis, Laouni, Hoggar Central. Caractérisation pétrologique, géochimique et implications métallogéniques. *Thèse de Magister*, IST / USTHB, Alger. 252 p.

Chalal, Y., 2002. Magmatisme Panafricain à albite-topaze, minéralisations Sn-W-Nb-Ta et fluides associés dans le terrane de Laouni (Hoggar Central, Algérie). *Thèse Doctorat es Sciences*, USTHB, Alger. 252 p.

Chalal, Y., Marignac, C. 1997. Découverte de wolframoixiolite dans les microgranites à albite-topaze d'Aleméda (Hoggar central, Algérie) : implications métallogéniques. *Bulletin Service Carte Géologique Algérie* 8, 1, 71-79.

Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite. *Lithos* 46, 535-551.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83, 1-26.

Clarke, D.B., 1981. Peraluminous granites. *Canadian Mineralogist* 19, 1-2.

Charoy, B., Noronha, F., 1996. Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology* 57, 75-94.

Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boullier, A.M., 1992. Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des complexes granitiques pan-africains de la région de Tamanrasset (Algérie) relations avec les minéralisations Sn - W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin Société Géologique France* 163, 6, 733-750.

Christiansen, E.H., Sheridan, M.F., Burt, D.M., 1986. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the Western United States. *Geological Society of America*, Special Paper 205, 1-82.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.R.J., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189-200.

Congdon, R.D., Nash, W.P., 1991. Eruptive pegmatite magma: rhyolite of the Honeycomb Hills, Utah. *American Mineralogist* 76, 1261-1278.

Cocherie, A., Johan, V., Rossi, P., Stemprok, M., 1991. Trace element variations and lanthanide tetrad effect studied in a Variscan lithium albite granite: case of the Cinovec granite (Czechoslovakia). In: Pagel, M., Leroy, J.L., (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 745-749.

Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liègeois, J.P., 1998. Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.

Cuney, M., Autran, A., 1987. Objectifs généraux du projet GPF Echassières n°1 et résultats essentiels acquis par le forage de 900m sur le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. In: Cuney, M., Autran, A. (Eds.), Echassières : le forage scientifique. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. *Géologie de la France* 2-3, 7-24.

Cuney, M., Marignac, C., Weisbrod, A., 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite-albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. *Economic Geology* 87, 1766-1794.

Cuney, M., Stussi, J.M., Marignac, C., 1994. A geochemical comparison between West and Central-European granites: implication for the origin of rare metal mineralization. In: Seltmann, Kämpf and Möller, (Eds.), Metallogeny of collisional orogens. Czech. Geological Survey, Prague, pp. 96-102.

Dautria, J.M., 1988. Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif. Mémoire du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier. 421 p.

Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principle, method, applications. *Bulletin de Minéralogie* 111, 493-510.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longmans, London.

Dingwell, D.B., 1988. The structures and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: Taylor, R. P., Strong, D.F. (Eds), Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special volume 39, 1-12.

Dingwell, D.B., Scarfe, C.M., Cronin, D.J., 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂: implication for phonolites, trachytes and rhyolites. *American Mineralogist* 70, 80-87.

Dingwell, D.B., Hess, K.-U., Knoche, R., 1996. Granite and granitic pegmatite melts: volumes and viscosities. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 87, 65-72.

Djadoun, A., 1993. Contribution à l'étude des granites alumineux (Hoggar Central) à l'exemple des massifs d'Abous Ouan Rechla, Tit-En-Enir, Tamazaror. Aspect minéralogique, géochimique et considérations pétrogénétiques. *Thèse de Magister IST/USTHB, Alger.* 233p.

Dostal, J., Chatterjee, A.K., 1995. Origin of topaz-bearing and related peraluminous granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotia, Canada: crystal versus fluid fractionation. *Chemical Geology* 123, 67-88.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.

Ercit, T.S., 1994. The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from granitic pegmatites, south western Greenville Province, Canadian Shield. *The Canadian Mineralogist* 32, 421-438.

Ercit, T.S., Černý, P., Hawthorne, F.C., 1992 a. The wodginite group. III. Classification and new species. *The Canadian Mineralogist* 30, 633-638.

Ercit, T.S., Hawthorne, F.C., Černý, P., 1992 b. The wodginite group. I. Structural crystallography. *The Canadian Mineralogist* 30, 597-611.

Ercit, T.S., Černý, P., Hawthorne, F.C., McCammon, C.A., 1992 c. The wodginite group. II. Crystal chemistry. *The Canadian Mineralogist* 30, 613-631.

Exley, C.S., Stone, M., 1982. Hercynian intrusive rocks. In: Sutherland, D.S. (Ed), *Igneous Rocks of the British Isles.* J Wiley and Sons, pp. 287-320.

Ferguson, R.B., Hawthorne, F.C., Grice, J.D., 1976. The crystal structures of tantalite, ixiolite and wodginite from Bernic Lake, Manitoba. II-Wodginite. *Canadian. Mineralogist* 14, 550-560.

Fontelles, M., 1987. La composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Echassières comme image de leur évolution magmatique. *Géologie de la France* 2-3, 149-178.

Förster, M.D. 1960. Interpretation of the lithium mica. *US. Geological Survey, Washington.* Professional Paper 354 E, 115-147.

Föster, H.-J., Tischendorf, 1994. The western Erzgebirge-Vogtland granites : implications to the hercynian magmatism in the Erzgebirge-Fichtelgebirge anticlinorium. In: Seltmann, Kampf & Möller, (Eds.), *Metallogeny of Collisional Orogens.* Czech Geological Survey, Prague, pp. 35-48.

Fouillac, A.M., Kosakevitch, A., Merceron, T., Meunier, A., Rossi, P., 1987. Comportement des fluides dans l'évolution magmatique puis hydrothermale du granite à Ta, Nb, Li de Beauvoir, d'après la géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène. In: Cuney, M., Autran, A. (Eds.), Echassières : le forage scientifique. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares *Géologie de la France* 2-3, 279-293.

Gravelle, M., 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. *Thèse Doctorat es Sciences*, Université Paris VII. 3 volumes. 298p.

Girod, M., 1976. Le volcanisme récent. In : J. Fabre (Ed.), Introduction à la géologie du Sahara algérien et de ses régions voisines, SNED, Alger, pp. 342-364.

Govindaraju, K., 1984. Compilation of working values and sample description of 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals. *Geostandards Newsletters*, Special Issue 8.

Haapala, I., 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock; a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in south western Finland. *Geological Survey of Finland* 286, 1-128.

Haapala, I., 1997. Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topaz-bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology* 38, 1645-1659.

Haddoum, H., 1992. Etude structurale des terrains archéens du môle d'In Ouzzal (Hoggar Occidental, Algérie). *Thèse Doctorat es Sciences*, USTHB, Alger. 214 p.

Haddoum, H., Choukroune, P., Peucat, J.J., 1994. Evolution of the Precambrian In-Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrian Research* 65, 155-166.

Hannah, J.L., Stein H.J., 1990. Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. In: Stein, H.J., Hannah, J.L., (Eds.), Ore-bearing Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes. *Geological Society of America*, Special paper 246, 1-10.

Harada, K., Honda, M., Nagashima, K., Kanisawa, S., 1976. Masutomilite, manganese analogue of zinnwaldite, with special reference to masutomilite-lepidolite-zinnwaldite series. *Mineralogical Journal Japan* 8, 95-109.

Harris, N.B.W., Pearce, JA, Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds.), Collision Tectonics. *Geological Society*. Special Publication 19, 67-81.

Helba, H., Trumbull, R.B., Morteani, G., Khalil, S.O., Arslan, A., 1997. Geochemical and petrographic studies of Ta mineralization in the Nuweibi albite granite complex, Eastern Desert, Egypt. *Mineralium Deposita* 32, 164-179.

Henderson, C.M.B., Martin, J.S., Mason, R.A., 1989. Compositional relations in Lmicas from S.W.England and France: an ion- and electron-microprobe study. *Mineralogical Magazine* 53, 427-449.

Holtz, F., Dingwell, D.B., Behrens, H., 1993. Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 492-501.

Holtz, F., Behrens, H., Dingwell, D.B., Johannes, W., 1995. H₂O solubility in haplogranitic melts: compositional, pressure, and temperature dependence. *American Mineralogist* 80, 94-108.

Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica Cosmochimica Acta* 63, 3/4, 489-508.

Jahn, B.M., Caby, R., Monié, P., 2001 a. The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology* 178, 143-158.

Jahn, B.M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., 2001 b. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59, 171-198.

Johan, V., Johan, Z., 1994. Accessory minerals of the Cínovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic. Part 1: Nb-, Ta- and Ti-bearing oxides. *Mineralogy and Petrology* 51, 323-343.

Johan, Z., Johan, V., 2001. Les micas de la coupole granitique de Cínovec (Zinnwald), République tchèque : un nouvel aperçu sur la métallogénèse de l'étain et du tungstène. *Comptes Rendus Académie des Sciences* 332, 307-313.

Kawabe, I., 1992. Lanthanide tetrad effect in the Ln³⁺ ionic radii and redefined spin-pairing energy theory. *Geochemical Journal* 26, 309-335.

Keppler, H. 1993. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 479-488.

Keppler, H., Wyllie, P.J., 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 139-150.

Kesraoui, M., 1990. Greisenisation et minéralisations W-Sn à Tin-Amzi (Hoggar central). Typomorphisme des minéraux et aspects géochimiques. *Thèse de Magister*, IST/USTHB, Alger. 180 p.

Kesraoui, M., 2005. Nature et évolutions comparées de granites à métaux rares dans le Hoggar central (Algérie) à travers la pétrologie, la cristallogénèse des micas et des minéraux à Ta, Nb, Sn, W et la géochimie. *Thèse Doctorat es Sciences*. USTHB. 237p.

Kesraoui, M., Verkaeren, J., 1998. Minéralisations à Sn-W du Hoggar Central. Exemple du gisement de Tin –Amzi. *Mémoire Service Géologique Algérie* 9, 187-198.

Kesraoui, M., Djadoun, A., 2001. Le massif de Ouan Rechla (Laouni, Hoggar Central) : un exemple d'évolution magmatique d'un granite à métaux rares avec enrichissement en tantale. 11^{ème} Séminaire National des Sciences de la Terre, Tlemcen. *Recueil des résumés*, pp. 28-29.

Kesraoui, M., Nedjari, S., 2002. Contrasting evolution of low-P rare metal granites from two different terranes in the Hoggar area, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 34, 247-257.

Kesraoui, M., Nedjari, S., 2004. Significance of the zoning in the Ta-bearing minerals from the Ebelekane rare metal granite (Central Hoggar, Algeria). In: 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki, Greece.

Kesraoui, M., Marignac, C., Verkaeren, J., 2000. L'évolution tardi-magmatique des granites à métaux rares : l'exemple de la coupole de Tin-Amzi (Hoggar- Algérie). *Bulletin Service Géologique Algérie* 11, 2, 195-216.

King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W. Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of Aluminous A-Type Granites from the Lachlan Fold Belt, South eastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371-391

Von Knorring, O., Fadipe, A., 1981. On the mineralogy and geochemistry of niobium and tantalum in some granite pegmatites and alkali granites of Africa. *Bulletin de Minéralogie* 104, 496-507.

Kovalenko, V.I., Kovalenko, N.I., 1976. Ongonites (topaz-bearing quartz keratophyre)-subvolcanic analogues of rare-metal Li-F granites. *Naouka*. Moscow (in Russian), 124 p.

Kovalenko, V.I., Kovalenko, N.I., 1984. Problems of the origin, ore bearing and evolution of rare metal granitoids. *Physics of the Earth and Planetary interiors* 35, 51-62.

Kovalenko, V.I., Tsaryeva, G.M., 1995. Endogenous Rare Metal Ore Formations and Rare metal Metallogeny of Mongolia. *Economic geology* 90, 520-529.

Kovalenko, V.I., Kuz'min, M.I., Letnikov, F.A., 1970. Magmatic origin of lithium- and fluorine-bearing rare metal granite. *Academy of Science, USSR. Earth Science Section, Doklady* 190, 189-192.

Küster, D., 1990. Rare-metal pegmatites of Wamba, central Nigeria- their formation in relationship to late Pan-African granites. *Mineralium Deposita* 25, 25-33.

Lahti, S.I., 1987. Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Eräjärvi area, southern Finland. *Geochimica Cosmochimica Acta* 51, 509-517.

Lahti, S., Johanson, B., Virkkunen, M., 1983. Contributions to the chemistry of tapiolite-manganotapiolite, a new mineral. *Bulletin Geological Society, Finland* 55, 509-517.

Lapierre, H., Bendali, M., Dupont, P.L., Gravelle, M., 1987. Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le rameau oriental de la chaîne pharusienne (région de Silet, Hoggar, Algérie). *Comptes Rendus Académie des Sciences* 303, 1731-1736.

Lapique, F., Bertrand, J.M., Meriem, M., 1986. A major Pan-African decoupling zone in the Timgaouine area (western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 5, 617-625.

La Roche de H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*.29, 183-210.

Latouche, L., 1978. Le Précambrien de la région des Gour Oumellalen (N.E de l'Ahaggar, Algérie). *Thèse Doctorat es Sciences*, Université Paris VII. 225p.

Latouche, L., Boughrara, M., Liégeois, J-P. , Navez, J., Guiraud, M., 2000. Pan-African thrust sheets and eclogites in the Tuareg area, central Hoggar, Algeria. In: Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Fritz, H., Unzog, W., Mogessie, A., (Eds.), Special abstract issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Sciences* 30/4A, Elsevier, p.52.

Lehmann, B., 1990. Metallogeny of tin. Lectures in Earth Sciences 32. Springer Verlag, Berlin. 211p.

Lehmann, B., 1991. The magmatic evolution of the central Andean tin belt. In: Pagel, M., Leroy, J.L. (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 763-766.

Lehmann, B., 1994. Granite-related rare-metal mineralization: a general geochemical framework. In: Seltmann, Kampf & Möller, (Eds.), Metallogeny of Collisional Orogens. Czech Geological Survey, Prague, pp. 342-349.

Lelubre, M., 1952. Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara Central). *Bulletin Service Carte Géologique Algérie* 22, 2 tomes.

Liégeois, J.P., 1987. Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alkalin à l'alkalin dans le cadre de l'orogénèse pan-africaine. *Thèse Doctorat es Sciences*, Bruxelles. 335 p.

Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos* 45, xv-xviii.

Liégeois, J.P, Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research* 67, 59-88.

Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1-28.

Liégeois, J.P., Latouche, L., Navez, J., Black, R., 2000. Pan-African collision, collapse and escape tectonics in the Tuareg Shield: relations with the East Saharan Ghost Craton and the West African Craton. In: Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Fritz, H., Unzog, W., Mogessie, A., (Eds.), Special abstract issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Sciences* 30/4A, Elsevier, pp. 53-54.

Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of Earth Sciences* 37, 161-190.

Linnen, R.L., 1998a. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: Constraints for mineralization in Rare Metal Granites and Pegmatites. *Economic Geology* 93, 1013-1025.

Linnen, R.L., 1998b. Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts. *Mineralium Deposita* 33, 461-476.

Linnen, R. L., William-Jones, A. E., 1993. Mineralogical constraints on magmatic and hydrothermal Sn-W-Ta-Nb mineralization at the Nong-Sua aplite-pegmatite, Thailand. *European Journal of Mineralogy* 5, 721-736.

Linnen, R.L., Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's Crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 213-227.

Linnen, R.L., Pichavant, M., Holtz, F., 1996. The combined effect of $f(O_2)$ and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts. *Geochimica Cosmochimica Acta* 60, 4965-4976.

London, D., 1987. Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus and fluorine. *Geochimica Cosmochimica Acta* 51, 403-420.

London, D., 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: A synthesis of recent research. *Geological Society of America, Special Paper* 246, 35-50.

London, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. In: Černý, P., Martin, R.F. (Eds), Granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist* 30, 499-540.

London, D., 1995. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: Thompson, J.F.H. (Ed.), Magmas, fluids and ore deposits. *Mineralogical Association Canada. Short course handbook* 23, 175-202.

London, D., 1996. Granitic pegmatites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 87, 305-319.

London, D., Hervig, R.I., Morgan, G.B., 1988. Melt-vapour solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with macusanite-glass at 200MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 360-373.

London, D., Morgan, G.B., Hervig, R.L., 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H₂O at 200MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 1-17.

Mc Lennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³. *An electronic journal of the earth sciences, AGU and the Geochemical Society* 2, 1525-2027.

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

Manning, D.A.C., 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 206-215.

Manning, D.A.C., Pichavant, M., 1983. The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D., (Eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Cheshire, Shiva Publishing Ltd, pp 94-109.

Manning, D.A.C., Pichavant, M., 1988. Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In: Taylor, R.P., Strong, D.F., (Eds), *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits*. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special volume 39, 13-24.

Manning, D.A.C., Hill, P.I., 1990. The petrogenetic and metallogenetic significance of topaz granite from the southwest England Orefield. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), *Ore-bearing Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes*. *Geological Society of America*. Special paper 246, 51-69.

Marignac, C., Cuney, M., 1991. What is the meaning of granite specialization for Sn, W deposit genesis? In: Pagel, M., Leroy, J.L. (Eds.), *Source, Transport and Deposition of Metals*. Balkema, Rotterdam, pp. 771-774.

Marignac, C., Cuney, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita* 34, 472-504.

Marignac, C., Belkasm, M., Chalal, Y., Kesraoui, M., 2001. W-Nb-Ta oxides as markers of the magmatic to hydrothermal transition condition in rare-metal granites. In: Piestrzynski *et al*, (Eds.), *Mineral Deposits at the beginning of the 21st century*. Swets and Zeitlinger Publishers Lisse, pp. 441-444.

Marignac, C., Bouabsa, L., Cuney, M., 2003. Are there rare metal granites in the Maghrebides? In: Eliopoulos *et al* (Eds), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, pp. 327-330.

Martin, J.S., Henderson, C.M.B., 1984. An experimental study of the effects of small amounts of lithium on the granite system. *Progress in Experimental Petrology (NERC)* 6, 30-35.

- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y., Takenaka, T., 1987.** Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal* 21, 119-124.
- Masuda, A., Agaki, T., 1989.** Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China. *Geochemical Journal* 23, 245-253.
- Middlemost, E.A.K., 1997.** Magmas, Rocks and Planetary development. Longman, Harlow. 299 p
- Monier, G. 1987.** Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Géologie et Géochimie de l'Uranium. *Thèse Doctorat es Sciences*, Nancy. Mémoire CREGU 14, 347 p.
- Monier, G., Robert, J-L., 1986.** Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system K_2O - Li_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - HF at 600°C, 2kbar P_{H_2O} : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine* 50, 641-651.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J., Labernadière, H., 1984.** Générations successives de muscovite et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bulletin de Minéralogie* 107, 55-68.
- Moulahoum, O., 1988.** Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrographiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar Central. Algérie). *Thèse Docteur Ingénieur*, Université Nancy I. 145 p.
- Moreau, C., Rocci, G., Brown, W., Demaiffe, D., Perez, J.B., 1991.** Palaeozoic magmatism in the Air massif- Niger. In: Kampuzu, A.B., Lubala, T. (Eds), Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate. Springer-Verlag. pp. 328-352.
- Mysen, B.O., Virgo, D., Seifert, F.A., 1985.** Relationships between properties and structure of aluminosilicate melt. *American Mineralogist* 70, 88-105.
- Navez, J., Liégeois, J-P. , Latouche, L., Punzalan, L., Boven, A., Black, R., 2000.** An early Pan-African island-arc domain in the Tuareg Shield: the amphibolites from the Barghot and Aouzegueur thrust terranes in eastern Aïr, Niger. In: Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Fritz, H., Unzog, W., Mogessie, A., (Eds.), Special abstract issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Sciences* 30/4A, 66-67.
- Nedjari, S., 2000.** Le granite à topaze et zinnwaldite d'Ebelekane : minéralisations à tantale (S-E du Hoggar central, Algérie). 5^{èmes} Journées scientifiques des Sciences de la Terre, FSTGAT/USTHB, Alger. *Recueil des résumés*, pp 55-57
- Nedjari, S., 2001.** Expression minéralogique du tantale dans le massif d'Ebelekane (terrane d'Issalane, Hoggar central). 11^{ème} Séminaire des Sciences de la Terre, Tlemcen. *Recueil des résumés*, pp. 54-55

Nedjari, S., Kesraoui, M., 2004. A Ta-bearing granite at the end of the Pan-African orogeny: the Ebelekane cupola (Central Hoggar, Algeria). 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Thessalonica, Greece.

Nedjari, S., Kesraoui, M., Marignac, Ch., Aissa, D-E. , 2001. Le massif d'Ebelekane : un granite à tantale dans le Sud-Est du Hoggar central (Algérie). *Bulletin Service Géologique Algérie* 1, 12, 15-47.

Nedjari, S., Kesraoui, M., Aissa, D-E. , Marignac, Ch., 2005. Un exemple de granite à métaux rares de fin d'orogénèse : le granite à tantale d'Ebelekane. Séminaire de Géologie et de Métallogénie des Massifs du Hoggar et des Eglabs, Tamanrasset. *Recueil des résumés*, pp. 97-98

Nickel, E.H., Rowland, J.F., Mc Adam, R.C., 1963. Wodginite- a new tin-manganese tantalite from Wodgina, Australia and Bernic Lake, Manitoba. *The Canadian Mineralogist* 7, 390-402.

Nomokonov, V., 1990. Rapport sur les travaux de recherche et d'estimation de métaux rares effectués par le groupe " Métaux rares " sur le territoire du Hoggar en 1987-1990. Rapport inédit, ORGM, Alger. 2 volumes.

Novák, M., Černý, P., Uher, P., 2003. Extreme variation and apparent reversal of Nb-Ta fractionation in columbite- group minerals from the Scheiben graben beryl-columbite granitic pegmatite, Maršíkov, Czech Republic. *European Journal of Mineralogy* 15, 565-574.

Ohnenstetter, D., Piantone, P., 1992. Pyrochlore-group minerals in the Beauvoir peraluminous leucogranite, Massif Central, France. *The Canadian Mineralogist* 30, 771-784.

Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes perlumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila) d'Algérie nord-orientale. *Thèse Doctorat es Sciences*, Université Rennes I. 257 p.

Ouzegane, K., 1981. Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central). *Thèse 3^{ème} cycle*, Université Paris VI. 225p.

Ouzegane, K., 1987. Les granulites Al-Mg et les carbonatites de la série de l'In Ouzzal, N-O du Hoggar, Algérie. *Thèse Doctorat es Sciences*, Université Paris VI. 265 p.

Ouzegane, K., Liégeois, J.P., Kienast, J.R., 2003. The Precambrian of Hoggar, Tuareg shield: history and perspective. A preface. *Journal of African Earth Sciences* 37, 127-131.

Paquette, J.L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J.L., 1998. U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos* 45, 245-254.

Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, 4, 120-125.

Pearce T.H., 1993. Recent work on oscillatory zoning in plagioclase. In: Parsons, L., (Ed), Feldspaths and their reactions. Dordrecht; Kluwer Academic, pp. 313-349.

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

Pei, R., Wu, L., 1993. On the emplacement of granite and a metallogenetic model of the Dajishan tungsten deposits, Jiangxi Province, China. In: Fenoll, H-A., Torres-Ruiz, G., (Eds.), *Current research in Geology Applied to Ore Deposits*, pp. 649-651.

Peppard, D.F., Mason, G.W., Lewey, S., 1969. A tetrad effect in liquid-liquid extraction ordering of lanthanides (III). *Journal Inorganic Nuclear Chemistry* 31, 2271-2272.

Peucat, J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003. U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulite basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 37, 229-239.

Pichavant, M., 1983. Approche expérimentale des mécanismes de différenciation dans le système magmatique riche en silice. Influence des éléments volatiles (B, Cl, F). *Thèse Doctorat es Sciences*, Nancy. 82 p.

Pichavant, M., Manning, D.A.C., 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35, 31-50.

Pichavant, M., Boher, M., Stenger, J.F., Aïssa, M., Charoy, B., 1987a. Relations de phases des granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, en condition de saturation en H₂O. In : Cuney, M., Autran, A. (Eds.), *Echassières : le forage scientifique. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. Géologie de la France* 2-3, 77-86.

Pichavant, M., Herrera, J.V., Boulmier, S., Briquieu, L., Joron, J.L., Juteau, M., Marin, L., Michard, A., Sheppard, S.M.F., Treuil, M., Vernet, M., 1987b. The Macusani glasses, SE Peru : evidence of geochemical fractionation in peraluminous magmas. *Geochemical Society London. Special publication* 1, 359-374.

Pichavant, M., Kontak, D.J., Herrera, J.V., Clark, A.H., 1988a. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of two-mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 300-324.

Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Herrera, J.V., Clark, A.H., 1988b. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of felsic peraluminous magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 325-338.

Pollard, J.P., 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Applied Earth Science* 92, 1-9.

Pollard, P.J. 1989. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: Möller, P., Černý, P. and Saupé, F., (eds.), *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 145-168.

Pollard, P.J., 1995. Geology of rare metal deposits: An introduction and overview. A special issue devoted to the geology of rare metal deposits. *Economic Geology* 90, 3, 489-494.

Pollard, P.J., Taylor, R.P., 1991. Petrogenetic and metallogenetic implications of the occurrence of topaz-Li mica granite at the Yichun Ta-Nb-Li mine Jianxi Province, south China. In: Pagel, M., Leroy, J.L., (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 789-791.

Raimbault, L., 1987. Genèse des granites à métaux rares : revue comparative des modèles géochimiques. In: Cuney, M., Autran, A. (Eds.), Echassières : le forage scientifique. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. *Géologie de la France* 2-3, 101-110.

Raimbault, L., 1998. Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chédeville, Massif central, France. *The Canadian Mineralogist* 36, 563-583.

Raimbault, L., Azencott, C., 1987. Géochimie des éléments majeurs et traces du granite à métaux rares de Beauvoir (sondage GPF, Echassières). In: Cuney, M., Autran, A. (Eds.), Echassières : le forage scientifique. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. *Géologie de la France* 2-3, 189-198.

Raimbault, L., Burnol, L., 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *The Canadian Mineralogist* 36, 265-282.

Raimbault, L., Charoy, B., Cuney, M., Pollard, P.J., 1991. Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In: Pagel, M., Leroy, J.L., (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 793-796.

Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J. L., Joron, J. L., 1995. Geochemical Evidence for a multistage Magmatic Genesis of Ta-Sn-Li Mineralization in the Granite at Beauvoir, French Massif Central. *Economic Geology* 90, 548-576.

Reyf, F.G., Seltsmann, R., Zaraisky, G.P., 2000. The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: microthermometric evidence. *The Canadian Mineralogist* 38, 915-936.

Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247-263.

Rieder, M., 1970. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusne hory Mounts (Erzgebirge). Part A: Chemical composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 27, 131-158.

Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group Ltd, Essex, U.K. 344 p

Schwartz, M.O., 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita* 27, 101-108.

Seltmann, R., Faragher, A.E., 1994. Collisional orogens and their related metallogeny – a preface. In: Seltmann, Kampf & Möller, (Eds.), *Metallogeny of Collisional Orogens*. Czech Geological Survey, Prague, pp. 7-19.

Shand, S.J., 1927. Eruptive rocks. Their genesis, composition classification and their relation to Ore-Deposits. Murby, (Ed.), London. 488p.

Shannon, J.R., Walker, B.M., Carten, R.B., Geraghty, E.P., 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson mine, Colorado. *Geology* 10, 293-297.

Spilde, M.N., Shearer, C.K., 1992. A comparison of tantalum-niobium oxide assemblages in two mineralogically distinct rare-element granitic pegmatites, Black Hills, South Dakota. *The Canadian Mineralogist* 30, 719-737.

Ste-Croix, L., Doucet, P., 2001. Potentiel en métaux rares dans les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. PRO 2001-08. *Doc. Géologie*, Québec. Source Internet. 12 p.

Stone, M. 1992. The Tregonning granite: petrogenesis of Li-mica granites in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine* 56, 141-155.

Stone, M., Exley, C.S., George, M.C., 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine* 52, 175-192.

Stone, M., Klominsky, J. and Rajpoot, G.S., 1997. Composition of trioctahedral micas in the Karlovy Vary pluton, Czech Republic and a comparison with those in the Cornubian batholith, SW England. *Mineralogical Magazine* 61, 791-807

Streckeisen, A., Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neus Jahrb. für Min. Abhandlungen* 136, 169-206.

Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29-44.

Taylor R. P. 1992. Petrologic and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, Southern New Brunswick, and comparison with other topaz-bearing felsic rocks. *The Canadian Mineralogist* 30, 895-921.

Taylor, S.R. & Mc Lennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, pp. 9-72.

Taylor, J.R., Wall V.J., 1993. Cassiterite Solubility, Tin Speciation, and Transport in a Magmatic Aqueous Phase. *Economic Geology* 88, 437-460.

Tepley, F.J. III, Davidson, J.P., Tilling, R.I., Arth, J.G., 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* 41, 9, 1397-1411.

Tindle, A.G., Webb, P.C., 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy* 2, 595-610.

Tindle, A.G., Breaks, F.W., 1998. Oxide minerals of the Separation Rapids rare element granitic pegmatite group, Northwestern Ontario. *The Canadian Mineralogist* 36, 609-635.

Tindle, A.G., Breaks, F.W., 2000. Columbite-tantalite mineral chemistry from rare-element granitic pegmatites: Separation Lake area, NW Ontario, Canada. *Mineralogy and Petrology* 70, 165-198.

Tindle, A.G., Breaks, F.W., Webb, P.C., 1998. Wodginite-group minerals from the Separation Rapids Rare-Element granitic pegmatite group, North western Ontario. *The Canadian Mineralogist* 36, 637-658.

Tischendorf, G., Förster, H.J., 1990. Acid magmatism and related metallogensis in the Erzgebirge. *Geological Journal* 25, 443-454.

Tischendorf, G., Förster, H. -J., Gottesmann, B., 1991. Hercynian specialized granites and related deposits in the Erzgebirge. In: Pagel, M. & Leroy, J. (Eds.), Source, Transport and Deposition of Metals. Balkema, Rotterdam, pp. 825-828.

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J., Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61, 809-834.

Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine* 63, 1, 57-74.

Troll, V.R., Schmincke, H-U., 2002. Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite 'A', Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Petrology* 43, 2, 243-270.

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Hatar, J., Miko, O., 1998. Evolution of Nb-Ta oxide minerals in the Prasiva granitic pegmatites, Slovakia. I. primary Fe, Ti rich assemblage. *The Canadian Mineralogist* 36, 525-534.

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 89, 113-119.

Wang R.C., Fontan, F., Monchoux, P., 1987. Interrelations et évolution comparée de la cassitérite et des niobotantalates dans les différents faciès du granite de Beauvoir (Massif d'Echassières). *Géologie de la France* 2-3, 237-245.

Wang R.C., Fontan, F., Monchoux, P., 1992. Minéraux disséminés comme indicateurs du caractère pegmatitique du granite de Beauvoir, Massif d'Echassières, Allier, France. *The Canadian Mineralogist* 30, 763-770.

Webster, J.D., 1990. Partitioning of F between H₂O and CO₂ fluids and topaz rhyolite melt. Implications for mineralising magmatic-hydrothermal fluids in F-rich granitic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 424-438.

Webster, J.D., Holloway, J.R., 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), Ore-bearing Granite Systems *Geological Society America*. Special Paper 246, 21-33.

Weidner, J.R. and Martin, R.F., 1987. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St Austell pluton, Cornwall. *Geochimica Cosmochimica Acta* 51, 1591-1597.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, south eastern Australia. *Geological Society of America*. Memo. 159, 21-34.

Yin, L., Pollard, P. J., Shouxi, H., Taylor, R. G., 1995. Geologic and geochemical characteristics of the Yashan Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Economic Geology* 90, 577-585.

Zaraisky, G.P., Aksyuk, A.M., Shapovalov, Y.B., Chevychelov, V.Y., Selmann, R., Shatov, V.V. 1997. Petrography and geochemistry of Li-F granites and pegmatite-aplite banded rocks from the Orlovka and Etyka tantalum deposits in Eastern Transbaikalia, Russia. In: Papunen (Ed.), Mineral Deposits. Balkema, Rotterdam, pp. 695-698.

Zakharchenko, A.I., 1976. Transition of granitic melts to fluids; their nature and metal content (as inferred from fluid inclusions in minerals). Moscow, International Geological Conference, 25th Session, Nauk, pp. 261-273.

Zen, E., 1986. Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrography constraints. *Journal of Petrology* 27, 1095-1117.

ANNEXE

TABLEAU I : Analyses chimiques en éléments majeurs des roches d'Ebelekane.

Ech	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
SiO2	73,82	73,06	72,94	74,07	73,57	74,18	74,77
TiO2	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Al2O3	15,91	16,77	16,38	15,59	15,71	15,25	15,47
Fe2O3 t	0,48	0,12	0,59	0,21	0,29	0,63	0,18
MnO	0,07	*0,02	0,08	*0,02	*0,02	0,04	tr
MgO	*0,03	*0,02	*0,05	tr	*0,03	tr	*0,05
CaO	*0,09	*0,16	*0,04	*0,13	*0,04	*0,09	*0,16
Na2O	5,3	7,22	6,41	5,06	4,52	4,62	6,06
K2O	3,15	2,52	2,47	3,84	4,87	4,29	2,6
P2O5	tr	*0,02	*0,03	*0,03	tr	*0,02	*0,03
F	0,99	0,27	0,55	0,46	0,51	0,51	0,63
LOI	0,92	0,48	0,79	0,81	0,7	0,65	0,42
Total	100,76	100,66	100,33	100,22	100,26	100,28	100,37
O_F	0,42	0,11	0,23	0,19	0,21	0,21	0,27
Total	100,34	100,55	100,10	100,03	100,05	100,07	100,10
Oxydes recalculés							
SiO2	73,82	73,06	72,94	74,07	73,57	74,18	74,77
TiO2	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	15,91	16,77	16,38	15,59	15,71	15,25	15,47
Fe2O3	0,21	0,06	0,27	0,10	0,13	0,29	0,08
FeO	0,24	0,06	0,29	0,10	0,14	0,31	0,09
MnO	0,07	0,02	0,08	0,02	0,02	0,04	0
MgO	0,03	0,02	0,05	0	0,03	0	0,05
CaO	0,09	0,16	0,04	0,13	0,04	0,09	0,16
Na2O	5,3	7,22	6,41	5,06	4,52	4,62	6,06
K2O	3,15	2,52	2,47	3,84	4,87	4,29	2,6
P2O5	0	0,02	0,03	0,03	0	0,02	0,03
LOI	0,92	0,48	0,79	0,81	0,7	0,65	0,42
Total	99,77	100,39	99,78	99,76	99,75	99,77	99,74
Total-LOI	98,82	99,90	98,96	98,94	99,03	99,09	99,31
SiO2	74,70	73,13	73,71	74,86	74,29	74,86	75,29
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	16,10	16,79	16,55	15,76	15,86	15,39	15,58
Fe2O3	0,21	0,06	0,27	0,10	0,14	0,29	0,08
FeO	0,24	0,06	0,29	0,10	0,14	0,31	0,09
MnO	0,07	0,02	0,08	0,02	0,02	0,04	0,00
MgO	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,05
CaO	0,09	0,16	0,04	0,13	0,04	0,09	0,16
Na2O	5,36	7,23	6,48	5,11	4,56	4,66	6,10
K2O	3,19	2,52	2,50	3,88	4,92	4,33	2,62
P2O5	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Cations							
Si	1,23	1,22	1,21	1,23	1,22	1,23	1,24
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,31	0,33	0,32	0,31	0,31	0,30	0,30
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	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
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,17	0,23	0,21	0,16	0,15	0,15	0,20
K	0,07	0,05	0,05	0,08	0,10	0,09	0,06
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	1,79	1,84	1,81	1,79	1,79	1,78	1,81
Ca%	0,67	0,99	0,27	0,94	0,29	0,66	1,13
Na%	71,41	80,52	79,55	66,07	58,35	61,66	77,11
K%	27,92	18,49	20,17	32,99	41,37	37,67	21,77
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

tr : aucune détection

* valeur inférieure à la limite de détermination

TABLEAU II : Analyses chimiques en éléments en traces des roches d'Ebelekane

Eléments en traces							
	granite à albite-zinnwaldite-topaze				pegmatite	microgranite	filon aplitique
Ech	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
Be	2,75	3,62	3,07	2,21	2,32	3,39	3,49
Li	395	59	383	221	259	224	38
Rb	1497	1123	1067	1436	1698	1086	561
Cs	1,9	0,78	1,47	1,21	1,4	1,73	0,74
Sr	4,6	7,8	15,7	13,3	5,3	4,8	12,5
Ba	32,2	25	38,5	79,5	43,3	24,9	34,1
Ga	74,3	67,2	66,7	63,3	58,8	48,7	66,7
Y	0,59	0,55	0,99	1,81	0,5	12,2	3,83
Zr	17,8	52,6	22,1	9,31	11	52,1	16,8
Sn	79,1	51,2	168	71,7	65,2	13,7	335
Nb	53,1	27	54,6	57,7	40,4	77,4	53,1
Ta	191	306	187	240	133	23,2	73,7
W	1,59	1,21	1,63	1,98	1,08	1,52	1,23
Th	2,8	10,51	8,28	12,2	6,63	27,3	7,3
U	4,09	6,08	3,26	6,44	2,6	4,49	5,91
Hf	4,86	20,2	5,63	2,51	2,74	5,88	3,33
Cu	42	12,3	6	23,7	6,4	7,4	4,4
Zn	316	154	238	97,2	113	69,2	20,4
Mo	17,7	2,76	80,1	0,26	8,22	0,13	0,11
Pb	74,5	44,5	331	74,8	56	67,8	27,2
Ge	7,26	3,22	4,31	4,22	3,78	3,31	5,51
Bi	1,89	1,78	1,25	0,74	1,76	tr	*0,01
In	0,52	*0,08	0,17	0,17	0,12	*0,05	*0,05
Cd	*0,1	*0,03	*0,12	*0,01	*0,04	*0,01	tr
Sb	*0,03	tr	*0,01	tr	tr	*0,03	0,56
As	*0,05	tr	*0,05	*0,10	tr	*0,07	tr
Co	*0,08	*0,05	*0,29	*0,28	*0,17	0,32	*0,18
Cr	*2,6	tr	tr	tr	tr	*3,3	*3,3
Ni	*0,4	*0,5	*0,6	*0,5	*0,4	*1,3	*2,6
V	tr	tr	*0,4	tr	tr	*0,3	*0,3

* valeur inférieure à la limite de détermination

tr : aucune détection

TABLEAU III : Analyses chimiques en Terres Rares des roches d'Ebelekane

Terres Rares							
	granite				pegmatite	microgranite	filon aplitique
Ech	C3-1	1192	1210	1212	1213	270-6	235-11
La	0.947	0.495	3.02	2.89	1.26	25.6	4.1
Ce	5.71	3.61	12.2	9.95	5.3	88.4	16.3
Pr	0.701	0.484	1.32	1.29	0.564	8.23	1.9
Nd	0.863	0.792	2.92	3.86	1.06	24.8	4.29
Sm	0.327	0.181	0.583	0.626	0.169	5.83	1.05
Eu	*0,015	0.022	0.034	0.088	0.028	0.05	0.054
Gd	0.122	0.076	0.253	0.424	0.204	3.19	0.555
Tb	0.037	0.016	0.054	0.058	0.014	0.697	0.124
Dy	0.244	0.136	0.219	0.363	0.124	4.72	0.896
Ho	0.039	0.013	0.041	0.06	0.023	0.977	0.18
Er	0.086	0.093	0.13	0.175	0.071	3.42	0.582
Tm	0.061	0.031	0.042	0.036	0.01	0.758	0.158
Yb	0.56	0.224	0.338	0.382	0.199	6.8	1.55
Lu	0.093	0.035	0.056	0.055	0.024	1.06	0.291
Somme	9.81	6.21	21.21	20.26	9.05	174.53	32.03

* valeur inférieure à la limite de détermination

TABLEAU IV : Compositions chimiques et formules structurales des micas lithinifères : zinnwaldites et protolithionites d'Ebelekane. (1)

Ech. N°	1193 /1-1	1193 /1-2	1193 /2-1	1193 /2-2	1193 /3-1	1193 /4-3	1193 /5-1	1193 /6-1	C3-1 /1-3	C3-1 /6-1	C3-1 /6-2
Granite à Albite-Zinnwaldite-Topaze											
SiO ₂	43,41	43,67	45,30	44,47	45,68	45,29	44,34	44,11	43,82	43,32	43,57
TiO ₂	0,07	0,11	0,04	0,07	0,07	0,09	0,22	0,07	0,02	0,01	0,10
Al ₂ O ₃	21,01	20,27	20,44	20,06	20,05	20,16	20,27	20,03	20,34	20,67	20,33
FeO	10,45	10,55	10,45	9,94	10,12	10,89	10,51	11,17	12,51	12,46	12,48
MnO	4,54	3,90	3,48	3,29	3,56	2,05	3,62	4,17	2,21	3,20	2,18
MgO	0,16	0,14	0,13	0,18	0,14	0,15	0,10	0,10	0,03	0,07	0,10
CaO	0,01	0,00	0,00	0,18	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,14	0,23	0,08	0,15	0,14	0,03	0,18	0,16	0,20	0,21	0,16
K ₂ O	10,00	9,33	9,83	9,41	9,94	9,64	9,80	9,40	9,75	9,99	9,81
Rb ₂ O	0,88	1,44	1,27	1,39	1,16	1,14	1,35	1,60	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O(tri1)	2,89	2,96	3,43	3,19	3,54	3,43	3,16	3,09	3,01	2,86	2,93
F	6,72	6,66	6,83	5,25	6,89	6,67	6,63	6,89	6,38	6,43	6,49
"H ₂ O"	0,89	0,89	0,91	1,58	0,89	0,95	0,95	0,81	1,02	1,00	0,96
F EQU. O ₂	-2,82	-2,80	-2,87	-2,20	-2,89	-2,80	-2,78	-2,89	-2,68	-2,70	-2,73
Total	98,34	97,36	99,33	96,95	99,30	97,74	98,34	98,74	96,62	97,54	96,39
Formules structurales sur la base de 22 Oxygènes											
Si	6,388	6,479	6,543	6,562	6,586	6,602	6,501	6,484	6,492	6,406	6,477
Ti	0,007	0,012	0,004	0,007	0,008	0,010	0,024	0,008	0,002	0,001	0,011
Al ₄	1,612	1,521	1,457	1,438	1,414	1,398	1,499	1,516	1,508	1,594	1,523
Al ₆	2,032	2,024	2,021	2,051	1,993	2,067	2,003	1,954	2,045	2,008	2,040
Fe ₂	1,285	1,310	1,262	1,227	1,220	1,327	1,288	1,373	1,550	1,541	1,552
Mn	0,566	0,490	0,425	0,411	0,435	0,253	0,450	0,519	0,278	0,401	0,275
Mg	0,035	0,031	0,027	0,040	0,029	0,033	0,023	0,022	0,007	0,016	0,023
Ca	0,002	0,000	0,000	0,029	0,002	0,008	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Na	0,040	0,066	0,023	0,043	0,038	0,009	0,051	0,046	0,059	0,061	0,045
K	1,878	1,765	1,811	1,771	1,829	1,793	1,833	1,763	1,844	1,885	1,861
Rb	0,083	0,137	0,118	0,131	0,108	0,107	0,127	0,151	0,000	0,000	0,000
Li	1,744	1,805	2,036	1,935	2,097	2,053	1,900	1,865	1,828	1,737	1,790
F	3,126	3,123	3,120	2,448	3,141	3,073	3,073	3,201	2,992	3,009	3,053
OH	0,874	0,877	0,880	1,552	0,859	0,927	0,927	0,799	1,008	0,991	0,947
Site Y	5,663	5,659	5,772	5,664	5,774	5,732	5,663	5,732	5,708	5,704	5,679
Site X	2,002	1,969	1,952	1,974	1,977	1,916	2,011	1,965	1,902	1,946	1,906
Site Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
(OH,F)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Li ₂ O											
Monier	3,380	3,350	3,440	2,600	3,480	3,350	3,340	3,480	3,210	3,230	3,280
tri1	2,888	2,964	3,435	3,195	3,543	3,431	3,157	3,091	3,005	2,862	2,933
tri2	5,180	5,391	5,540	4,939	5,431	5,269	5,811	5,854	6,940	6,244	5,843
tri4	4,486	4,423	4,604	3,063	4,664	4,433	4,396	4,663	4,148	4,198	4,257
tri4a	5,707	5,665	5,787	4,683	5,827	5,672	5,646	5,826	5,476	5,510	5,551
tri4b	4,038	3,978	4,151	2,691	4,209	3,988	3,951	4,207	3,715	3,763	3,819
tri5	2,849	6,161	5,089	5,802	4,419	4,292	5,566	7,246	0,000	0,000	0,000

TABLEAU IV (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des micas lithinifères : zinnwaldites et protolithionites d'Ebelekane. (3)

Ech. N°	1206 /1-3	1206 /1-4	1206 /2-3	1206 /10-1	294 /2-1	294 /2-2	294 /2-3	294 /3-1	294 /6-1	294 /6-2	294 /6-3
	Pegmatite du toit				Aplite du toit						
SiO ₂	42,64	43,97	44,03	44,61	45,76	45,26	47,23	45,11	46,68	45,17	44,88
TiO ₂	0,15	0,10	0,11	0,00	0,29	0,14	0,03	0,08	0,05	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	20,84	20,44	20,43	19,42	19,96	20,09	19,28	20,77	18,99	20,34	19,60
FeO	14,84	13,55	13,06	13,91	8,22	8,72	8,35	9,56	7,36	8,25	8,15
MnO	3,26	2,80	3,11	2,79	4,41	4,36	3,57	4,69	4,92	5,65	4,96
MgO	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,21	0,27	0,22	0,23	0,30	0,21
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
Na ₂ O	0,07	0,14	0,02	0,08	0,16	0,06	0,08	0,10	0,10	0,13	0,22
K ₂ O	9,98	9,97	9,83	9,89	9,89	9,97	9,46	10,29	9,57	10,17	9,71
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	0,97	1,88	0,71	1,94	0,91	1,37
Li ₂ O(tri1)	2,66	3,05	3,07	3,23	3,57	3,42	3,99	3,38	3,83	3,40	3,31
F	3,83	3,75	4,12	3,99	7,12	7,03	7,26	6,76	7,46	7,21	7,13
"H ₂ O"	2,26	2,33	2,15	2,22	0,77	0,79	0,75	0,97	0,61	0,73	0,69
F EQU. O ₂	-1,61	-1,58	-1,73	-1,68	-2,99	-2,95	-3,05	-2,84	-3,13	-3,03	-2,99
Total	99,13	98,70	98,38	98,65	98,55	98,07	99,10	99,79	98,64	99,29	97,25
Formules structurales sur la base de 22 Oxygènes											
Si	6,270	6,414	6,430	6,512	6,617	6,587	6,758	6,484	6,746	6,527	6,614
Ti	0,016	0,011	0,012	0,000	0,032	0,016	0,003	0,009	0,006	0,005	0,002
Al ₄	1,730	1,586	1,570	1,488	1,383	1,413	1,242	1,516	1,254	1,473	1,386
Al ₆	1,882	1,928	1,948	1,853	2,018	2,033	2,010	2,003	1,980	1,991	2,020
Fe ₂	1,826	1,653	1,595	1,698	0,994	1,061	0,999	1,149	0,890	0,997	1,004
Mn	0,000	0,346	0,390	0,345	0,540	0,538	0,433	0,571	0,602	0,692	0,620
Mg	0,407	0,040	0,040	0,041	0,040	0,045	0,058	0,048	0,049	0,066	0,046
Ca	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000
Na	0,020	0,039	0,006	0,022	0,044	0,018	0,021	0,028	0,028	0,035	0,062
K	1,872	1,855	1,832	1,841	1,824	1,852	1,727	1,886	1,764	1,875	1,826
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,114	0,091	0,173	0,065	0,180	0,084	0,129
Li	1,608	1,826	1,838	1,938	2,117	2,045	2,344	1,993	2,274	2,015	2,004
F	1,781	1,730	1,903	1,842	3,258	3,236	3,287	3,072	3,409	3,294	3,323
OH	2,219	2,270	2,097	2,158	0,742	0,764	0,713	0,928	0,591	0,706	0,677
Site Y	5,762	5,792	5,805	5,875	5,708	5,721	5,844	5,764	5,795	5,760	5,692
Site X	1,895	1,894	1,838	1,863	1,982	1,961	1,921	1,980	1,976	1,996	2,017
Site Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
(OH,F)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Li ₂ O											
Monier	1,900	1,820	2,090	1,950	2,590	2,380	2,220	1,950	1,750	2,630	2,600
tri1	2,665	3,050	3,066	3,235	3,566	3,423	3,991	3,378	3,834	3,397	3,312
tri2	4,970	4,974	4,955	4,891	4,929	4,722	4,198	4,581	4,529	3,995	4,708
tri4	1,882	1,822	2,109	2,005	4,913	4,815	5,063	4,529	5,275	5,002	4,918
tri4a	3,694	3,638	3,898	3,805	5,991	5,927	6,089	5,736	6,225	6,050	5,995
tri4b	1,604	1,549	1,810	1,714	4,447	4,353	4,592	4,079	4,797	4,534	4,453
tri5	0,000	0,000	0,000	0,000	4,778	3,357	9,344	2,047	9,774	3,016	5,672

TABLEAU IV (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des micas lithinifères : zinnwaldites et protolithionites d'Ebelekane. (5)

Ech. N°	251-4 1-1	251-4 1-3	251-4 2-1	251-4 2-3	251-4 2-5	251-4 4-1	251-4 5-1	251-4 5-3	251-4 6-1	251-4 6-2	251-4 6-3
Microgranite orbiculaire : "greisen"											
SiO ₂	43.47	44.34	42.09	44.66	44.98	44.60	45.00	44.01	44.99	43.44	43.84
TiO ₂	0.07	0.16	0.07	0.13	0.06	0.06	0.04	0.04	0.09	0.02	0.13
Al ₂ O ₃	20.03	20.04	21.05	20.04	19.69	20.08	19.63	20.18	20.00	20.99	20.80
FeO	12.77	12.86	13.79	12.44	12.15	12.22	12.09	13.64	12.88	14.51	12.93
MnO	3.04	2.83	3.37	3.00	2.55	3.18	2.92	3.11	3.60	3.91	3.98
MgO	0.05	0.05	0.05	0.01	0.09	0.04	0.04	0.07	0.06	0.04	0.09
CaO	0.01	0.02	0.00	0.06	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.03	0.15	0.12	0.09	0.02	0.11	0.15	0.15	0.13	0.08	0.10
K ₂ O	10.49	9.59	9.89	9.44	9.84	9.30	9.74	9.42	9.54	10.12	9.81
Rb ₂ O	0.78	1.42	0.55	1.29	1.41	1.35	1.46	1.42	1.51	0.51	0.59
Li ₂ O(tri1)	2.91	3.16	2.51	3.25	3.34	3.23	3.35	3.06	3.34	2.90	3.01
F	5.45	6.00	4.93	5.66	5.63	5.72	6.11	5.12	5.21	4.83	4.53
"H ₂ O"	1.46	1.26	1.69	1.43	1.44	1.40	1.22	1.68	1.69	1.85	1.98
F EQU. O ₂	-2.29	-2.52	-2.07	-2.38	-2.37	-2.40	-2.57	-2.15	-2.19	-2.03	-1.90
Total	98.27	99.36	98.03	99.13	98.88	98.89	99.18	99.75	100.86	101.17	99.88
Formules structurales sur la base de 22 Oxygènes											
Si	6.436	6.474	6.273	6.505	6.560	6.509	6.558	6.426	6.477	6.285	6.364
Ti	0.007	0.018	0.008	0.014	0.006	0.006	0.004	0.005	0.010	0.002	0.014
Al ₄	1.564	1.526	1.727	1.495	1.440	1.491	1.442	1.574	1.523	1.715	1.636
Al ₆	1.930	1.923	1.971	1.946	1.946	1.963	1.929	1.899	1.871	1.865	1.922
Fe ₂	1.582	1.570	1.719	1.516	1.482	1.491	1.474	1.665	1.551	1.756	1.569
Mn	0.381	0.351	0.425	0.370	0.315	0.393	0.360	0.385	0.439	0.479	0.489
Mg	0.010	0.010	0.012	0.003	0.020	0.010	0.009	0.015	0.013	0.009	0.020
Ca	0.001	0.004	0.000	0.009	0.006	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.009	0.042	0.033	0.027	0.005	0.031	0.041	0.041	0.036	0.022	0.027
K	1.982	1.786	1.881	1.755	1.831	1.732	1.810	1.755	1.752	1.869	1.817
Rb	0.074	0.134	0.052	0.120	0.132	0.126	0.136	0.133	0.140	0.048	0.055
Li	1.765	1.891	1.533	1.943	2.000	1.935	2.002	1.835	1.976	1.720	1.795
F	2.554	2.771	2.324	2.607	2.599	2.639	2.817	2.363	2.372	2.210	2.080
OH	1.446	1.229	1.676	1.393	1.401	1.361	1.183	1.637	1.628	1.790	1.920
Site Y	5.668	5.746	5.660	5.776	5.763	5.792	5.773	5.799	5.850	5.828	5.796
Site X	2.067	1.965	1.967	1.911	1.975	1.892	1.991	1.929	1.928	1.940	1.899
Site Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
(OH,F)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Li₂O											
Monier	2.720	3.150	2.440	2.830	2.820	2.860	3.120	2.600	2.590	2.380	2.220
tri1	2.905	3.156	2.506	3.250	3.340	3.230	3.348	3.062	3.344	2.895	3.012
tri2	6.705	6.654	6.586	7.329	5.951	6.723	6.793	6.314	6.455	6.793	5.951
tri4	3.253	3.769	2.783	3.444	3.420	3.499	3.878	2.948	3.031	2.696	2.444
tri4a	4.827	5.208	4.462	4.971	4.953	5.011	5.286	4.593	4.657	4.393	4.185
tri4b	2.869	3.355	2.430	3.049	3.026	3.100	3.458	2.584	2.661	2.350	2.116
tri5	2.381	6.047	1.370	5.163	5.968	5.541	6.266	6.007	6.630	1.240	1.549

TABLEAU IV (suite et fin) : Compositions chimiques et formules structurales des micas lithinifères : zinnwaldites et protolithionites d'Ebelekane. (6)

Ech.	251-4	251-4	251-4	251-4	251-4
N°	7-1	7-2	8-1	8-2	8-3
Microgranite orbiculaire : "greisen"					
SiO ₂	45.09	44.39	45.06	44.60	44.71
TiO ₂	0.08	0.00	0.00	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	20.67	22.65	19.18	19.60	19.54
FeO	12.46	11.32	12.46	12.29	12.13
MnO	3.08	2.95	3.08	2.99	3.15
MgO	0.05	0.08	0.03	0.12	0.08
CaO	0.00	0.05	0.03	0.04	0.07
Na ₂ O	0.13	0.01	0.07	0.16	0.12
K ₂ O	9.57	9.77	9.83	9.58	9.60
Rb ₂ O	1.36	1.08	1.11	1.38	1.38
Li ₂ O(tri1)	3.37	3.17	3.36	3.23	3.26
F	4.00	3.34	5.27	5.25	5.37
"H ₂ O"	2.29	2.61	1.61	1.61	1.55
F EQU. O ₂	-1.68	-1.40	-2.21	-2.21	-2.26
Total	100.48	100.02	98.88	98.72	98.70

Formules structurales sur la base de 22 Oxygènes

Si	6.467	6.345	6.582	6.533	6.548
Ti	0.009	0.000	0.000	0.008	0.000
Al ₄	1.533	1.655	1.418	1.467	1.452
Al ₆	1.960	2.160	1.884	1.917	1.921
Fe ₂	1.494	1.353	1.523	1.505	1.486
Mn	0.375	0.358	0.382	0.371	0.391
Mg	0.011	0.016	0.007	0.025	0.017
Ca	0.000	0.008	0.005	0.006	0.010
Na	0.036	0.002	0.020	0.045	0.035
K	1.751	1.781	1.831	1.790	1.794
Rb	0.126	0.099	0.104	0.130	0.130
Li	1.986	1.860	2.016	1.943	1.961
F	1.814	1.510	2.435	2.432	2.487
OH	2.186	2.490	1.565	1.568	1.513

Site Y	5.826	5.748	5.812	5.761	5.775
Site X	1.912	1.890	1.961	1.972	1.969
Site Z	8	8	8	8	8
(OH,F)	4	4	4	4	4

Li₂O

Monier	1.950	1.750	2.630	2.600	2.850
tri1	3.374	3.171	3.363	3.232	3.262
tri2	6.603	6.193	6.901	5.676	6.208
tri4	2.015	1.526	3.085	3.067	3.176
tri4a	3.814	3.354	4.699	4.685	4.769
tri4b	1.724	1.282	2.711	2.694	2.796
tri5	5.656	3.949	4.109	5.792	5.760

TABLEAU V : Compositions chimiques et formules structurales des muscovites d'Ebelekane.

Ech. N°	1206 /1-5	1206 /2-2	251-4 /2-2	251-4 /2-4	251-4 /2-6	251-4 /2-7
	Pegmatite du toit		microgranite orbiculaire : "greisen"			
SiO ₂	47,20	47,96	49,10	49,62	48,15	48,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	27,68	26,45	27,19	28,48	26,94	30,91
FeO	6,89	6,71	5,52	4,47	6,18	3,60
MnO	1,33	1,60	1,22	1,43	1,66	0,99
MgO	0,06	0,13	0,05	0,03	0,04	0,04
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01
Na ₂ O	0,04	0,06	0,01	0,07	0,00	0,02
K ₂ O	10,85	10,56	10,39	10,33	10,29	10,58
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,74	0,77	0,54	0,41
Li ₂ O(di 1)	0,84	1,00	0,82	0,78	0,92	0,48
F	1,77	2,02	1,74	1,68	1,90	1,16
"H ₂ O"	3,49	3,37	3,55	3,65	3,44	3,92
F EQU. O ₂	-0,74	-0,85	-0,73	-0,71	-0,80	-0,49
Total	99,43	99,00	99,61	100,63	99,33	100,39
Formules structurales sur la base de 22 Oxygènes						
Si	6,532	6,650	6,729	6,693	6,653	6,544
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000
Al ₄	1,468	1,350	1,271	1,307	1,347	1,456
Al ₆	3,046	2,973	3,121	3,221	3,040	3,432
Fe ₂	0,797	0,778	0,633	0,504	0,714	0,404
Mn	0,156	0,188	0,142	0,163	0,195	0,113
Mg	0,013	0,026	0,011	0,006	0,009	0,008
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,001
Na	0,011	0,016	0,002	0,017	0,000	0,006
K	1,916	1,869	1,817	1,778	1,814	1,810
Rb	0,000	0,000	0,066	0,066	0,048	0,035
Li	0,477	0,569	0,461	0,432	0,522	0,264
F	0,775	0,886	0,754	0,717	0,830	0,494
OH	3,225	3,114	3,246	3,283	3,170	3,506
Site Y	4,490	4,534	4,368	4,326	4,480	4,220
Site X	1,927	1,886	1,884	1,862	1,867	1,852
Site Z	8	8	8	8	8	8
(OH,F)	4	4	4	4	4	4
Monier	0,770	0,930	0,740	0,700	0,830	0,440
di1	0,840	0,997	0,820	0,782	0,923	0,481
di2	0,000	0,000	1,029	1,073	0,637	0,426

TABLEAU VI : Compositions chimiques et formules structurales des columbo-tantalites d'Ebelekane (1)

Ech. N°		granite à albite-zinnwaldite-topaze																			
		1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209	1209								
Nb ₂ O ₅	7-1	7-2a	7-2b	8-2	9-1	9-2	9-3	1209	C3-1	1/3-1	1/3-2	1/3-3	1/3-4	C3-1	4/1-1	4/1-2	4/1-3	4/1-4	C3-1	6/1-1	6/1-2
Ta ₂ O ₅	44,85	44,76	46,42	22,73	42,01	42,65	20,60	56,51	44,49	56,57	48,61	44,49	26,74	22,48	24,96	50,78	25,57	28,92	28,92	40,09	21,25
SnO ₂	34,80	30,10	27,98	56,55	40,01	37,15	56,51	56,51	34,69	24,53	31,10	34,69	53,81	40,19	50,78	52,27	52,27	47,67	33,61	58,27	58,27
WO ₃	0,51	1,44	1,24	0,98	0,00	0,34	2,85	2,85	0,47	0,09	0,26	0,47	1,74	1,03	1,53	1,68	1,68	1,39	2,26	0,39	0,39
TiO ₂	0,15	0,71	0,77	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	5,35	0,91	1,23	1,23	0,00	0,69	0,00	0,00
FeO	1,22	2,50	2,56	1,78	0,77	0,77	1,81	1,81	0,86	0,46	0,86	0,84	1,66	2,46	3,43	2,92	2,92	2,58	2,52	1,66	1,66
MnO	2,74	2,92	2,80	1,75	1,72	2,57	1,27	1,27	2,88	4,39	3,79	2,88	1,87	2,36	1,82	2,32	2,32	1,47	2,49	1,01	1,01
CaO	14,56	14,36	14,21	13,69	15,36	14,60	13,59	13,59	14,26	14,12	13,74	14,26	13,00	7,80	12,49	13,10	13,10	13,71	13,94	13,94	13,80
Sc ₂ O ₃	0,05	0,25	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,37	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
UO ₂	0,10	0,11	0,22	0,26	0,18	0,19	0,32	0,32	0,12	0,05	0,12	0,12	0,21	0,16	0,28	0,28	0,28	0,18	1,17	0,23	0,23
Total	0,15	0,88	1,25	0,15	0,00	0,00	0,45	0,45	0,85	0,00	0,00	0,85	0,00	4,42	0,68	0,35	0,35	0,88	1,32	0,14	0,14
	99,13	98,03	97,51	97,89	100,05	98,33	97,44	97,44	98,60	100,21	98,49	98,60	99,44	86,62	96,89	99,74	99,74	96,80	98,09	98,09	96,75

Formules structurales sur la base de 6 oxygènes	
Nb	1,33 0,62 0,01 0 0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
Ta	1,32 0,53 0,04 0 0,123 0,159 0,794 0,017 0,01 0
Sn	1,37 0,5 0,03 0 0,125 0,152 0,783 0,004 0,01 0
W	0,76 1,14 0,03 0 0,099 0,108 0,858 0 0,02 0
Ti	0,76 1,14 0,03 0 0,099 0,108 0,858 0 0,02 0
Fe2	0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
Mn	0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
Ca	0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
Sc	0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
U	0,06 0,15 0,808 0,004 0,01 0
Cations	2,992 3,013 3,004 3,015 2,985 3,004 3,016 2,977 2,992 2,992 3,016 2,985 2,975 2,865 2,977 3,011 2,991 3,019 3,002

Ta/Ta+Nb	0,32 0,29 0,83 0,27 0,60 0,36 0,35 0,62 0,21 0,28 0,32 0,55 0,52 0,55 0,55 0,52 0,55 0,55 0,52 0,34 0,62
Mn/Mn+Fe	0,84 0,83 0,84 0,84 0,89 0,90 0,85 0,92 0,77 0,79 0,83 0,88 0,88 0,77 0,87 0,85 0,85 0,85 0,85 0,85 0,85 0,93

TABLEAU VI (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des columbo-tantalites d'Ebelekane (2)

granite à albite-zinnwaldite-topaze																	
Ech.	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1		
N°	6/1-3	11/1-1	11/1-2	11/1-3	11/1-4	11/1-5	11/1-6	11/1-7	11/1-8	11/1-9	11/1-10	11/1-11	11/1-12	11/1-13	11/1-14	11/1-15	C3-1
Nb ₂ O ₅	24,68	41,15	38,71	37,06	38,39	41,61	45,63	41,12	35,05	37,59	29,79	28,17	28,79	33,40	36,47	35,12	33,11
Ta ₂ O ₅	56,77	39,13	40,68	40,84	38,95	39,00	35,17	35,75	39,98	42,10	44,31	45,80	46,98	41,95	39,74	39,50	41,32
SnO ₂	0,77	0,53	0,34	0,40	0,45	0,36	0,25	1,28	0,58	1,11	1,48	1,32	1,52	1,03	1,17	1,52	1,97
WO ₃	0,00	0,18	0,11	0,00	0,41	0,00	0,25	0,56	0,00	0,10	0,19	0,26	0,00	0,00	0,08	0,05	0,25
TiO ₂	1,59	1,39	1,20	1,08	1,27	1,01	0,52	1,77	1,76	1,96	3,53	3,08	2,86	2,53	2,29	2,58	2,89
FeO	1,35	2,29	1,97	1,98	2,07	1,98	2,57	2,45	2,16	2,12	1,36	1,64	1,68	1,84	2,34	1,86	2,83
MnO	13,46	14,60	14,43	14,72	15,00	14,89	14,30	14,01	13,67	14,02	13,60	13,56	13,93	13,53	13,86	13,91	12,85
CaO	0,00	0,03	0,05	0,06	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,06
Sc ₂ O ₃	0,29	0,18	0,16	0,11	0,20	0,23	0,17	0,24	0,19	0,27	0,19	0,28	0,21	0,25	0,15	0,16	0,14
UO ₂	0,01	0,60	0,30	0,00	0,47	0,28	0,00	1,03	0,48	0,75	4,34	2,16	0,76	0,95	0,57	1,00	1,22
Total	98,92	100,08	95,95	96,25	97,21	99,39	98,87	98,21	93,88	100,02	98,82	96,27	96,73	95,55	96,77	95,70	96,64
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																	
Nb	0,81	1,23	1,16	1,17	1,19	1,25	1,36	1,24	1,13	1,14	0,95	0,92	0,93	1,07	1,14	1,11	1,05
Ta	1,12	0,7	0,78	0,78	0,73	0,71	0,63	0,65	0,78	0,77	0,85	0,9	0,91	0,81	0,75	0,75	0,79
Sn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06
W	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,087	0,069	0,063	0,057	0,066	0,051	0,026	0,089	0,095	0,099	0,187	0,167	0,154	0,135	0,119	0,136	0,152
Fe ₂	0,082	0,127	0,116	0,116	0,119	0,11	0,141	0,137	0,129	0,119	0,08	0,099	0,101	0,109	0,135	0,109	0,166
Mn	0,83	0,819	0,857	0,871	0,873	0,84	0,797	0,795	0,829	0,797	0,81	0,83	0,845	0,812	0,81	0,825	0,762
Ca	0	0,002	0,004	0,004	0	0,002	0,001	0	0,001	0	0,002	0	0	0,005	0,007	0	0,005
Sc	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
U	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0,01	0,07	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Cations	2,969	2,977	3	3,018	3,018	2,983	2,975	2,981	3,004	2,985	2,999	3,006	3	3,001	3,011	3	3,015
Ta/Ta+Nb	0,58	0,36	0,40	0,40	0,38	0,36	0,32	0,34	0,41	0,40	0,47	0,49	0,49	0,43	0,40	0,40	0,43
Mn/Mn+Fe	0,91	0,87	0,88	0,88	0,88	0,88	0,85	0,85	0,87	0,87	0,91	0,89	0,89	0,88	0,86	0,88	0,82

TABLEAU VI (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des columbo-tantalites d'Ebelekane (3)

Ech. N°	granite à albite-zinnwaldite-topaze															
	C3-1 11/1-17	C3-1 11/1-18	C3-1 11/1-19	C3-1 11/1-20	C3-1 11/1-21	C3-1 11/1-22	C3-1 11/1-23	C3-1 11/1-24	C3-1 11/1-25	C3-1 11/1-26	C3-1 11/1-27	C3-1 12/1-1	C3-1 12/1-2	C3-1 12/1-3	C3-1 13-2	C3-1 13-3
Nb2O5	27,06	28,92	25,23	30,10	28,80	26,70	23,80	23,96	26,62	30,39	28,50	32,64	26,31	23,01	21,37	22,55
Ta2O5	42,04	44,36	42,19	46,54	48,90	50,14	46,87	50,56	51,11	47,09	48,46	39,57	49,16	57,82	57,21	55,52
SnO2	1,85	1,90	1,28	1,24	0,75	1,40	1,61	2,50	2,60	1,56	4,47	1,83	1,40	0,48	0,42	1,36
WO3	0,44	0,58	0,21	0,03	0,00	0,12	0,13	0,00	0,47	0,02	0,82	0,00	0,00	0,16	0,26	0,77
TiO2	3,22	3,13	2,88	2,50	2,50	2,72	3,05	2,85	2,53	2,43	2,88	2,94	3,27	1,50	1,91	2,07
FeO	4,11	2,64	4,19	1,54	1,94	2,87	4,95	2,55	1,59	1,56	1,86	3,28	1,17	1,25	1,63	1,56
MnO	9,47	12,00	8,79	14,32	13,46	11,94	7,87	12,68	13,80	14,05	12,99	12,17	13,71	14,54	13,77	13,47
CaO	0,23	0,24	0,20	0,01	0,09	0,20	1,87	0,15	0,00	0,02	0,05	0,30	0,01	0,00	0,04	0,02
Sc2O3	0,08	0,21	0,18	0,15	0,34	0,32	0,18	0,20	0,19	0,18	0,31	0,29	0,20	0,27	0,25	0,25
UO2	1,51	1,52	2,36	0,94	0,83	1,12	1,53	1,34	0,49	0,51	0,44	1,40	0,87	0,00	0,71	0,27
Total	90,01	95,50	87,51	97,37	97,61	97,53	91,86	96,00	99,40	97,81	100,78	94,42	96,10	99,03	96,86	97,84
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes																
Nb	0,94	0,94	0,91	0,97	0,93	0,87	0,82	0,8	0,85	0,97	0,89	1,05	0,87	0,76	0,73	0,75
Ta	0,88	0,87	0,92	0,9	0,95	0,98	0,97	1,01	0,99	0,9	0,91	0,77	0,97	1,15	1,17	1,12
Sn	0,06	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,07	0,07	0,04	0,12	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04
W	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0,01	0,01
Ti	0,186	0,17	0,173	0,134	0,134	0,148	0,175	0,158	0,135	0,129	0,15	0,158	0,179	0,083	0,108	0,115
Fe2	0,263	0,159	0,28	0,091	0,116	0,173	0,317	0,157	0,094	0,092	0,107	0,196	0,071	0,077	0,102	0,096
Mn	0,615	0,734	0,594	0,861	0,813	0,729	0,51	0,789	0,829	0,84	0,76	0,736	0,845	0,903	0,876	0,843
Ca	0,019	0,019	0,017	0,001	0,007	0,015	0,153	0,012	0	0,002	0,004	0,023	0,001	0	0,003	0,002
Sc	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
U	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0	0	0
Cations	3,013	2,982	2,984	3,017	3	2,995	3,035	3,026	2,998	2,993	2,981	3,023	2,996	3,003	3,029	3,004
Ta/Ta+Nb	0,48	0,48	0,50	0,48	0,51	0,53	0,54	0,56	0,54	0,48	0,51	0,42	0,53	0,60	0,62	0,60
Mn/Mn+Fe	0,70	0,82	0,68	0,90	0,88	0,81	0,62	0,83	0,90	0,90	0,88	0,79	0,92	0,92	0,90	0,84

TABLEAU VI (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des columbo-tantalites d'Ebelekane (4)

Ech.	granite à albite-zinnwaldite-topaze													
	C3-1 13-4	C3-1 13/2-1	C3-1 14/1-1	C3-1 14/1-2	C3-1 14/1-3	C3-1 14/1-5	C3-1 14/1-6	T40-1 10-2	T40-1 10-3	T40-1 11-1	T40-1 4-2	T40-1 9-1	T40-1 9-2	T40-1 9-5
Nb ₂ O ₅	27,12	53,96	46,86	34,62	36,42	25,12	31,31	23,25	31,84	41,76	45,98	52,34	41,74	52,48
Ta ₂ O ₅	51,31	22,17	27,04	43,74	41,64	53,50	46,63	56,28	48,37	37,91	32,42	24,72	36,36	25,15
SnO ₂	1,03	1,41	1,64	0,92	0,62	1,43	1,00	0,63	0,34	0,22	0,19	0,59	0,45	0,64
WO ₃	0,19	1,73	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	1,09	1,19	1,04	0,78	0,90	0,82	1,26
TiO ₂	2,42	0,78	2,35	1,76	1,41	2,44	2,47	2,10	1,38	0,71	0,62	0,76	0,98	0,66
FeO	1,50	4,58	2,94	2,20	1,71	1,42	1,33	4,72	1,63	1,88	2,29	3,38	1,87	3,39
MnO	13,78	13,79	14,58	14,94	14,16	13,57	14,46	10,62	14,31	14,77	15,10	14,82	14,94	14,44
CaO	0,04	0,07	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,07	0,01	0,00	0,07	0,00
Sc ₂ O ₃	0,33	0,17	0,17	0,18	0,14	0,25	0,23	0,35	0,18	0,17	0,13	0,09	0,16	0,15
UO ₂	0,10	0,24	1,40	0,47	0,24	0,22	0,95	0,00	0,19	0,18	0,07	0,16	0,26	0,20
Total	97,82	98,90	98,02	98,83	96,34	97,97	98,38	99,05	99,43	98,70	97,59	97,75	97,66	98,38
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes														
Nb	0,88	1,53	1,37	1,08	1,15	0,82	0,99	0,76	1	1,27	1,38	1,51	1,27	1,51
Ta	1	0,38	0,48	0,82	0,79	1,06	0,89	1,11	0,92	0,69	0,58	0,43	0,67	0,44
Sn	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,02
W	0	0,03	0,02	0	0	0	0	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ti	0,131	0,037	0,114	0,091	0,074	0,133	0,13	0,115	0,072	0,036	0,031	0,036	0,049	0,032
Fe ₂	0,09	0,24	0,159	0,127	0,1	0,086	0,078	0,287	0,095	0,105	0,127	0,181	0,106	0,181
Mn	0,838	0,733	0,8	0,871	0,839	0,834	0,858	0,654	0,846	0,839	0,847	0,803	0,853	0,779
Ca	0,003	0,005	0,004	0	0	0,002	0	0,002	0,001	0,005	0,001	0	0,005	0
Sc	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
U	0	0	0,02	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Cations	2,992	3,005	3,017	3,039	2,983	2,995	2,996	2,988	2,974	2,985	2,986	2,99	2,983	2,992
Ta/Ta+Nb	0,53	0,20	0,26	0,43	0,41	0,56	0,47	0,59	0,48	0,35	0,30	0,22	0,35	0,23
Mn/Mn+Fe	0,90	0,75	0,83	0,87	0,89	0,91	0,92	0,70	0,90	0,89	0,87	0,82	0,89	0,81

TABLEAU VI (suite et fin) : Compositions chimiques et formules structurales des columbo-tantalites d'Ebelekane (5)

Ech. N°	pegmatite				aplite				microgranite				270-6	
	1206 1/2-4	1206 2/1-3	1206 2/1-4	1206 10/1-3	1206 10/3-2	1206 10/3-3	294 3-3	1206 10/3-3	270-6 10-1	270-6 11-1	270-6 6-2	270-6 6-3	270-6 6-4	270-6 6-4
Nb2O5	25,12	24,91	24,59	25,48	25,01	19,66	24,79	52,80	73,15	69,02	67,16	73,69		
Ta2O5	51,09	52,83	50,86	52,28	52,46	59,17	53,50	26,09	4,03	9,17	10,17	3,63		
SnO2	1,16	0,88	1,05	1,19	0,83	0,86	1,00	0,21	0,29	0,17	0,01	0,05		
WO3	0,41	0,06	0,00	0,29	1,80	2,38	2,83	0,77	0,68	0,87	1,45	0,47		
TiO2	2,86	2,42	3,67	3,23	1,49	0,47	2,67	0,46	0,40	0,31	0,40	0,26		
FeO	2,05	2,37	1,75	1,76	2,30	2,21	1,62	5,70	11,24	9,56	11,39	12,01		
MnO	12,65	12,72	12,81	13,69	13,86	12,61	13,98	11,88	8,43	10,08	7,97	8,49		
CaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,14	0,06	0,40	0,03		
Sc2O3	0,38	0,44	0,33	0,29	0,27	0,21	0,36	0,08	0,03	0,14	0,07	0,09		
UO2	0,45	0,35	0,78	0,76	0,05	0,00	0,12	0,00	0,39	0,00	0,05	0,00		
Total	96,17	97,03	95,84	98,97	98,07	97,57	100,87	98,11	98,78	99,38	99,07	98,72		
Formules structurales sur la base de 6 oxygènes														
Nb	0,83	0,82	0,82	0,82	0,82	0,68	0,79	1,52	1,91	1,83	1,8	1,92		
Ta	1,02	1,05	1,01	1,01	1,04	1,23	1,03	0,45	0,06	0,15	0,16	0,06		
Sn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0	0	0		
W	0,01	0	0	0,01	0,03	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01		
Ti	0,158	0,133	0,202	0,173	0,082	0,027	0,142	0,022	0,017	0,014	0,018	0,011		
Fe2	0,126	0,145	0,107	0,105	0,14	0,141	0,095	0,304	0,544	0,469	0,564	0,58		
Mn	0,786	0,788	0,796	0,827	0,856	0,816	0,835	0,643	0,413	0,501	0,4	0,415		
Ca	0	0,004	0	0	0	0	0	0,008	0,009	0,004	0,025	0,002		
Sc	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0	0	0,01	0	0		
U	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0		
Cations	2,99	3,01	2,995	3,005	3,008	2,984	2,992	2,967	2,983	2,988	2,987	2,998		
Ta/Ta+Nb	0,55	0,56	0,55	0,55	0,56	0,64	0,57	0,23	0,03	0,08	0,08	0,03		
Mn/Mn+Fe	0,86	0,84	0,88	0,89	0,86	0,85	0,90	0,68	0,43	0,52	0,41	0,42		

TABLEAU VII : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (1)

Granite à albite-zinnwaldite-topaze														
Ech	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	T40-1	1193	1193	1193	1193
N°	1-10	3-11	4-11	5-11	1-6	2-6	3-6	3-9	4-9	1-2	3-1	3-2	3-3	3-4
Données de la microsonde électronique														
FeO	1,89	2,72	2,13	2,03	2,31	1,99	1,79	2,51	1,91	0,99	1,04	1,20	3,70	3,75
MnO	10,03	9,60	10,13	10,05	10,06	10,26	9,96	10,22	9,89	10,40	10,58	11,28	9,06	7,98
TiO2	3,02	5,33	3,04	3,23	2,97	2,70	2,99	3,30	3,21	2,84	3,62	2,68	1,76	3,17
Nb2O5	4,10	11,19	4,93	3,78	10,76	6,64	4,01	10,30	4,48	7,58	1,62	7,49	11,45	10,64
Ta2O5	67,62	57,19	66,93	67,13	58,88	64,17	67,94	58,31	67,43	61,27	71,49	61,05	59,67	58,86
SnO2	9,97	10,11	10,36	9,97	12,40	10,94	10,40	11,93	9,63	14,45	7,95	15,03	13,62	11,53
WO3	1,30	1,28	1,46	1,30	1,10	0,56	0,47	1,08	0,91	1,69	0,68	1,22	0,98	0,88
UO2	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,10	0,07	0,07	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,17
Sc2O3	0,32	0,30	0,30	0,29	0,26	0,30	0,31	0,31	0,34	0,37	0,29	0,31	0,34	0,29
Total	98,24	97,71	99,40	97,78	98,74	97,65	97,93	98,02	97,80	99,70	97,28	100,25	100,59	97,25
Oxydes recalculés														
Li2O	0,13	0,07	0,11	0,09	0,11	0,08	0,11	0,03	0,13	0,15	0,06	0,00	0,10	0,17
FeO	0,47	1,86	0,64	0,60	1,08	0,58	0,57	1,22	0,59	0,41	0,00	0,27	2,24	2,72
MnO	10,03	9,60	10,13	10,05	10,06	10,26	9,96	10,22	9,89	10,40	10,58	11,28	9,06	7,98
Fe2O3	1,56	0,94	1,64	1,58	1,35	1,55	1,34	1,42	1,46	0,64	1,15	1,03	1,59	1,11
TiO2	3,02	5,33	3,04	3,23	2,97	2,70	2,99	3,30	3,21	2,84	3,62	2,68	1,76	3,17
Nb2O5	4,10	11,19	4,93	3,78	10,76	6,64	4,01	10,30	4,48	7,58	1,62	7,49	11,45	10,64
Ta2O5	67,62	57,19	66,93	67,13	58,88	64,17	67,94	58,31	67,43	61,27	71,49	61,05	59,67	58,86
SnO2	9,97	10,11	10,36	9,97	12,40	10,94	10,40	11,93	9,63	14,45	7,95	15,03	13,62	11,53
WO3	1,30	1,28	1,46	1,30	1,10	0,56	0,47	1,08	0,91	1,69	0,68	1,22	0,98	0,88
UO2	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,10	0,07	0,07	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,17
Sc2O3	0,32	0,30	0,30	0,29	0,26	0,30	0,31	0,31	0,34	0,37	0,29	0,31	0,34	0,29
Total	98,51	97,87	99,66	98,02	98,97	97,87	98,16	98,18	98,07	99,90	97,45	100,35	100,82	97,50
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes														
Li	0,229	0,117	0,192	0,158	0,174	0,129	0,194	0,046	0,231	0,246	0,099	0,002	0,164	0,277
Fe2+	0,168	0,625	0,226	0,214	0,370	0,206	0,203	0,418	0,210	0,141	0,000	0,093	0,757	0,943
MnA	3,603	3,257	3,581	3,629	3,457	3,665	3,603	3,536	3,560	3,613	3,901	3,905	3,079	2,780
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,503	0,286	0,519	0,509	0,415	0,495	0,435	0,438	0,470	0,198	0,379	0,317	0,484	0,348
Ti	0,964	1,606	0,954	1,035	0,904	0,856	0,960	1,013	1,025	0,877	1,185	0,823	0,531	0,980
TaB	0,847	0,493	0,803	0,761	0,675	0,808	0,834	0,606	0,874	0,561	0,970	0,410	0,807	0,781
Sn	1,686	1,615	1,724	1,695	2,006	1,841	1,771	1,943	1,631	2,364	1,380	2,450	2,178	1,892
Site B	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3,913	4	4	4
U	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,009	0,006	0,006	0,000	0,009	0,001	0,000	0,000	0,015
Sc	0,116	0,103	0,108	0,108	0,091	0,109	0,115	0,110	0,124	0,132	0,110	0,109	0,120	0,104
W	0,143	0,133	0,158	0,143	0,115	0,061	0,052	0,115	0,100	0,180	0,077	0,129	0,102	0,094
Nb	0,786	2,027	0,930	0,728	1,974	1,267	0,773	1,901	0,860	1,406	0,319	1,385	2,077	1,979
TaC	6,955	5,737	6,793	7,020	5,820	6,554	7,054	5,869	6,916	6,273	7,494	6,377	5,702	5,807
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	0,901	0,814	0,895	0,907	0,864	0,916	0,901	0,884	0,890	0,903	0,975	0,976	0,770	0,695
Ti/SiteB	0,241	0,401	0,239	0,259	0,226	0,214	0,240	0,253	0,256	0,219	0,303	0,206	0,133	0,245

TABLEAU VII (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (2)

Ech N°	Granite à albite-zinnwaldite-topaze				1193 5-2	1209 7-3	1209 8-1	1209 9-4	1209 9-5	C3-1 4/1-5	C3-1 4/1-6	C3-1 4/1.7	C3-1 6/1-4
	1193 4-1	1193 4-2	1193 4-3	1193 5-1									
Données de la microsonde électronique													
FeO	1,02	0,96	6,37	1,62	1,06	1,71	1,76	1,85	8,38	1,98	1,65	1,71	1,74
MnO	11,23	10,80	7,97	10,81	11,50	9,76	10,23	10,48	6,22	10,89	11,06	10,30	11,10
TiO2	3,22	2,15	3,75	3,88	2,97	3,24	2,62	4,34	1,35	2,95	4,24	3,57	3,59
Nb2O5	2,84	7,57	11,38	3,25	8,64	9,33	10,73	9,78	13,28	9,99	7,46	7,83	8,65
Ta2O5	69,19	61,69	59,18	69,89	60,24	60,07	59,57	60,71	58,30	58,77	63,74	62,20	62,12
SnO2	9,54	15,27	10,12	8,25	14,83	12,83	14,21	9,40	10,21	12,45	9,61	11,15	11,12
WO3	1,11	1,76	1,34	1,52	1,74	0,56	0,31	0,56	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
UO2	0,12	0,00	0,05	0,34	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Sc2O3	0,31	0,34	0,34	0,28	0,25	0,27	0,33	0,32	0,32	0,28	0,32	0,22	0,24
Total	98,57	100,54	100,49	99,84	101,24	97,75	99,75	97,51	98,08	97,31	98,13	96,98	98,56
Oxydes recalculés													
Li2O	0,00	0,13	0,00	0,11	0,04	0,14	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
FeO	0,00	0,14	4,30	0,00	0,08	1,00	0,97	0,67	5,64	0,66	0,39	0,67	0,42
MnO	11,23	10,80	7,97	10,81	11,50	9,76	10,23	10,48	6,22	10,89	11,06	10,30	11,10
Fe2O3	1,13	0,90	2,27	1,79	1,09	0,78	0,87	1,30	3,00	1,46	1,40	1,15	1,46
TiO2	3,22	2,15	3,75	3,88	2,97	3,24	2,62	4,34	1,35	2,95	4,24	3,57	3,59
Nb2O5	2,84	7,57	11,38	3,25	8,64	9,33	10,73	9,78	13,28	9,99	7,46	7,83	8,65
Ta2O5	69,19	61,69	59,18	69,89	60,24	60,07	59,57	60,71	58,30	58,77	63,74	62,20	62,12
SnO2	9,54	15,27	10,12	8,25	14,83	12,83	14,21	9,40	10,21	12,45	9,61	11,15	11,12
WO3	1,11	1,76	1,34	1,52	1,74	0,56	0,31	0,56	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
UO2	0,12	0,00	0,05	0,34	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Sc2O3	0,31	0,34	0,34	0,28	0,25	0,27	0,33	0,32	0,32	0,28	0,32	0,22	0,24
Total	98,68	100,75	100,69	100,11	101,39	97,96	99,93	97,72	98,34	97,45	98,27	97,15	98,70
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes													
Li	0,000	0,211	0,000	0,178	0,067	0,241	0,168	0,141	0,000	0,000	0,000	0,110	0,000
Fe2+	0,000	0,048	1,421	0,000	0,026	0,347	0,330	0,231	1,927	0,228	0,134	0,236	0,145
MnA	4,000	3,741	2,579	3,822	3,907	3,412	3,502	3,628	2,073	3,772	3,866	3,654	3,855
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,069	0,000	0,078	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,071	0,042	0,002	0,000	0,002
Fe3+	0,365	0,280	0,677	0,565	0,329	0,243	0,265	0,401	0,924	0,457	0,435	0,363	0,452
Ti	1,036	0,662	1,112	1,217	0,897	1,004	0,796	1,334	0,412	0,917	1,315	1,123	1,108
TaB	0,846	0,568	0,622	0,843	0,404	0,641	0,651	0,733	1,007	0,574	0,668	0,651	0,620
Sn	1,627	2,490	1,589	1,372	2,370	2,111	2,289	1,532	1,656	2,052	1,581	1,863	1,819
Site B	3,943	4	4,078	3,997	4	4	4	4	4,071	4,042	4,002	4	4,002
U	0,011	0,000	0,004	0,031	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Sc	0,114	0,121	0,117	0,103	0,088	0,097	0,115	0,113	0,113	0,100	0,115	0,082	0,085
W	0,123	0,187	0,137	0,164	0,181	0,060	0,032	0,060	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb	0,549	1,399	2,026	0,614	1,567	1,741	1,959	1,807	2,443	1,867	1,393	1,483	1,604
TaC	7,204	6,293	5,717	7,087	6,164	6,102	5,894	6,014	5,443	6,033	6,487	6,435	6,311
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	1,000	0,935	0,645	0,956	0,977	0,853	0,875	0,907	0,518	0,943	0,966	0,913	0,964
Ti/SiteB	0,263	0,165	0,273	0,305	0,224	0,251	0,199	0,334	0,101	0,227	0,329	0,281	0,277

TABLEAU VII (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (3)

Ech N°	Granite à albite-zinnwaldite-topaze												
	C3-1 11/1-28	C3-1 11/1-29	C3-1 11/1-30	C3-1 11/1-31	C3-1 11/1-32	C3-1 11/1-33	C3-1 11/1-34	C3-1 11/1-35	C3-1 11/1-36	C3-1 11/1-37	C3-1 11/1-38	C3-1 11/1-39	C3-1 11/1-40
Données de la microsonde électronique													
FeO	1,69	1,23	1,75	1,92	1,77	1,64	1,64	1,69	1,43	1,61	1,76	1,80	1,46
MnO	10,53	10,41	9,96	11,16	11,20	9,75	9,46	10,22	11,20	10,69	10,91	10,37	10,16
TiO ₂	3,89	3,05	2,58	2,71	2,62	3,37	3,54	3,85	3,91	4,58	4,74	4,00	3,62
Nb ₂ O ₅	11,89	9,78	13,54	14,09	12,80	7,24	8,97	6,88	8,29	7,15	7,65	7,40	7,48
Ta ₂ O ₅	59,74	60,01	55,70	55,50	55,41	62,65	60,92	63,04	63,27	64,06	63,59	64,03	63,20
SnO ₂	10,40	12,11	12,29	12,43	13,36	10,77	9,29	10,57	10,05	8,70	8,57	9,12	11,42
WO ₃	0,00	0,00	0,20	0,38	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,15
UO ₂	0,00	0,18	0,06	0,38	0,11	0,19	0,43	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,13
Sc ₂ O ₃	0,25	0,34	0,27	0,36	0,27	0,17	0,22	0,28	0,34	0,21	0,20	0,31	0,29
Total	98,39	97,12	96,35	98,93	97,84	95,78	94,47	96,52	98,49	97,09	97,45	97,03	97,90
Oxydes recalculés													
Li ₂ O	0,13	0,11	0,18	0,03	0,00	0,14	0,20	0,05	0,02	0,06	0,02	0,07	0,11
FeO	0,58	0,42	0,72	0,55	0,47	0,67	0,64	0,72	0,19	0,37	0,42	0,58	0,65
MnO	10,53	10,41	9,96	11,16	11,20	9,75	9,46	10,22	11,20	10,69	10,91	10,37	10,16
Fe ₂ O ₃	1,22	0,89	1,13	1,51	1,44	1,06	1,09	1,07	1,37	1,37	1,48	1,35	0,89
TiO ₂	3,89	3,05	2,58	2,71	2,62	3,37	3,54	3,85	3,91	4,58	4,74	4,00	3,62
Nb ₂ O ₅	11,89	9,78	13,54	14,09	12,80	7,24	8,97	6,88	8,29	7,15	7,65	7,40	7,48
Ta ₂ O ₅	59,74	60,01	55,70	55,50	55,41	62,65	60,92	63,04	63,27	64,06	63,59	64,03	63,20
SnO ₂	10,40	12,11	12,29	12,43	13,36	10,77	9,29	10,57	10,05	8,70	8,57	9,12	11,42
WO ₃	0,00	0,00	0,20	0,38	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,15
UO ₂	0,00	0,18	0,06	0,38	0,11	0,19	0,43	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,13
Sc ₂ O ₃	0,25	0,34	0,27	0,36	0,27	0,17	0,22	0,28	0,34	0,21	0,20	0,31	0,29
Total	98,64	97,32	96,62	99,10	97,98	96,01	94,77	96,67	98,65	97,28	97,61	97,23	98,09
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes													
Li	0,218	0,191	0,292	0,045	0,000	0,236	0,346	0,092	0,041	0,099	0,035	0,124	0,188
Fe ²⁺	0,197	0,146	0,249	0,184	0,160	0,242	0,232	0,254	0,064	0,130	0,145	0,202	0,229
MnA	3,585	3,662	3,459	3,770	3,840	3,522	3,422	3,654	3,894	3,771	3,820	3,673	3,583
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,371	0,281	0,351	0,456	0,441	0,343	0,354	0,343	0,426	0,431	0,463	0,427	0,279
Ti	1,177	0,954	0,796	0,812	0,798	1,081	1,138	1,221	1,207	1,434	1,472	1,259	1,132
TaB	0,783	0,758	0,844	0,755	0,599	0,745	0,927	0,657	0,721	0,691	0,652	0,794	0,694
Sn	1,668	2,007	2,010	1,977	2,162	1,831	1,582	1,779	1,645	1,444	1,413	1,520	1,895
Site B	4	4	4	4	4,007	4	4	4	4	4	4	4	4
U	0,000	0,017	0,005	0,034	0,010	0,018	0,041	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,012
Sc	0,086	0,124	0,096	0,124	0,097	0,064	0,081	0,103	0,121	0,078	0,071	0,113	0,106
W	0,000	0,000	0,021	0,039	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,016
Nb	2,162	1,837	2,510	2,539	2,348	1,396	1,732	1,314	1,538	1,347	1,430	1,400	1,408
TaC	5,752	6,022	5,367	5,264	5,514	6,521	6,147	6,583	6,341	6,566	6,496	6,488	6,459
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	0,896	0,916	0,865	0,943	0,960	0,881	0,856	0,913	0,974	0,943	0,955	0,918	0,896
Ti/SiteB	0,294	0,238	0,199	0,203	0,199	0,270	0,284	0,305	0,302	0,359	0,368	0,315	0,283

TABLEAU VII (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (4)

Ech N°	Granite à albite-zinnwaldite-topaze											
	C3-1 12/1-4	C3-1 12/1-5	C3-1 12/1-6	C3-1 12/1-7	C3-1 13-5	C3-1 13-6	C3-1 13-7	C3-1 13-8	C3-1 13-9	C3-1 13/3-1	C3-1 13/3-2	C3-1 14/1-4
Données de la microsonde électronique												
FeO	1,80	1,44	1,50	2,36	1,70	1,58	1,20	1,60	1,90	1,84	1,57	1,75
MnO	10,56	10,49	11,23	9,71	11,09	10,96	10,75	10,30	9,23	10,95	10,79	10,61
TiO ₂	3,27	3,75	3,38	2,15	3,66	2,85	3,80	3,60	2,40	2,66	3,67	3,18
Nb ₂ O ₅	10,45	7,26	7,79	6,77	12,55	8,73	6,97	7,68	10,18	10,01	5,96	7,72
Ta ₂ O ₅	59,94	64,48	62,10	61,94	56,55	59,69	63,55	62,26	52,97	57,48	63,84	62,17
SnO ₂	11,77	10,35	11,19	10,57	12,19	12,56	10,18	10,67	13,87	12,89	10,18	11,79
WO ₃	0,05	0,00	0,00	1,41	0,65	0,50	0,18	0,00	0,00	0,26	0,00	0,21
UO ₂	0,19	0,01	0,00	0,09	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc ₂ O ₃	0,32	0,19	0,31	0,12	0,25	0,30	0,29	0,24	0,38	0,36	0,31	0,17
Total	98,35	97,97	97,50	95,13	98,88	97,15	96,91	96,35	90,94	96,45	96,31	97,60
Oxydes recalculés												
Li ₂ O	0,06	0,11	0,00	0,13	0,04	0,00	0,08	0,08	0,02	0,00	0,00	0,04
FeO	0,73	0,34	0,18	0,58	0,56	0,35	0,12	0,54	1,34	0,54	0,33	0,52
MnO	10,56	10,49	11,23	9,71	11,09	10,96	10,75	10,30	9,23	10,95	10,79	10,61
Fe ₂ O ₃	1,18	1,22	1,46	1,96	1,25	1,36	1,19	1,17	0,61	1,43	1,37	1,36
TiO ₂	3,27	3,75	3,38	2,15	3,66	2,85	3,80	3,60	2,40	2,66	3,67	3,18
Nb ₂ O ₅	10,45	7,26	7,79	6,77	12,55	8,73	6,97	7,68	10,18	10,01	5,96	7,72
Ta ₂ O ₅	59,94	64,48	62,10	61,94	56,55	59,69	63,55	62,26	52,97	57,48	63,84	62,17
SnO ₂	11,77	10,35	11,19	10,57	12,19	12,56	10,18	10,67	13,87	12,89	10,18	11,79
WO ₃	0,05	0,00	0,00	1,41	0,65	0,50	0,18	0,00	0,00	0,26	0,00	0,21
UO ₂	0,19	0,01	0,00	0,09	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc ₂ O ₃	0,32	0,19	0,31	0,12	0,25	0,30	0,29	0,24	0,38	0,36	0,31	0,17
Total	98,52	98,19	97,64	95,44	99,03	97,28	97,09	96,53	91,01	96,59	96,44	97,77
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes												
Li	0,099	0,188	0,000	0,226	0,062	0,000	0,128	0,129	0,043	0,000	0,000	0,063
Fe ²⁺	0,249	0,117	0,064	0,212	0,189	0,124	0,043	0,191	0,499	0,190	0,117	0,182
Mn ^A	3,652	3,694	3,936	3,562	3,749	3,876	3,828	3,681	3,458	3,810	3,883	3,755
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Mn ^B	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,059	0,008	0,000
Fe ³⁺	0,365	0,383	0,459	0,643	0,378	0,427	0,378	0,373	0,203	0,452	0,442	0,430
Ti	1,002	1,173	1,061	0,699	1,099	0,894	1,200	1,141	0,798	0,835	1,175	0,998
Ta ^B	0,717	0,727	0,621	0,833	0,582	0,587	0,715	0,691	0,552	0,569	0,654	0,608
Sn	1,915	1,717	1,859	1,825	1,941	2,091	1,707	1,795	2,446	2,144	1,729	1,964
Site B	4	4	4,031	4	4	4,001	4	4	4	4,059	4,008	4
U	0,018	0,001	0,000	0,009	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sc	0,112	0,068	0,112	0,046	0,088	0,107	0,105	0,086	0,148	0,131	0,113	0,063
W	0,005	0,000	0,000	0,158	0,067	0,054	0,020	0,000	0,000	0,028	0,000	0,022
Nb	1,929	1,365	1,469	1,326	2,266	1,647	1,324	1,465	2,035	1,889	1,147	1,459
Ta ^C	5,936	6,566	6,420	6,461	5,559	6,192	6,551	6,449	5,817	5,952	6,740	6,456
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/ ^{SiteA}	0,913	0,924	0,984	0,891	0,937	0,969	0,957	0,920	0,864	0,952	0,971	0,939
Ti/ ^{SiteB}	0,251	0,293	0,263	0,175	0,275	0,223	0,300	0,285	0,199	0,206	0,293	0,250

TABLEAU VII (suite) : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (5)

Pegmatite du toit													
Ech N°	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	
	1/1-2	1/1-3	1/1-4	1/1-5	1/2-2	1/2-3	2/1-5	2/1-6	2/1-7	10/1-4	10/1-5	10/2-2	10/2-3
Données de la microsonde électronique													
FeO	1,93	2,70	2,99	2,00	2,29	2,10	1,95	2,10	3,04	2,48	2,43	2,10	2,56
MnO	9,60	10,28	9,66	9,71	10,81	9,57	9,22	10,31	9,97	10,78	10,44	10,35	10,35
TiO2	4,02	4,38	2,91	3,50	2,72	3,18	3,40	3,95	2,47	4,19	3,23	3,70	3,22
Nb2O5	4,12	16,65	13,21	11,86	10,70	4,00	5,75	12,74	15,12	16,48	12,57	14,62	12,77
Ta2O5	65,79	52,24	56,21	57,15	58,40	64,74	64,08	56,31	53,31	52,05	56,14	53,27	57,02
SnO2	10,03	9,99	10,86	12,44	13,56	11,34	11,25	12,15	13,73	11,55	13,59	12,08	12,72
WO3	0,00	0,25	0,18	0,00	0,42	0,00	0,00	0,05	0,00	0,53	0,60	0,00	0,08
UO2	0,08	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,33	0,01
Sc2O3	0,26	0,27	0,37	0,31	0,39	0,37	0,27	0,26	0,38	0,35	0,22	0,27	0,28
Total	95,83	96,79	96,39	96,97	99,37	95,29	95,92	97,86	98,03	98,41	99,22	96,71	99,01
Oxydes recalculés													
Li2O	0,06	0,06	0,06	0,11	0,00	0,01	0,12	0,05	0,00	0,01	0,02	0,05	0,02
FeO	1,04	1,40	1,58	1,30	1,03	1,18	1,20	1,22	1,85	1,30	1,32	1,16	1,39
MnO	9,60	10,28	9,66	9,71	10,81	9,57	9,22	10,31	9,97	10,78	10,44	10,35	10,35
Fe2O3	0,98	1,43	1,55	0,76	1,39	1,01	0,82	0,97	1,31	1,31	1,23	1,04	1,29
TiO2	4,02	4,38	2,91	3,50	2,72	3,18	3,40	3,95	2,47	4,19	3,23	3,70	3,22
Nb2O5	4,12	16,65	13,21	11,86	10,70	4,00	5,75	12,74	15,12	16,48	12,57	14,62	12,77
Ta2O5	65,79	52,24	56,21	57,15	58,40	64,74	64,08	56,31	53,31	52,05	56,14	53,27	57,02
SnO2	10,03	9,99	10,86	12,44	13,56	11,34	11,25	12,15	13,73	11,55	13,59	12,08	12,72
WO3	0,00	0,25	0,18	0,00	0,42	0,00	0,00	0,05	0,00	0,53	0,60	0,00	0,08
UO2	0,08	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,33	0,01
Sc2O3	0,26	0,27	0,37	0,31	0,39	0,37	0,27	0,26	0,38	0,35	0,22	0,27	0,28
Total	95,98	96,98	96,60	97,15	99,50	95,39	96,11	98,00	98,15	98,54	99,35	96,85	99,14
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes													
Li	0,107	0,097	0,107	0,186	0,000	0,017	0,212	0,082	0,002	0,017	0,031	0,075	0,030
Fe2+	0,379	0,465	0,543	0,449	0,349	0,434	0,432	0,410	0,620	0,424	0,441	0,391	0,465
MnA	3,514	3,438	3,350	3,365	3,651	3,549	3,356	3,508	3,378	3,559	3,529	3,534	3,505
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,000	0,000	0,000	0,000	0,051	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,319	0,426	0,481	0,235	0,425	0,335	0,268	0,296	0,397	0,384	0,370	0,316	0,391
Ti	1,308	1,301	0,894	1,077	0,826	1,045	1,099	1,193	0,742	1,228	0,969	1,120	0,968
TaB	0,644	0,700	0,853	0,658	0,563	0,639	0,706	0,565	0,670	0,593	0,498	0,624	0,614
Sn	1,729	1,573	1,772	2,029	2,186	1,980	1,927	1,947	2,191	1,795	2,163	1,940	2,028
Site B	4	4	4	4	4,051	4	4	4	4	4	4	4	4
U	0,008	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,029	0,001
Sc	0,097	0,093	0,133	0,109	0,137	0,140	0,103	0,090	0,134	0,119	0,075	0,095	0,096
W	0,000	0,026	0,019	0,000	0,044	0,000	0,000	0,006	0,000	0,054	0,062	0,000	0,008
Nb	0,805	2,971	2,445	2,193	1,954	0,791	1,117	2,315	2,735	2,904	2,268	2,662	2,308
TaC	7,090	4,908	5,403	5,698	5,856	7,069	6,781	5,590	5,130	4,924	5,595	5,213	5,586
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	0,879	0,860	0,838	0,841	0,913	0,887	0,839	0,877	0,845	0,890	0,882	0,883	0,876
Ti/SiteB	0,327	0,325	0,224	0,269	0,204	0,261	0,275	0,298	0,186	0,307	0,242	0,280	0,242

TABLEAU VII (suite et fin) : Compositions chimiques et formules structurales des wodginites d'Ebelekane. (6)

Aplite du toit								
Ech	294	294	294	294	294	294	294	294
N°	2-1	2-2	3-1	3-2	3-4	12-1	12-2	12-3
Données de la microsonde électronique								
FeO	1,49	2,80	2,69	1,21	1,26	1,59	2,31	2,34
MnO	11,05	10,67	10,37	11,08	11,16	10,15	9,88	9,97
TiO ₂	5,06	8,14	6,55	2,65	3,05	3,75	4,27	8,13
Nb ₂ O ₅	10,47	10,25	11,40	9,19	8,81	5,26	9,81	11,76
Ta ₂ O ₅	59,74	58,01	59,04	60,68	61,08	65,05	57,55	57,13
SnO ₂	8,28	7,25	8,12	11,33	10,98	7,93	10,72	7,90
WO ₃	1,56	1,15	1,64	1,74	1,61	1,12	0,66	1,48
UO ₂	0,44	0,00	0,10	0,11	0,04	0,00	0,73	0,00
Sc ₂ O ₃	0,35	0,18	0,25	0,36	0,35	0,36	0,34	0,36
Total	98,43	98,45	100,16	98,35	98,34	95,21	96,27	99,08
Oxydes recalculés								
Li ₂ O	0,10	0,00	0,06	0,08	0,07	0,13	0,02	0,06
FeO	0,24	1,76	1,56	0,00	0,00	0,17	1,42	1,99
MnO	11,05	10,67	10,37	11,08	11,16	10,15	9,88	9,97
Fe ₂ O ₃	1,38	1,15	1,24	1,34	1,39	1,56	0,98	0,38
TiO ₂	5,06	8,14	6,55	2,65	3,05	3,75	4,27	8,13
Nb ₂ O ₅	10,47	10,25	11,40	9,19	8,81	5,26	9,81	11,76
Ta ₂ O ₅	59,74	58,01	59,04	60,68	61,08	65,05	57,55	57,13
SnO ₂	8,28	7,25	8,12	11,33	10,98	7,93	10,72	7,90
WO ₃	1,56	1,15	1,64	1,74	1,61	1,12	0,66	1,48
UO ₂	0,44	0,00	0,10	0,11	0,04	0,00	0,73	0,00
Sc ₂ O ₃	0,35	0,18	0,25	0,36	0,35	0,36	0,34	0,36
Total	98,66	98,56	100,33	98,56	98,54	95,49	96,37	99,17
Formules structurales sur la base de 32 Oxygènes								
Li	0,170	0,000	0,088	0,131	0,109	0,230	0,034	0,096
Fe ₂₊	0,080	0,574	0,509	0,000	0,000	0,062	0,495	0,645
MnA	3,750	3,426	3,403	3,869	3,891	3,707	3,471	3,259
Site A	4	4	4	4	4	4	4	4
MnB	0,000	0,101	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₃₊	0,419	0,340	0,363	0,417	0,434	0,511	0,306	0,110
Ti	1,526	2,390	1,907	0,822	0,946	1,215	1,332	2,359
TaB	0,732	0,142	0,475	0,844	0,780	0,911	0,590	0,316
Sn	1,323	1,129	1,255	1,864	1,802	1,363	1,772	1,215
Site B	4	4,101	4	3,947	3,961	4	4	4
U	0,040	0,000	0,009	0,010	0,004	0,000	0,067	0,000
Sc	0,122	0,060	0,083	0,129	0,125	0,134	0,122	0,122
W	0,162	0,116	0,165	0,186	0,172	0,125	0,071	0,148
Nb	1,898	1,809	1,997	1,714	1,639	1,026	1,840	2,052
TaC	5,780	6,015	5,746	5,962	6,060	6,715	5,900	5,678
Site C	8	8	8	8	8	8	8	8
Mn/SiteA	0,937	0,856	0,851	0,967	0,973	0,927	0,868	0,815
Ti/SiteB	0,382	0,583	0,477	0,208	0,239	0,304	0,333	0,590

TABLEAU VIII : Compositions chimiques et formules structurales des cassitérites et rutiles d'Ebelekane

Ech.	Cassitérite														Rutile			
	C3-1	C3-1	C3-1	C3-1	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	1206	235-11	235-11	235-11	
	1/1-1	1/2-1	13/2-2	13/2-3	1/1-1	1/2-1	10/1-1	10/1-1	10/1-2	10/3-1	2/1-1	2/1-2	2/1-2	235-11	3	3-1	2	
	Granite à albite-zinnwaldite-topaze														Aplite en filon			
	Pegmatite du toit														Aplite en filon			
Nb2O5	0,08	0,87	0,19	0,21	0,18	0	0	0,74	4,85	0,3	0,19	0,19	0,19	4,57	0,23	0,23	8,05	0,21
Ta2O5	1,2	2,91	4,38	4,06	3,82	2,44	1,7	10,02	8,04	2,17	5,29	5,29	5,29	1,83	5,41	5,41	6,66	0,00
SnO2	97,26	96,16	94,28	92,98	94,42	95,74	96,18	84,96	78,71	95,89	90,55	90,55	90,55	88,11	92,30	92,30	0,24	0,00
WO3	0	0	0	0,1	0,04	0	0	0,47	0,59	0	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00
TiO2	0,01	0,18	0,44	0,25	0,81	0,12	0,38	1,22	0,92	0,54	0,54	0,54	0,54	0,18	0,15	0,15	78,86	52,36
FeO	0,36	0,9	1,25	0,9	0,56	0,34	0,73	1,92	1,55	0,43	0,95	0,95	0,95	3,44	1,19	1,19	4,28	1,44
MnO	0	0,1	0,24	0,2	0,18	0,16	0	0,4	1,51	0,15	0,23	0,23	0,23	0,21	0,01	0,01	0,06	13,38
CaO	0,57	0,36	0,41	0,37	0,27	0,4	0,52	0,3	0,33	0,39	0,45	0,45	0,45	0,40	0,41	0,41	0,93	0,65
Sc2O3	0	0	0	0	0	0,09	0	0,09	0,01	0	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05
UO2	0,04	0	0,1	0	0	0	0,05	0	0,1	0	0,25	0,25	0,25	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	99,52	101,48	101,29	99,07	100,28	99,29	99,56	100,12	96,61	99,87	98,60	98,60	98,60	98,75	99,68	99,68	99,70	68,08
Formules structurales calculées sur la base de 2 atomes d'oxygène																		
Nb	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,06	0	0	0	0	0,05	0	0	0,05	*
Ta	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,07	0,06	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04	0,03	*
Sn	0,98	0,95	0,93	0,94	0,94	0,96	0,96	0,85	0,8	0,96	0,92	0,92	0,92	0,87	0,93	0,93	0	*
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*
Ti	0	0,003	0,008	0,005	0,015	0,002	0,007	0,023	0,018	0,01	0,011	0,011	0,011	0,003	0,003	0,003	0,862	*
Fe2	0,008	0,019	0,026	0,019	0,012	0,007	0,015	0,04	0,033	0,009	0,02	0,02	0,02	0,072	0,025	0,025	0,052	*
Mn	0	0,002	0,005	0,004	0,004	0,003	0	0,008	0,033	0,003	0,005	0,005	0,005	0,004	0	0	0,001	*
Ca	0,015	0,01	0,011	0,01	0,007	0,011	0,014	0,008	0,009	0,01	0,012	0,012	0,012	0,011	0,011	0,011	0,014	*
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*
Cations	1,013	1,014	1,010	1,008	1,008	1,003	1,006	1,009	1,013	1,002	1,008	1,008	1,008	1,020	1,009	1,009	1,009	*

Le massif d'Ebelekane, situé à l'extrême sud-est du Hoggar central (Algérie) dans le terrane d'Assodé-Issalane est une petite coupole formée d'un granite à albite-zinnwaldite-topaze à grain fin et à quartz en "snow ball" et d'une aplite-pegmatite rubanée apicale.

Il renferme une minéralisation sub-économique à étain, niobium et tantale ($Ta > Nb$, Sn) sous forme d'oxydes qui décrivent une lignée à Mn : Manganocolumbite-Manganotantalite-wodginite – cassitérite, représentant un trend primaire de cristallisation d'un magma enrichi en fluor.

Unique par son degré extrême d'évolution, le granite d'Ebelekane doit sa signature géochimique particulière à un processus majeur de cristallisation fractionnée. Il présente un caractère peralumineux, des teneurs élevées en alumine, silice, éléments incompatibles (F, Li, Ga, Rb, Nb, Ta, Sn) et très faibles en titane, magnésium et en chaux, qu'il partage par ailleurs avec les granites à topaze de type "low-P" ou à tantale "pauvres en phosphore" décrits dans le monde. Cependant, le comportement contrasté, dit "non-CHARAC" de certains éléments en traces (HFSE) et l'effet tétrade des lanthanides indiquent une forte interaction fluide-magma, impliquant la présence de complexes fluorés.

Les relations texturales et les paragenèses minérales sont conformes à la séquence reproduite expérimentalement dans des conditions sous-saturées en eau à 2 kbars. Elles résultent de la cristallisation métastable d'un liquide silicaté surfondu, refroidi en deçà de la température d'équilibre du liquidus, sous l'action des éléments volatils. Ce magma siliceux hydraté ("solution-melt") se met en place à l'état totalement liquide et évolue ultérieurement par un mécanisme de fractionnement *in situ*, illustrant de manière parfaite le concept de "trempe chimique" ("chemical quench").

Le granite à tantale d'Ebelekane représente le stade terminal de pétrogenèse des systèmes granitiques mis en place au cours de l'orogénèse pan-africaine. Il est le produit ultime du fractionnement d'un magma parent enrichi en fluor et lithium et de l'intervention de fluides tardifs, compatibles avec la forte concentration métallique.