

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

UNIVERSITE BADJI MOKHTAR- ANNABA

FACULTE : SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTEMENT DE : GEOLOGIE

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de DOCTORAT

En : Géologie Minière

Par : Bouguebrine Janet

THEME

Caractérisation physico-chimique des fluides associés aux granites à métaux rares : l'exemple du Hoggar Central et du Filfila (NE Algérie)

Soutenue publiquement le : 07 /03 /2024, devant le jury composé de :

Chouabbi Abdelmadjid	Professeur	UBMA.Annaba	Président
Bouabsa Lakhdar	Professeur	U.Tamanrasset	Directeur de thèse
Hamor Dalila	Professeur	UBMA.Annaba	Examinatrice
Tlili Mohamed	MCA	UBMA.Annaba	Examineur
Sami Lounis	Professeur	UMM. Tizi Ouzou	Examineur
Bourefis Ahcene	Professeur	UM. Constantine	Examineur

Résumé

Dans la région de Tamanrasset, située dans le bouclier touareg panafricain, on trouve de nombreux intrusions de granites évolués appelés collectivement les granites de Taourirt et les granites à Métaux rares (GRM). Ces intrusions sont associées à des gisements d'étain et de tungstène, ainsi qu'à des indices de minéralisation de type quartz-veine et greisen, présentant une variété de styles de greisen. Dans cette étude, nous combinons de nouvelles observations et analyses de micas avec une réinterprétation des données géochimiques existantes de la roche murale afin d'évaluer le rôle possible des fluides magmatiques-hydrothermaux et externes dans le processus de greisenisation à Tamanrasset.

La composition des micas dans les granites et microgranites AT de Tamanrasset peut être décrite comme présentant un ensemble de tendances linéaires, allant des protolithionites magmatiques à un large domaine de zinnwaldite, à l'intérieur duquel plusieurs occurrences montrent des tendances linéaires distinctes. Sur cette base, nous proposons que les domaines de zinnwaldite enregistrent le mélange entre une série de fluides magmatiques-hydrothermaux (caractérisant chacune des intrusions) et des fluides métamorphiques externes.

Dans les greisens de quartz-topaze associés, la majorité des premiers micas observés sont des zinnwaldites, ce qui indique que les greisens se sont formés à partir de la métasomatose des granites ou microgranites altérés, en relation avec le processus de mélange. Par conséquent, on peut supposer que la greisenisation résulte de la prédominance des fluides externes (contenant du CO₂ et fournissant une source d'acidité) dans le processus.

Le développement des greisens de Tamanrasset peut être divisé en trois étapes différentes. La première étape concerne le métasomatisme dans la partie apicale de la coupole de Tin Amzi et la formation de greisens à quartz-topaze. Cette phase est caractérisée par une interaction précoce des fluides magmatiques principalement, ou un mélange de ces derniers avec des fluides métamorphiques dans des chenaux fracturés, résultant en des greisens riches en quartz. Le deuxième stade est déclenché par la rupture d'une barrière de faible perméabilité qui séparait des réservoirs de fluides à différentes profondeurs, entraînant la formation de greisens à quartz-mica enrichis en mica dioctaédrique, sous l'influence d'une activité tectonique liée aux linéaments majeurs du super-terrané LATEA à la fin de l'Édiacarien. Enfin, le troisième stade se rapporte à la formation de veines de zinnwaldite-quartz-cassitérite à Aléméda, suite à la restauration progressive de la barrière de faible perméabilité et à l'interaction renouvelée entre les fluides magmatiques-hydrothermaux profonds et les fluides métamorphiques.

Dans La région de Filfila les granitoïdes présentent des variations de composition des micas, avec des Fe-biotites et des sidérophyllites présentes dans les granites à cordiérite, microgranites et granites à tourmalines. Les protolithionites sont présentes dans les granites à tourmalines et les stockscheiders, tandis que les zinnwaldites riches en F, Rb et Cs sont présentes dans tous les granites à aplites et topaze. Les micas du complexe de Filfila montrent des différences significatives, notamment entre les micas précoces des granites à tourmalines et les biotites des microgranites et des granites à cordiérite. Les micas-Li des stockscheiders

semblent représenter un stade moins évolué de l'évolution des zinnwaldites, suggérant des processus de mélange entre des magmas différenciés.

Mot Clé : Granites à métaux rares – Greisens –Mica-Li –Hoggar-Filfila- Etain- Tungstène.

الملخص

في منطقة تمرناست، الواقعة في درع الطوارق الإفريقية ، هناك العديد من عمليات اقتحام الجرانيت المتقدم التي تسمى مجتمعة جرانيت التاوريرت

هذه التدخلات مرتبطة بمواقع احتياطات القصدير والتنجستين، وكذلك بمؤشرات لتشكيل الكوارتز والعروق والجريس، في هذه الدراسة، نجمع بين الملاحظات والتحليل الجديدة للميكا مع إعادة تفسير للبيانات الجيوكيميائية الموجودة للصخور الحائطية لتقييم الدور المحتمل للسوائل الماغماتية-الهيدروثرمالية والخارجية في عملية تكوين الجريس في تمرناست. يمكن وصف تركيبة الميكا في جرانيت والميكروجرانيت"ات" لتمرناست بأنها تقدم مجموعة من الاتجاهات الخطية ، تتراوح من البروتيتيونيت المغماتية إلى مساحة كبيرة من الزينوالدايت، حيث تظهر العديد من الأحداث ميول خطية متميزة. على هذا الأساس ، نقترح أن تسجل نطاقات الزينوالدايت الخليط بين سلسلة من السوائل الحرارية المائية المغماتية (التي تميز كل من الاختراقات) والسوائل المتحولة الخارجية.

في جريسات الكوارتز-التوباز المرتبطة، معظم الميكا المبكرة الملاحظة هي زينوالدايت، مما يشير إلى أن الجريسات تشكلت من خلال تحول الغرانيت أو المايكروغرانيت المتآكل، فيما يتعلق بعملية الخلط. وبالتالي، يمكننا أن نفترض أن عملية تكون الجريسات تنتج عن سيطرة السوائل الخارجية (التي تحتوي على ثاني أكسيد الكربون وتوفر مصدرًا للحموضة) في العملية.

يمكن تقسيم تطور غريزيات تمرناست إلى ثلاث مراحل مختلفة. تتعلق المرحلة الأولى بالتحول الميتاسوماتي في الجزء القمي من قبة تين أمزي وتكوين الغريزات الكوارتز-التوباز. وتتميز هذه المرحلة بالتفاعل المبكر للسوائل الصهارية بشكل رئيسي، أو اختلاط هذه الأخيرة مع السوائل المتحولة في القنوات المتصدعة، مما أدى إلى تكوين الغريزات الغنية بالكوارتز. أما المرحلة الثانية فتنتج عن تمزق حاجز منخفض النفاذية يفصل بين مستودعات السوائل على أعماق مختلفة، مما يؤدي إلى تكوين الغريزات الكوارتز-الميكا الغنية بالميكا ثنائية السطح، تحت تأثير النشاط التكتوني المرتبط بالخطوط في نهاية العصر الإدياكاراني. وأخيراً، تتعلق المرحلة الثالثة بتكوين عروق LATEA الرئيسية للجذر الجيري الفائق لـ الزنوالديت-الكوارتز-الكوارتز-الكسيتيريت في أليميدا، بعد الاستعادة التدريجية لحاجز النفاذية المنخفضة والتفاعل المتجدد بين السوائل الصهارية-الحارة-العميقة والسوائل المتحولة

في منطقة فلفة، تظهر الحبيبات البلورية الغنية بالميكا تباينات في التركيب، مع وجود في-بيوتيت وسيدروفيليت في الغرانيتات المحتوية على الكورديريت، والمايكروغرانيتات، والغرانيتات المحتوية على التورمالين. تظهر البروتوليثونات في الغرانيتات المحتوية على التورمالين والستوكشايدرز، بينما تتواجد الزينوالدايت الغنية بالفلور والروبيديوم والسيزيوم في جميع الغرانيتات والأبلايت المحتوية على التوباز. تُظهر الميكا في مجمع فلفة اختلافات كبيرة، خاصة بين الميكا المبكرة في الغرانيتات المحتوية على التورمالين والبيوتيت في المايكروغرانيتات والغرانيتات المحتوية على الكورديريت. يبدو أن ميكا الليثيوم في الستوكشايدرز تمثل مرحلة أقل تطورًا للزينوالدايت، مما يشير إلى وجود عمليات خلط بين الصهارة المختلفة.

الكلمات المفتاحية

الجرانيت المعدني النادر - جريزن- ميكا الليثيوم - الهقار - فلفة - القصدير - التنجستين

Abstract

In the Tamanrasset region, located in the pan-African Tuareg shield, there are numerous intrusions of advanced granites known collectively as the Taourirt granites and RMG granites. These intrusions are associated with tin and tungsten deposits, as well as quartz-vein and greisen-type mineralisation, displaying a variety of greisen styles. In this study, we combine new observations and analyses of micas with a reinterpretation of existing wall rock geochemical data to assess the possible role of magmatic-hydrothermal and external fluids in the greisenisation process at Tamanrasset.

The composition of micas in the AT granites and microgranites of Tamanrasset can be described as exhibiting a set of linear trends, ranging from magmatic protolithionites to a broad zinnwaldite domain, within which several occurrences show distinct linear trends. On this basis, we propose that the zinnwaldite domains record mixing between a series of magmatic-hydrothermal fluids (characterising each of the intrusions) and external metamorphic fluids.

In the associated quartz-topaz greisens, the majority of the first micas observed are zinnwaldites, indicating that the greisens formed from the metasomatism of altered granites or microgranites, in relation to the mixing process. Consequently, it can be assumed that greisenisation results from the predominance of external fluids (containing CO₂ and providing a source of acidity) in the process.

The development of the Tamanrasset greisens can be divided into three different stages. The first stage concerns metasomatism in the apical part of the Tin Amzi dome and the formation of quartz-topaz greisens. This phase is characterised by early interaction of mainly magmatic fluids, or mixing of the latter with metamorphic fluids in fractured channels, resulting in quartz-rich greisens. The second stage is triggered by the rupture of a low-permeability barrier that separated fluid reservoirs at different depths, leading to the formation of quartz-mica greisens enriched in dioctahedral mica, under the influence of tectonic activity linked to the major lineaments of the LATEA superterrane at the end of the Ediacaran. Finally, the third stage relates to the formation of zinnwaldite-quartz-cassiterite veins at Aléméda, following the gradual restoration of the low-permeability barrier and renewed interaction between deep magmatic-hydrothermal fluids and metamorphic fluids.

In the Filfila region the granitoids show variations in mica composition, with Fe-biotites and siderophyllites present in cordierite granites, microgranites and tourmaline granites. Protolithionites are present in tourmaline granites and stockscheiders, while F-, Rb- and Cs-rich zinnwaldites are present in all topaz granites and aplites. The micas of the Filfila complex show significant differences, particularly between the early micas of tourmaline granites and the biotites of microgranites and cordierite granites. The Li-micas of the stockscheiders appear to represent a less evolved stage in the evolution of the zinnwaldites, suggesting mixing processes between differentiated magmas.

Key word: Rare metal granites - Greisens -Mica-Li -Hoggar-Filfila- Tin- Tungsten.

Table des Matières

Contenu

Résumé.....	i
الملخص.....	iii
Abstract.....	iv
Key word: Rare metal granites - Greisens -Mica-Li -Hoggar-Filfila- Tin- Tungsten.....	iv
Table des Matières.....	v
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xi
Avant-propos	xii
Introduction générale	1
Première partie.....	5
Hoggar central.....	5
1 Chapitre I Géologie du Hoggar.....	6
1 Introduction.....	7
2 Le Bouclier. Touareg.....	7
3 Les granites de Tamanrasset dans le terrane de Laouni.....	11
3.1 Le terrane de Laouni.....	11
3.2 Granites de Taourirt et granites à métaux rares (RMG).....	12
Chapitre II Présentation et Pétrographie des zones étudiées.....	16
1 Introduction.....	17
2 Présentation des massifs granitiques étudiés.....	18
2.1 Le massif de l'In-Tounine :.....	18
2.2 Les coupoles de Hanana et Hananère :	20
2.2.1 Hanana	20
2.2.2 Hananère	20
2.3 Les coupoles sub-affleurentes	20
2.3.1 Aléméda	21
3 Etude pétrographique des filons de microgranites porphyriques « AT ».....	22
3.1 Caractères macroscopiques	22
3.2 Caractères microscopiques.....	22
4 Pétrographie du granite fin à albite et topaze	22

4.1	Aspect macroscopique	22
4.2	Aspect microscopique.....	22
Chapitre III Pétrographie et Géochimie des greisens		32
1	Introduction.....	33
2	Pétrographie des greisens du Tamanrasset:.....	35
2.1	Présence de micas hérités dans les greisens	38
3	Géochimie des Greisens.....	44
3.1	Tendances de la greisenisation	44
3.1.1	Greisens de quartz-topaze±mica	45
3.1.2	Greisens de quartz-mica±topaze.....	45
3.2	La greisenisation dans la coupole de Tin Amzi.....	48
4	Calculs du bilan de masse	49
4.1	Greisens de Quartz-topaz±mica	49
4.2	Greisens de Quartz-mica.....	51
5	Coupole altérée de Tin Amzi.....	54
6	Conclusion	55
Chapitre IV Cristallogénie des Micas.....		57
1	Introduction.....	58
2	Formule structurale générale des micas	58
2.1	Les différents types de substitutions :.....	60
2.2	Classification des micas :.....	60
2.3	Les solutions solides dans les micas :.....	61
2.4	Cas des micas lithinifères.....	61
2.5	Le lithium et le fluor dans les micas :.....	62
2.5.1	Le lithium.....	62
2.5.2	Le fluor.....	62
2.5.3	Corrélation Li/F	63
3	Pétrographie des micas.....	64
3.1	Présence de micas hérités dans les greisens	64
4	Cristallogénie des micas	66
4.1	Le problème du Li	66
4.2	Caractéristiques générales.....	71
4.3	Zones oscillantes (OZ) des micas d'Aléméda	74
4.4	Morphologie des zonation oscillatoire « OZ » dans les micas d'Aléméda.....	77
4.4.1	Chimie de l'OZ	77

5	Conclusion	82
	Chapitre V Etude des minéralisations	84
1	Introduction :.....	85
2	Minéralisation.....	85
2.1	L'étain	85
2.2	Tungstène.....	86
3	Minéraux de métaux rares	88
3.1	Cassitérite.....	88
3.2	Wolframite dans les veines et les greisens	88
3.3	Columbo-tantalite dans les granites AT (Kesraoui 2005).....	89
3.4	Wolframite dans la coupole de Tin Amzi (Kesraoui 2005)	90
4	Conclusion	92
4.1	Pour la cassitérite :.....	92
	Chapitre VI Synthèse et Discussion (Première Partie)	95
1	Introduction.....	96
2	Une analyse stimulante du Chapitre III	96
2.1	« discussion approfondie sur la pétrographie et la géochimie des greisens » :	96
2.2	Greisen and pseudo-greisen	96
2.3	Détermination de la composition des fluides à partir de calculs de bilan de masse	96
2.3.1	greisens riches en quartz-topaze	96
2.3.2	Altération de la coupole apicale de Tin Amzi	97
2.3.3	Les greisens micacés riches en mica	97
3	Une analyse stimulante du Chapitre IV.....	99
3.1	Les micas comme proxies fluides.....	99
3.2	Schémas de mica trioctaédrique	100
3.3	Schémas de mica dioctaédriques	102
3.3.1	Le rôle des fluides peu profonds dans les greisens quartz-mica	102
3.3.2	Le cas de la lisière de la zinnwaldite d'Aléméda	103
4	-Définition d'un modèle conceptuel pour les greisens de Tamanrasset	103
4.1	Nature des réservoirs de fluides	103
4.2	Dynamique des systèmes hydrothermaux	105
5	Minéralisation.....	106
	Deuxième partie Le complexe granitique de Filfila.....	110
1	Introduction.....	111
2	Cadre géologique	111

2.1	LES GRANITES DU FILFILA	113
3	Pétrographie des deux massifs :.....	115
3.1	Le massif Sud.....	115
3.1.1	Texture et composition minéralogique :.....	115
3.1.2	Etude microscopique.....	117
3.2	Corps filoniens de pegmatites et d'aplite.....	119
3.2.1	Le massi du nord.....	122
3.3	Granites et aplices à topaze.....	126
4	Etude des phases micacées	126
4.1	Méthodologie d'étude.....	126
4.1.1	Moyens analytique.....	126
4.2	Conditions analytique	126
4.2.1	Estimation de Li ₂ O.....	126
5	Caracérisation pétrographique des micas	127
5.1.1	Les biotites	127
5.1.2	Les phengites	127
5.1.3	Les protolithionites et zinnwaldites	127
6	Classification:	130
7	Interpretation et mecanismes de substitutions:.....	131
8	A l'échelle du cristal:.....	133
9	Conclusion	134
	Conclusion générale.....	136
	References Bibliographiques.....	142
	Annexes	157

Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique synthétique géoréférencée du bouclier Touareg avec la délimitation des 25 terranes par les principales zones de cisaillement (Black et al., 1994). Le terrane Aouilène et Afara ont été ajoutées récemment (voir J.-P. Liégeois, 2019).	9
Figure 2 : Le terrane de Laouni dans le contexte du métacraton LATEA (redessiné d'après Acef et al. 2003, avec des données complémentaires de Bouabsa 1987, Azzouni-Sekkal et al. 2003, Kesraoui 2005, Liégeois 2019, et Hamis et al. 2021).	15
Figure 3 – A : Cadre géologique général de la zone d'étude avec en encadré la carte des principaux domaines structuraux du Hoggar (d'après Caby <i>et al</i> , 1981),	17
Figure 4 : Carte géologique et structurale du massif de l'In Tounine.....	19
Figure 5 : Exemples des granites à métaux rares de Tamanrasset. A. La coupole de Hanana (modifié d'après Bouabsa 1987 et Kesraoui 2005). B. La coupole cachée de Tin Amzi (modifié d'après Kesraoui 2005) ; S1 : forage.	21
Figure 6 : Aspects macroscopiques des roches du massif de In Tounine ainsi que les coupoles de Hanana et Hananère.	25
Figure 7 : Aspects macroscopiques des roches de Tin Amzi-El Karoussa.....	27
Figure 8 : Aspect microscopique des microgranites à albite –topaze de Tin Amzi-El Karoussa	28
Figure 9 : Aspect macroscopique des roches d'Aléméda	29
Figure 10 : les différents aspects des greisens de Tamanrasset	36
Figure 11 : Diversité des textures observées dans les greisens de Tamanrasset. (Bouguebrine et al 2023)	39
Figure 12 : Relations quartz-mica dans les greisens de Tamanrasset.....	41
Figure 13 : Le développement des micas dans les greisens de Tamanrasset. (Bouguebrine et al 2023)	43
Figure 14 : montre les tendances d'évolution des greisens quartz-topaze de Tamanrasset par rapport à celles de leurs formations initiales.....	46
Figure 15 : Présente les Tendances d'évolution des greisens de Tamanrasset par rapport à celles de leurs précurseurs (Formations initiales) dans le diagramme $Q^3*B^3*F^3*$	47
Figure 16 : présente les Tendances d'évolution des greisens quartz-mica±topaze de Tamanrasset par rapport à celles de leurs précurseurs.	48
Figure 17 : Présentation du bilan chimique des greisens à quartz-topaz±mica.	50
Figure 18 : Montre le bilan de masse chimique pour les greisens à quartz-mica ± topaze ± fluorine dans trois occurrences différentes de roches à Tin Amzi/El Karoussa AT et In Tounine.	53
Figure 19 : Présente un bilan de masse chimique pour les greisens riches en mica du "granito-gneiss" d'Aléméda (en utilisant le granite HKCA syn-kinématique d'Anfeg comme substitut du "granito-gneiss").	54
Figure 20 : Montre le bilan de masse chimique de la greisénisation de la coupole cachée de Tin Amzi en granite à albite-topaze-protolithionite : en comparant le faciès apical greisé (TMS11) au faciès inférieur (TMS6). On peut observer une augmentation significative de la teneur en Fe, Mn, Li, Rb, Ca, Sn, W, F, U, Y, et Ga ,Al dans le faciès apical greisé par rapport au faciès inférieur, tandis que la teneur en Na, Cu, Be, Sr, K, Ba, et Si diminue.	55

Figure 21 : Micas provenant des granites et des greisens.	65
Figure 22 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Si-R2+ de Monier et Robert (1986a), où sont projetées les compositions Al, Si et R2+ (Fe2++Mg2+) en apfu des micas. 68	68
Figure 23 : Corrélations entre SiO2, FeO et F dans les micas de Tamanrasset (couple de Hanana et Tin Amzi : données de Kesraoui 2005).	69
Figure 24 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Li-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Li et R2+ (Fe2++Mg2+) en apfu des micas .70	70
Figure 25 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Li-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Si et R2+ (Fe2++Mg2+) en apfu des micas Lorsque la teneur en Li2O est corrigée en ajoutant 0.6 ou 2.5 Li2O wt % aux valeurs estimées par les régressions de Tischendorff , pour les micas tri- et di-octaédriques respectivement. On constate maintenant que les tendances observées et attendues de la composition des micas se superposent de manière satisfaisante.	71
Figure 26 : Micas des granites de Tamanrasset et greisens dans le diagramme Fe+Ti+Mn-Alvi vs Mg-Li de Tischendorff et al. (1997).	73
Figure 27 : Micas du greisen à mica d'Aléméda et du selvage de veine dans le diagramme Fe+Ti+Mn-Alvi vs Mg-Li de Tischendorff et al. (1997).	74
Figure 28 : Le filon de quartz-cassitérite d'Aléméda et sa roche murale de muscovite-fluorite (échantillon LH103).	76
Figure 29 : La lisière de mica de la veine de quartz-cassitérite d'Aléméda (SEM-BSE) (échantillon LH103).	79
Figure 30 : Profils de composition de la lisière de mica zonée oscillante de l'échantillon LH103 d'Aléméda.	80
Figure 31 : Profils de composition des micas zonés oscillants de la roche murale "greisen" de l'échantillon LH103 d'Aléméda.	81
Figure 32 : Aspects d'une veinule de cassitérite dans le microgranite topaze-albite d'El Karoussa.	87
Figure 33 : Minéraux de métaux rares dans les granites et les greisens de Tamanrasset (SEM-BSE).	91
Figure 34 : modélisation des greisens de Tamanrasset en utilisant les micas comme indicateurs de fluides	108
Figure 35 : Carte géologique et structural de la région du Filfila (Lemoy 1969)	112
Figure 36 - A : Carte géologique du massif granitique de Filfila (Stock Nord) (Gherbi 1998, Bouabssa et al. 2001) modifié.	114
Figure 37 : Aspect macroscopique des granites du massif Sud de Filfila	116
Figure 38 : Aspect microscopiques des granites à tourmaline ±Micas du massif Sud.	120
Figure 39 : Aspect des affleurements de stockscheiders et des aplites.	121
Figure 40 : Aspect microscopique des granites et microgranites à tourmaline du massif Nord	123
Figure 41 : Diagramme A/NK vs A/CNK (de Maniar et Piccoli, 1984) dans lequel sont projetées les roches du massif de Filfila	125
Figure 42 : Position des roches du massif de Filfila dans le diagramme A vs B de Debon et Lefort (1988).	125
Figure 43 : aspect des phases micacées montrant la zonation oscillante des micas.	129

Figure 44 : Projection des micas des différents types de granitoïdes du Filfila dans le diagramme $Fe_{tot}+Mn+Ti - Al^{VI}$ vs. Mg-Li (a .u.f.s) de Tischendorf, 1997.....	130
Figure 45 : Représentation des micas des granitoïdes du Filfila dans le diagramme Al-Si-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Si et R2+ ($Fe^{2++}Mg^{2+}$) en apfu des micas	132
Figure 46 : Représentation des micas des granitoïdes du Filfila dans le diagramme Al-Li-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Li et R2+ ($Fe^{2++}Mg^{2+}$) en apfu des micas	133

Liste des tableaux

Tableau 1 : Analyses chimiques par microsonde électronique des Feldspaths du microgranite porphyrique de la coupole de Tin Amzi (échantillon LH 36).....	30
Tableau 2 : Analyses chimiques par microsonde électronique des Topazes du microgranite porphyrique de la coupole de Tin Amzi (échantillon LH 36).....	31
Tableau 3 : les principaux oxydes représentatifs à partir des analyses EPMA et des formules structurales calculées pour les micas des différents stades	83

Avant-propos

Sous le nom de « granites à métaux rares » on désigne ([Pollard,1995](#)) un ensemble de granites peralumineux très enrichis en fluor (\pm lithium) et en éléments rares de la croûte continentale (Sn,W , Ta, Be, etc.), ce qui leur confère un intérêt économique non négligeable (e.g. granites de Beauvoir et de Montebras dans le Massif Central français, [Cuney et al., 1992](#) ; [Marignac & Cuney, 1999](#) ; [Černý & Ercit, 2005](#); [Černý et al., 2005](#) ; [Linnen et Cuney, 2005](#) ; [Lehmann et al., 2014](#)).

Ces granites sont bien caractérisés en géochimie ([Raibault et al., 1991](#)) et on sait qu'ils représentent les produits les plus différenciés dans différentes lignées granitiques ([Cuney et al.,1994](#)). Cependant, la plupart des études ont été consacrées au stade magmatique de l'évolution de ces granites, tant du point de vue de la géochimie que de la minéralogie, notamment celle des porteurs de métaux rares (e.g., : [Spilde et Shearer, 1992](#) ; [Wang et al ., 1992](#) ; [Raimbault,1998](#) ; [Belkasmi et al., 2000](#)). Alors que nombre de ces granites sont associés (au moins, spatialement) à des minéralisations hydrothermales stannowolframifères, l'étude des fluides magmatiques et de leurs effets en termes de transfert de métaux est paradoxalement restée limitée, si l'on excepte , néanmoins, les travaux menés dans l'Erzgebirg ([Thomas,1994](#)) et, en France les travaux menés sur le granite de Beauvoir ([Cuney et al., 1992](#) : [Raimbault et al., 1995](#) ; [Fabre et al., 2001](#)).

Or, l'Algérie est riche en granites et roches dérivées tels que les greisens à métaux rares, couvrant les cycles panafricains (Hoggar central et oriental), hercyniens (Beni Souss, Beni-Belaid) et alpins (Filfila).

Ces granites et 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 ([BenazouzFezoui, 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*).

Ces petites coupoles sont recensées, mais peu étudiées, dans les terranes de la Tefedest, de Laouni, d'Issalane-Assodé, dans la région de Djanet, etc.). Il est en effet apparu que chaque granite avait sa spécificité, tant du point de vue de son origine (des lignes calco-alcaline et peralumineuses coexistant dans le Hoggar) que son contenu initial en métaux rares ; ce qui renvoi aux processus de différenciation, pour la compréhension desquels il nous faut donc poursuivre les études plus spécifiquement pétrologiques et les comparaisons avec les autres occurrences mondiales. Car les processus d'altérations de ces granites restaient mal compris. Il a été constaté que ces granites ont connu différents degrés d'évolution pour chaque massif et ont été affectés par des processus hydrothermaux d'intensités variables. En conséquence, un métal prédomine souvent dans les gisements qui leur sont liés, tels que le tantale dans les granites du sud du terrane de Laouni et dans le terrane d'Issalane-Assodé, le tungstène dans les granites à protolithionite et l'étain dans les granites et microgranites à zinnwaldite ou muscovite de la région de Tamanrasset.

Introduction générale

Le Hoggar est particulièrement riche en granites et roches associées à métaux rares tardi-panafricains (Boissonas, 1973 ; Cheilletz et al. 1992), qui ont fait l'objet de plusieurs études monographiques (Bouabssa, 1987 ; Chalal et Marignac, 1997 ; Nedjari et al., 2001 ; Kesraoui et al., 2000 ; Kesraoui et Nedjari, 2002) . A l'occasion de ces études, un certain nombre de caractéristiques communs ont été mises en évidence, concernant la transition magmatique-hydrothermale et les marqueurs minéralogiques de cette transition ; une première publication synthétique a été réalisée (Marignac et al., 2001) et une autre publication par (Bouguebrine et al., 2023) .

L'étude des occurrences nord-algériennes est moins avancée, mais des travaux préliminaires ont été menés sur les complexes hercyniens (Aissa et al., 2000 ; Kesraoui et Kellal,2001) et le complexe de filfila a fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique détaillée dans le cadre d'un projet (Bouabssa et Marignac ,2000-2002) (Bouabssa et al.,2001). Les marqueurs minéralogiques de la transition magmatique-hydrothermale ont ainsi été également reconnus dans ces massifs.

A ce stade de la recherche, il devient nécessaire d'aborder de front de l'étude des fluides hydrothermaux présents au cours de cette transition, et d'étudier finement les relations entre les manifestations magmatiques-hydrothermales et les minéralisations stannio-wolframifères présentes autour des granites à métaux rares, cela peut être réalisé en utilisant la cristallogénèse des micas provenant des greisens et en effectuant des calculs de bilan de masse pour les différents types de greisens. Cette approche est motivée par des études antérieures (Kesraoui, 2005 ; Bouabssa, 1987) qui ont établi une corrélation spatiale et génétique entre les greisens minéralisés en étain et tungstène et un faciès spécifique de granite à albite et topaze dans les régions de Tamanrasset et de Laouni.

Les greisens sont des roches métasomatiques formées au dépens de granites ou d'autres roches par l'action de solutions pneumatolitiques hydrothermales de haute température et riche en fluor ,chlore H₂O , ces solutions peuvent être générées dans les magmas granitiques (Scherba,1970) .

Effectivement, les fluides associés à la formation des greisens sont souvent riches en volatiles tels que H₂O, CO₂, CH₄, N₂, SO₂, H₂S, F, Cl, et Br (Cathelineau, 1986). Ces fluides peuvent jouer un rôle important dans la mobilisation et la concentration des éléments, ainsi

que dans la cristallisation de minéraux tels que la muscovite et la topaze. En outre, la présence de volatiles peut également influencer les processus de déformation et de fracturation dans les roches hôtes, ce qui peut faciliter la circulation de fluides hydrothermaux et la formation de greisens.

Ces fluides chauds et salins peuvent contenir des éléments tels que le fluor, le bore, le lithium et l'étain, qui sont souvent concentrés dans les greisens. Les fluides peuvent être d'origine magmatique ou métamorphique, selon les conditions de pression et de température de la formation. Des études récentes ont montré que les fluides magmatiques sont souvent les principaux responsables de la greisenisation, en raison de leur haute teneur en fluor et en eau. Cependant, la contribution des fluides métamorphiques ne peut être exclue, en particulier dans les zones de haute pression.

Dans la mesure où la composition des micas peut être considérée comme une approximation des fondus ou des fluides avec lesquels ils sont en équilibre pendant leur croissance (par exemple, [Van Lichtervelde et al., 2008](#)) les données de chimie cristalline sur les micas des greisens et des minéralisations peuvent être utilisées pour interpréter la nature des fluides impliqués (par exemple, [Monier et al. 1987](#), [Gomes et Neiva 2000](#), [Li et al. 2015](#), [Legros et al. 2015, 2016](#), [Li et al. 2015](#), [Xie et al. 2015](#), [Gao et al. 2019](#), [Codeço et al. 2021](#), [Shi et al. 2021](#)).

But et objectifs

Cette thèse représente une contribution significative à la compréhension des granites à métaux rares et du processus de greisenisation dans des régions géologiquement distinctes de l'Algérie, à savoir le terrane de Laouni dans le Hoggar central (région de Tin Amzi-El Karoussa, Aléméda, In Tounine, Hanana et Hananère) et la région de Filfila dans le nord du pays. Grâce à une approche multidisciplinaire impliquant la pétrographie, la minéralogie et la géochimie, en mettant notamment l'accent sur la cristallogéochimie des micas et l'origine des fluides hydrothermaux liés aux minéralisations stannio-wolframifères, cette thèse vise à mieux appréhender les phénomènes d'évolution magmatique et hydrothermale et externes, ainsi que leurs conséquences métallogéniques.

Pour atteindre nos objectifs, cette thèse est organisée en deux parties distinctes. Avant de plonger dans les détails, une section préliminaire aborde les granites à métaux rares. Ensuite

une introduction générale présentera les objectifs de la recherche et décrira la méthodologie utilisée pour atteindre ces objectifs.

La première partie se concentre sur le terrane de Laouni dans le Hoggar central, plus spécifiquement la région de Tamanrasset. Elle est composée de six chapitres qui abordent différents aspects de l'étude :

Chapitre I : présente la géologie du Bouclier Touareg, offrant un contexte géologique général pour la région d'étude.

Chapitre II : se focalise sur la présentation et la pétrographie des régions spécifiques étudiées, à savoir Tin Amzi-El Karoussa, In Tounine, Aléméda, Hanana et Hananère. Il offre une description détaillée de ces sites et de leurs caractéristiques pétrographiques.

Chapitre III : Dans ce chapitre l'accent est mis ici sur la pétrographie et la géochimie des greisens. Ce chapitre examine les caractéristiques et la composition des greisens dans la région d'étude.

Chapitre IV : La cristallogéochimie des micas est analysée dans ce chapitre. Il se penche sur la composition chimique des micas et explore leur utilisation comme indicateurs des processus géologiques dans la formation des greisens.

Chapitre V : Ce chapitre se consacre à l'étude des minéralisations présentes dans la région. Il examine les caractéristiques des minéraux à métaux rares et leur relation avec les processus géologiques et métallogéniques.

Chapitre VI : La synthèse et la discussion de ce chapitre rassemblent les principaux résultats obtenus dans les chapitres III et IV, en vue d'établir un modèle conceptuel pour les greisens de Tamanrasset.

La deuxième partie concerne le complexe granitique de Filfila et se compose d'un seul chapitre. Ce chapitre présente une synthèse des travaux réalisés par Bouabsa en 2005 et met l'accent sur l'utilisation de la cristallogéochimie des micas pour des implications pétrologiques dans le complexe granitique de Filfila.

La thèse se termine par une conclusion générale qui englobe la modélisation des greisens de Tamanrasset en utilisant les micas comme indicateurs des fluides, ainsi que l'analyse de la chimie des micas dans les différents granitoïdes de Filfila.

Dans l'ensemble, cette structure de thèse permet d'examiner en détail les granites à métaux rares et le processus de greisenisation dans les régions étudiées, en utilisant une approche multidisciplinaire qui intègre la géologie, la pétrographie, la géochimie et la cristallographie des micas.

Méthodologie et échantillonnage :

Pour cette étude, deux types de matériaux ont été pris en compte.

- D'une part, un ensemble d'échantillons de la coupole de Hanana, des microgranites de Tin Amzi et El Karoussa ainsi que des veines de quartz-wolframite d'In Tounine ont été utilisés pour des études pétrographiques et/ou minéralogiques détaillées, en utilisant des équipements de microscopie électronique à balayage et d'analyse par microsonde électronique (voir ci-dessous).
 - D'autre part, nous avons largement utilisé d'anciens ensembles de données provenant de la coupole de Tin Amzi et d'une série de greisens avec leurs précurseurs provenant des complexes d'In Tounine, de Hanana, d'El Karoussa et de Tin Amzi (Bouabsa 1987, Kesraoui 2005). La plupart des données ont été collectées sur le terrain, sur des affleurements rocheux, seuls quelques échantillons ont été prélevés dans des carottes de forage dans le complexe caché de Tin Amzi.
- Les échantillons sélectionnés ont été étudiés au moyen d'un microscope électronique à balayage (MEB) JEOL J7600F à canon à effet de champ (Schottky-FEG), équipé d'un spectromètre EDS de type SDD, au laboratoire GeoRessources (Nancy, France).
- Les éléments majeurs ont été déterminées dans les micas en utilisant une microsonde électronique CAMECA SX100 (EPMA) équipée d'un spectromètre à dispersion de longueur d'onde (WDS), et pour les minéraux accessoires en utilisant le même microscope électronique à balayage (MEB) JEOL J7600F à canon à effet de champ (Schottky-FEG) équipé d'un spectromètre EDS de type SDD, tous deux au laboratoire GeoRessources (Nancy, France).
- La plupart des échantillons étudiés ont été prélevés dans la collection de L. Bouabsa, qui en avait fait l'objet de sa thèse de doctorat en 1987.
- Les résultats des analyses à la microsonde électronique EPMA des micas et du calcul de leurs formules structurales, sont donnés dans les tableaux des Annexes.

Première partie
Hoggar central

Chapitre I

Géologie du Hoggar

1 Introduction

Dans ce chapitre, nous donnons une introduction succincte sur la géologie du bouclier Touareg, en nous concentrons sur ses caractéristiques et sa structuration, en mettant en évidence le terrane de Laouni où se trouvent les différentes lithologies étudiées. Bien que plusieurs synthèses sur la géologie et l'évolution géodynamique du bouclier touareg, le Hoggar, soient disponibles dans la littérature, nous faisons référence à quelques-unes de ces études. (Bertrand & Caby, 1978; Bouabsa, 1987 ; Haddoum, 1992; Black et al., 1994; Djemai, 1996; Ouzegane et al., 2003a, b ; Caby, 2003 ; Bendaoud, 2008; Adjred, 2009; Fezaa et al., 2010; Haddoum et al., 2013; Liégeois, 2019 ; Marignac,2000)

2 Le Bouclier Touareg

Le bouclier Touareg est un vaste bombement géologique formé durant le cénozoïque qui s'étend sur une superficie de plus de 500 000 km². Il est principalement composé de roches précambriennes et entouré de formations sédimentaires datant du Paléozoïque. Ces roches ont été amalgamées lors de l'orogénèse tardive panafricaine. Le bouclier Touareg est situé dans la ceinture transsaharienne, qui s'étend du nord au sud de la ceinture de l'Atlas alpin jusqu'à l'océan Atlantique.

Il est le résultat de la collision de différents fragments de terranes, formés à partir de la fragmentation d'une région cratonisée appelée éburnéenne (événement rhyacien/rosirien) . Cet événement s'est produit environ 2 milliards d'années auparavant, pendant la formation du supercontinent Nuna, et a été suivi par l'amalgamation des fragments continentaux au cours du Néoprotérozoïque (Caby, 2003) . Cette convergence entre le craton ouest-africain à l'ouest et le métacraton saharien à l'est conduit à la formation du bouclier Touareg.

Selon Liégeois (2019), l'histoire du bouclier touareg peut être divisée en plusieurs étapes :

D'abord, il y a eu la fermeture de plusieurs océans au Tonien et au Cryogénien, entre 900 et 630 millions d'années. Ensuite, les terranes touaregs se sont retrouvés coincés entre le craton ouest-africain et le craton saharien, ce qui a entraîné un échappement tectonique général au nord, durant l'Édiacarien, entre 630 et 580 millions d'années Et le troisième événement de l'historique du bouclier est la métacratonisation tardive, qui s'est produite entre 575 et 545 millions d'années, des terranes sahariens situés à l'est de la zone de cisaillement de Raghane (voir Figure 1-B). Ces terranes étaient jusqu'alors restés relativement préservés de la

déformation et avaient accumulé des séries molassiques épaisses issues de l'érosion de la ceinture de collision à l'ouest.

L'événement murzukien, tel que décrit dans les études de [Fezaa et al. \(2010\)](#) et [Nouar et al. \(2021\)](#), est influencé par le noyau du craton de Murzuq, qui transmet les contraintes d'un événement limite vers le nord-est. Il est possible que cet événement soit lié à l'empiètement du craton sibérien, comme évoqué dans les travaux de [Liégeois \(2019\)](#).

Le collage des terranes dans le bouclier a abouti à un assemblage géologique formant une partie du supercontinent Gondwana, qui était constitué de fragments de craton ancien ayant subi diverses transformations telles que la granitisation et la déformation interne. Ces fragments sont souvent décrits comme des "métacratons" dans la littérature scientifique ([Abdelsalam et al., 2002](#); [Liégeois et al., 2013](#)). et des terranes néoprotérozoïques juvéniles tels que des terranes océaniques et des arcs continentaux, certains de ces terranes présentent une croûte plus ancienne. Au total, jusqu'à 25 terranes différents ont été recensés dans le bouclier touareg, qui ont été séparés les uns par des méga-cisaillements subverticaux, soit par des fronts de chevauchement, identifiés dans le bouclier par ([Black et al. 1994](#), [Liégeois 2019](#)) (Fig. 1-B).

Ces zones de cisaillement sont la caractéristique principale du bouclier, en particulier la zone de cisaillement 4°50 à l'est, qui borde le terrane de l'arc insulaire de Silet, et la zone de cisaillement de Raghane à l'ouest, qui marque la limite occidentale du métacraton saharien ([Liégeois et al. 2003](#)) (Fig. 1-B). . Des déplacements latéraux de plusieurs centaines de kilomètres ont été enregistrés le long de ces méga zones de cisaillement, allant jusqu'à 1000 km le long de la zone de cisaillement de Raghane ([Henry et al. 2009](#)).

Ces terranes peuvent être regroupés en plusieurs super-terrane, notamment le métacraton de LATEA, la bande d'Orosirian, le métacraton saharien, la ceinture de Pharusian, la cordillère des Iforas et le craton ouest-africain, comme décrit par [Liégeois en 2019](#) et illustré dans la figure 1.

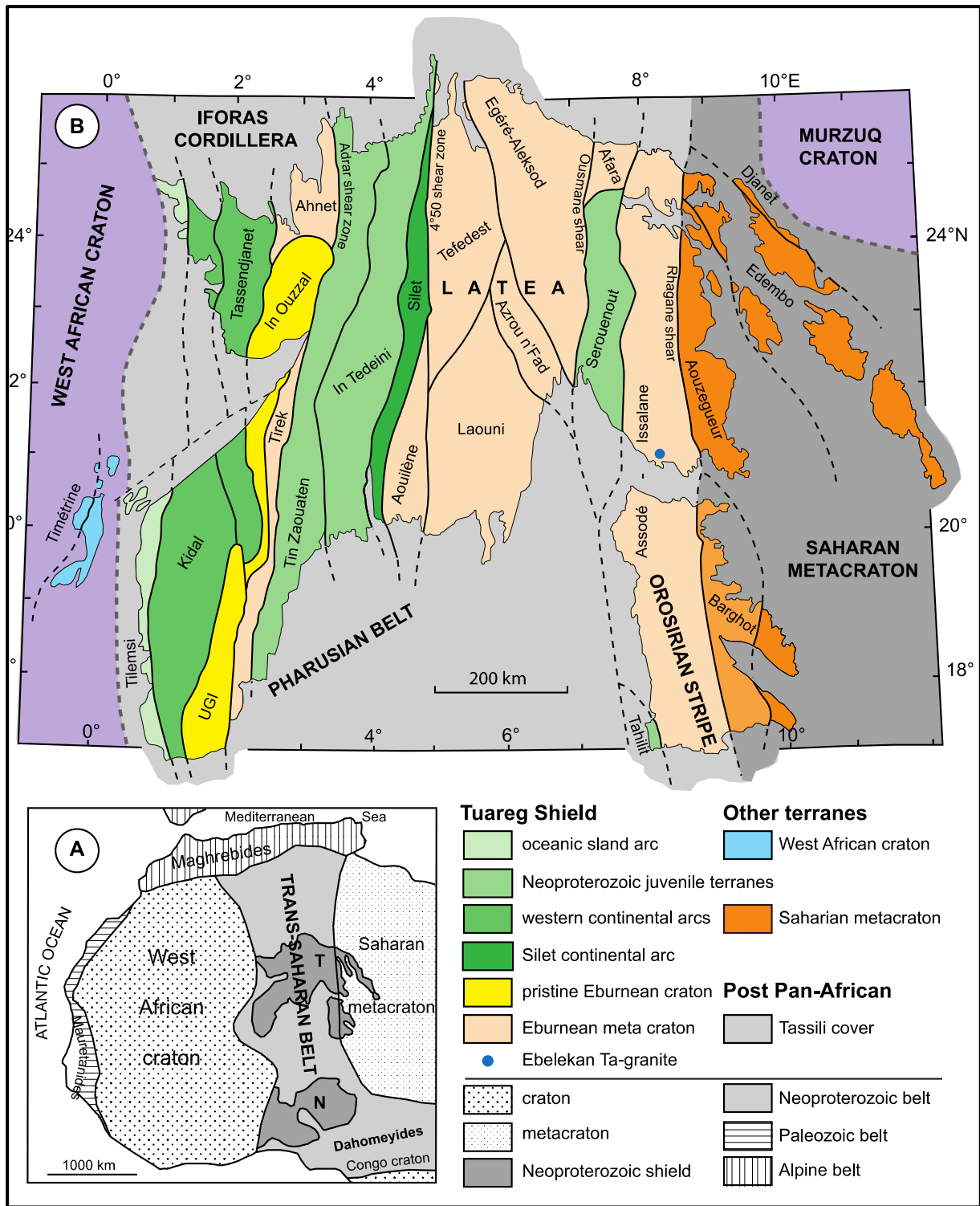


Figure 1 : Carte géologique synthétique géoréférencée du bouclier Touareg avec la délimitation des 25 terranes par les principales zones de cisaillement (Black et al., 1994). Le terrane Aouilène et Afara ont été ajoutés récemment (voir J.-P. Liégeois, 2019).

Au cœur du bouclier, on trouve quatre terranes métacratoniques qui présentent des similitudes suffisantes pour être regroupés sous le nom de "métacraton LATEA" (acronyme de Laouni-Azrou n'Fad-Tefedest-Egéré-Aleksod-Aouilène) (Liégeois et al., 2003 ; Liégeois, 2019).

Avant le Néoprotérozoïque, la LATEA était une marge passive qui a subi une métacratonisation lors de l'orogénèse panafricaine, puis a été fragmentée en plusieurs terranes.

L'orogénèse panafricaine a réactivé le socle paléoprotérozoïque au faciès granulite-amphibolite d'âge Rhyacien/Orosirien (2,1-1,9 Ga) (Bendaoud et al. 2008 ; Ouzegane et al., 2023) de LATEA de diverses manières, notamment par des métamorphismes à haute température de type vert-shiste à amphibolite (Bendaoud et al. 2004, 2008), et localement jusqu'aux faciès éclogite dans un contexte de subduction intracontinentale (Bruguier et al. 2020 et références ; Ouzegane et al, 2023) qui s'est terminée à la fin du Cryogénien. Après cela, il y a eu l'intrusion de grands batholites granitoïdes durant la période 630-580 Ma (Acef et al. 2003 ; Liégeois et al. 2003 ; Abdallah et al. 2007 ; Bendaoud et al. 2008).

A l'est de la LATEA se trouve la Bande Orosirienne, principalement constituée par le terrane d'Assodé-Issalane. Ce terrane possède un socle datant d'environ 1,9 Ga qui a subi un remaniement important lors d'un événement LP-HT tardif, avec une migmatisation et une granitisation largement présentes en croûte moyenne (granite de Renatt, environ 600 Ma (Fezaa et al. 2010).. Le terrane d'Assodé-Issalane contient également un important terrane à arc continental ainsi qu'un assemblage d'arc néoprotérozoïque présentant des signes de subduction océanique (Sérouènout) (Adjerid et al. 2015). . On y trouve également le granite à métaux rares (RMG) le plus oriental connu dans le bouclier touareg (Ebelekan : Kesraoui et Nedjari 2002) (Fig. 1-B).

A l'est de la zone de cisaillement de Raghane, les trois terranes formant le métacraton saharien (Aouzegueur, Edembo et Djanet) étaient des zones stables.

Probablement avec un socle orosirien (Nouar et al. 2011), ils ont été le réceptacle d'une immense série molassique issue de l'érosion de la Bande Orosirienne à proximité, avant leur implication dans l'événement intra-cratonique du Murzukien (575-545 Ma). Cela entraîne un métamorphisme de différents niveaux d'intensité dans les différents terranes (molasse à faciès amphibolite d'Edembo, molasse à faciès greens-chiste de Djanet, molasse anchizonale d'Aouzegueur) (Liégeois 2019). Des granites de type Taourirt sont associés à des minéralisations de tungstène dans le terrane de Djanet (Oulebsir et al. 2021).

À l'ouest de LATEA, se trouve le terrane de l'arc continental de Silet (Tonien-Cryogénien), qui est supposé avoir été poussé sur le premier (Liégeois et al. 2003). Une série de granites tardifs de la suite de Taourirt se forme en relation avec la zone de cisaillement d'Iskel qui borde le terrane à l'ouest (Azzouni-Sekkal et al. 2003).

Deux autres terranes juvéniles (In Tedeini, Tin Zaouatene) constituent la ceinture phréatique, comprenant des roches volcano-sédimentaires à faciès grens-chiste néoprotérozoïque et des granitoïdes intrusifs. Leur connaissance demeure encore limitée (Liégeois 2019).

La cordillère des Iforas est une association composite qui représente "une marge continentale active potentiellement impliquée dans des processus de collision et post-collision, avec l'association de lithologies anciennes réactivées à divers degrés et de lithologies formées pendant l'existence de la cordillère" (Liégeois 2019).

Dans ce groupe, le terrane d'In Ouzzal est un terrane granulitique bien préservé datant d'environ 2,0 Ga (Ouzegane et al. 2003), et les terranes d'Ahnet et de Tirek, à l'est, subissent également une remise en place de terranes anciens. De l'autre côté, les terranes de Kidal et de Tassendjanet sont des arcs continentaux avec des sous-sols paléoprotérozoïques (Berger et al. 2014, Bosch et al. 2016), tandis que le terrane de Tilemsi, situé en bordure du craton ouest-africain, représente typiquement un arc océanique avec un assemblage d'arc insulaire du Tonien tardif et du Cryogénien précoce (Caby et al. 1989).

A l'extrême ouest, le terrane de Timetrine représente le socle ouest-africain et sa couverture de marge passive (Caby 2014).

3 Les granites de Tamanrasset dans le terrane de Laouni

3.1 Le terrane de Laouni

Le terrane de Laouni, tout comme les autres terranes composant le LATEA, se comporte comme un bloc cratonique durant les étapes océaniques (Tonien-Cryogénien) de l'orogénèse panafricaine. Dans la partie nord de Laouni, notamment dans la région de Tamanrasset, le socle est principalement constitué de gneiss migmatitiques, de métapélites, de quartzites, et présente des intercalations d'amphibolites ou de marbres. Ces roches ont subi un métamorphisme de faciès granulite (Ouzegane et al. 2001 ; Bendaoud et al. 2004). Alors que les protolithes sont datés du Rhyacien supérieur (vers 2,15 Ga), le métamorphisme s'est produit à la limite Rhyacien-Orosirien (vers 2,06 Ga, événement éburnéen) (Bendaoud et al. 2008). Les événements panafricains ont été marqués par un chevauchement sur le socle

granulitique d'assemblages volcano-sédimentaires néoprotérozoïques, que l'on retrouve conservée dans des synformes tardives, dans la partie sud du terrane (Fig. 2) et auxquels des vestiges ophiolitiques sont associés (ophiolite de Tessalit) (Liégeois et al. 2003 ; Liégeois 2019). La découverte de lentilles éclogitiques dans le socle (par exemple, dans la région de Tin Begane) est considérée comme preuve de la subduction de la marge passive, probablement sous l'arc de Silet (Liégeois et al. 2003). Des éclogites similaires sont datées à 654 ± 5 Ma dans le terrane voisin d'Egéré (Bruguier et al 2020).

Le remaniement final du socle a donné lieu à des ceintures de poussée ductiles contrôlant la mise en place de batholites syn-kinématiques HKCA (High Potassic Calc Alkaline) (Bertrand et al. 1986). Mis en place entre 610 et 590 Ma (Anfeg : 608 ± 7 Ma, Liégeois et al. 2003 ; Tin Begane : vers 596 ± 2 Ma, Bettioui et al. 2022 ; Tinef : $604\pm 10/-6$ Ma, Bertrand et al. 1986) ces granites (et les chevauchements associés) sont coévalents avec l'activité des principales zones de cisaillement qui dissèquent le métacraton, et que l'on considère comme ayant pris fin vers 580 Ma (Brahimi et al. 2018 ; Liégeois 2019).

3.2 Granites de Taourirt et granites à métaux rares (RMG)

Le terrane de Laouni est connu par ses nombreux plutons granitiques de haut niveau, tardifs ou post-kinématiques, qui ont été mis en place entre 585 et 520 millions d'années (Azzouni-Sekkal et al. 2020). Il y a deux types de granites dans cette région, les granites dits " de Taourirt " (Boissonnas 1974), et les granites à métaux rares (RMG).

Les granites de Taourirt se composent d'une série de granites ferriques de type A. Ils comprennent une variété de monzogranites amphibole-biotite, de monzogranites et syénogranites à biotite, ainsi qu'un granite à feldspath alcalin. Ce dernier se distingue par la présence d'albite secondaire et de mica lithique (Azzouni-Sekkal 1995 ; Azzouni-Sekkal et al. 2003).

En effet, les granites de Taourirt sont les plus représentatifs du terrane de Silet (Fig. 2), ils sont intrusifs en deux périodes distinctes, avec un groupe plus ancien de l'Édiacarien moyen (c. 585-c. 560 Ma : par exemple, Tihoiiarene, Tin Erit, Tioueine), et un autre groupe plus jeune de l'Édiacarien tardif et du Cambrien précoce (Fortunien) (vers 550-c. 520 Ma : par exemple, Ait Oklan, Issedienne, Tesnou) (Azzouni Sekkal et al. 2020).

le terrane de Laouni, abrite deux ensembles de granites de Taourirt , l'un dans la région de Tamanrasset notamment à (In Tounine, Aheledj), et l'autre dans la région de Laouni

située au sud-ouest du terrane (Fig. 2) ; Ces granites ont été mis en place à la fin de l'Édiacarien, par exemple à In Tounine où leur formation est datée de (552±3,2 Ma) selon [Idir et al. \(2015\)](#).

Les granites de Taourirt, bien qu'étant postérieurs aux événements de collision tardive, sont considérés comme anorogènes. Cependant, des études menées sur le pluton de Teg Orak ont montré que sa mise en place est liée à un mouvement de glissement dextre le long de la zone de cisaillement 4°50 ([Henry et al. 2008](#)), comme en témoignent les résultats des analyses d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (AMS), de plus, un âge de 523±1 Ma a été obtenu sur une phase tardive du pluton de Tioueine, qui a également été démontré comme étant syn-kinématique ([Paquette et al. 1998](#)). Ces résultats suggèrent des réactivations de la zone de cisaillement 4°50 tout au long de la période de l'événement de Taourirt dans le terrane de Silet. Ainsi, les granites de Taourirt pourraient être liés au modèle de délamination linéaire proposé par Liégeois et al. (2003) pour la formation des grands batholites de l'HKCA.

Selon ce modèle, la transtension le long des principales zones de cisaillement aurait induit une remontée de l'asthénosphère et une fusion partielle le long des zones de cisaillement translithosphériques. Par la suite, le transfert des matières mafiques fondues résultantes dans la croûte inférieure aurait généré des matières felsiques fondues à partir de la fusion partielle de la croûte. Il est possible que la réactivation des grandes zones de cisaillement soit due à l'indentation tardive du bouclier touareg par le craton Murzuq occidental (Fig. 1-B).

L'événement Murzuquien de l'Édiacarien tardif décrit par [Fezzaa et al. \(2010\)](#) ([Marignac et al. 2016](#)) pourrait également s'appliquer aux granites de Laouni Taourirt. En effet, comme le montre la figure 1-B, la zone de cisaillement située à la limite Laouni/Azrou n'Fad semble avoir joué un rôle dans la mise en place de la plupart de ces granites tardifs.

Dans le sud de Laouni, de petits complexes mafiques-ultramafiques en couches (Fig. 2) ne sont pas datés, mais comme ils sont postérieurs aux granites HKCA, mais sont recoupés par des dykes de microgranite albite-topaze ([Cottin et al. 1998](#)), ils pourraient être coévalents avec l'événement de Taourirt et témoigner de la réalité d'une ascension de magmas mafiques dans la croûte, en relation avec le processus de délamination linéaire proposé.

Les granites à métaux rares sont des types de granites qui contiennent de l'albite, de la topaze et des micas lithinifères. Ils sont peralumineux et sont présents dans le terrane de Laouni du bouclier touareg (Bouabasa 1987, Chalal 2002, Kesraoui 2005), ainsi que dans une petite pegmatite à lépidolite dans le complexe de Tesnou du terrane de Silet (Azzouni-Sekkal et al. 2020). Ils ne se trouvent nulle part ailleurs dans le bouclier touareg, à l'exception du massif d'Ebelekan dans le terrane d'Assodé-Issalane. (Kesraoui et Nedjari 2002, Fig. 1-B), ces granites à métaux rares (GMR) de Laouni sont similaires aux granites de Taourirt et sont répartis en deux ensembles dans les mêmes zones que les premiers (voir Figure 2). Ils ont été mis en place au Cambrien précoce, entre environ 535 et 520 millions d'années, sur la base de la datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des micas lithiens (Cheilletz et al. 1992).

Cependant, ceux de la région de Tamanrasset sont typiquement associés à une minéralisation Sn-W (Bouabasa 1987), ceux du sud-ouest du groupe de Laouni sont caractérisés par un enrichissement en béryllium et peuvent contenir des cristaux de béryl de qualité émeraude gemme, comme observé à Guerioune (Hamis et al. 2021).

Le type PLP peralumineux à faible teneur en phosphore, auquel la plupart de ces RMG de Laouni appartiennent, est défini par des teneurs en P_2O_5 systématiquement inférieures à 0,12 % en poids, selon Linnen et Cuney (2005). Ces granites sont considérés comme des membres extrêmement fractionnés de suites de type A et sont en effet considérés comme des granites de Taourirt très fractionnés, selon Azzouni-Sekkal et al. (2003).

En effet, Maignac et al. (2016) ont montré que la majorité des RMG de Laouni sont en fait des mélanges entre des granites de type PIP peralumineux à phosphore intermédiaire (Linnen et Cuney (2005) (comme Hanana ou Ebelekan), et des granites de Taourirt extrêmement fractionnés, tels que les alaskites. Cette conclusion a été tirée à la suite d'un examen approfondi des données géochimiques publiées. Les granites PIP contiennent généralement des quantités significatives de phosphore (0,12-0,4 % en poids de P_2O_5) et des minéraux accessoires tels que la fluorine, la monazite et la xenotime, tandis que les granites de Taourirt sont caractérisés par leur teneur élevée en éléments alcalins et alcalino-terreux, ainsi qu'en éléments rares légers. Cette nouvelle classification des RMG de Laouni est importante pour la compréhension de leur genèse et de leur potentiel en tant que gisements de minéraux rares.

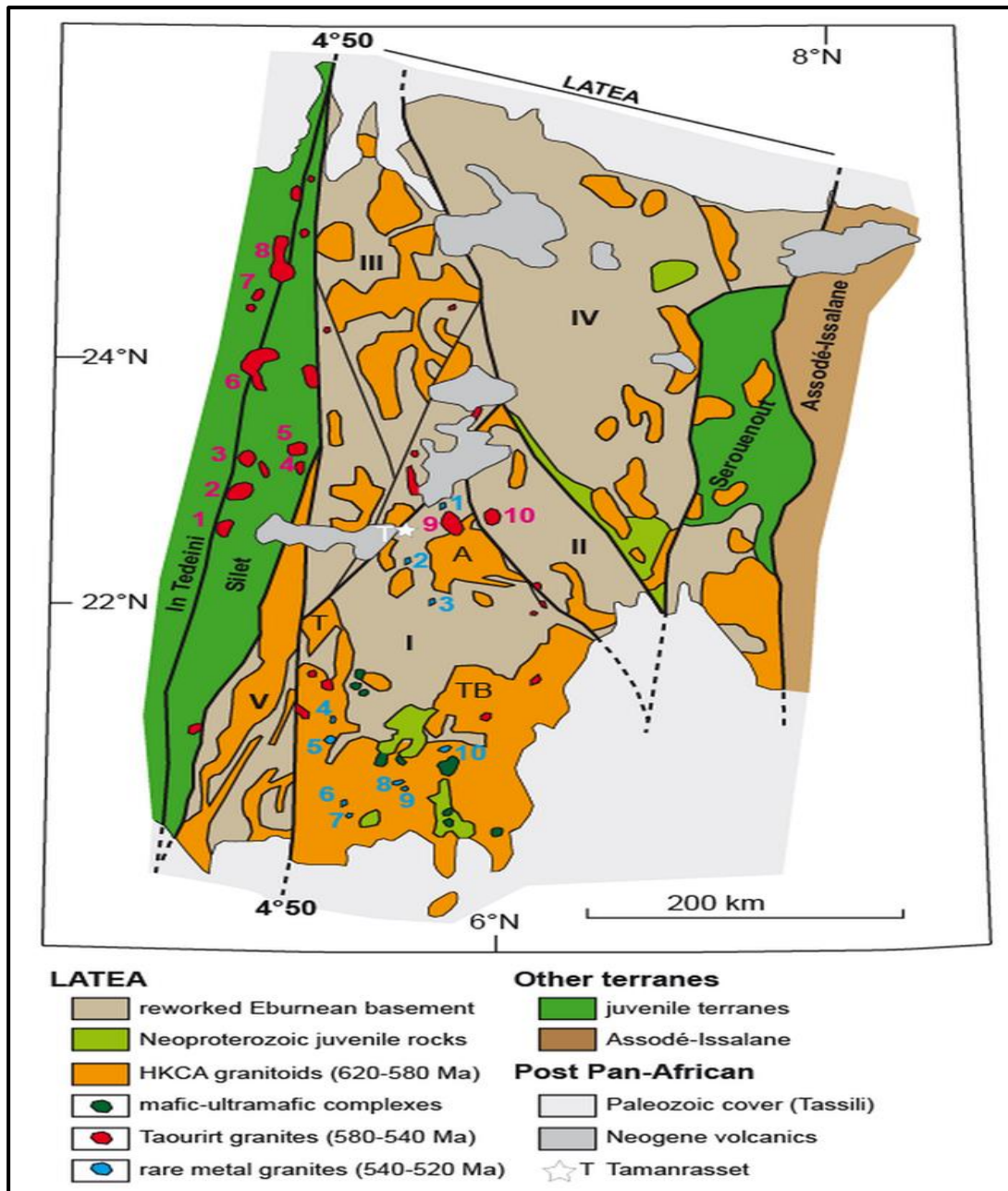


Figure 2 : Le terrane de Laoui dans le contexte du métacraton LATEA (redessiné d'après Acef et al. 2003, avec des données complémentaires de Bouabsa 1987, Azzouni-Sekkal et al. 2003, Kesraoui 2005, Liégeois 2019, et Hamis et al. 2021).

Terranes du métacraton : I Laoui ; II Azrou n'Fad ; III Tefedest ; IV Egéré-Aleksod ; V Aouilène.
 Granites HKCA : A Massif de l'Anfeg. Taourirts du groupe de Silet : 1 Tihoiarene ; 2 Tioueine ; 3 Tin Erit ; 4 Teg Orak ; 5 Tihaliouine ; 6 Imehellatène/Issediène ; 7 Ait Oklan ; 8 Tesnou/Tin Ezzoua.
 Taourirts du groupe Laoui : 9 In Tounine ; 10 Aheledj. RMG Laoui : 1 Hanana ; 2 Tin Amzi/El Karoussa ; 3 Alemeda ; 4 Tillik ; 5 Guerioune ; 6 Rechla ; 7 Sedis ; 8 Tit Enir ; 9 Tamazaror ; 10 Nahda.

Chapitre II

Présentation et Pétrographie des zones étudiées

1 Introduction

Les intrusions de granite à albite-topaze sont la dernière activité plutonique connue dans le Hoggar central. Elles représentent le type de granite le plus évolué et sont étroitement liées à la minéralisation en Sn-W-Ta-Nb-Mo-U-Th et TR en termes de génétique et de distribution spatiale.

L'objet de ce chapitre est d'examiner les massifs, les coupoles et les affleurements de granites albitiques dans la région de Tamanrasset, ainsi que la minéralisation stannio-Wolframifère qui y est associée. Ces granites albitiques sont représentatifs du magmatisme tardif panafricain et se présentent sous forme de plutons elliptiques, de dômes ou de petites coupoles isolées. Ils sont généralement bien circonscrits et sont contrôlés par des structures extensives locales.

Pour illustrer ce phénomène magmatique, quatre exemples ont été choisis et présentés dans la (figure 3 A-B). il s'agit des granites du massif de **In Tounine**, les petites coupoles de "**Hanana, Hananère**" , et les coupoles sub-affleurentes **Tin Amzi-El Karoussa** et d'**Aléméda**.

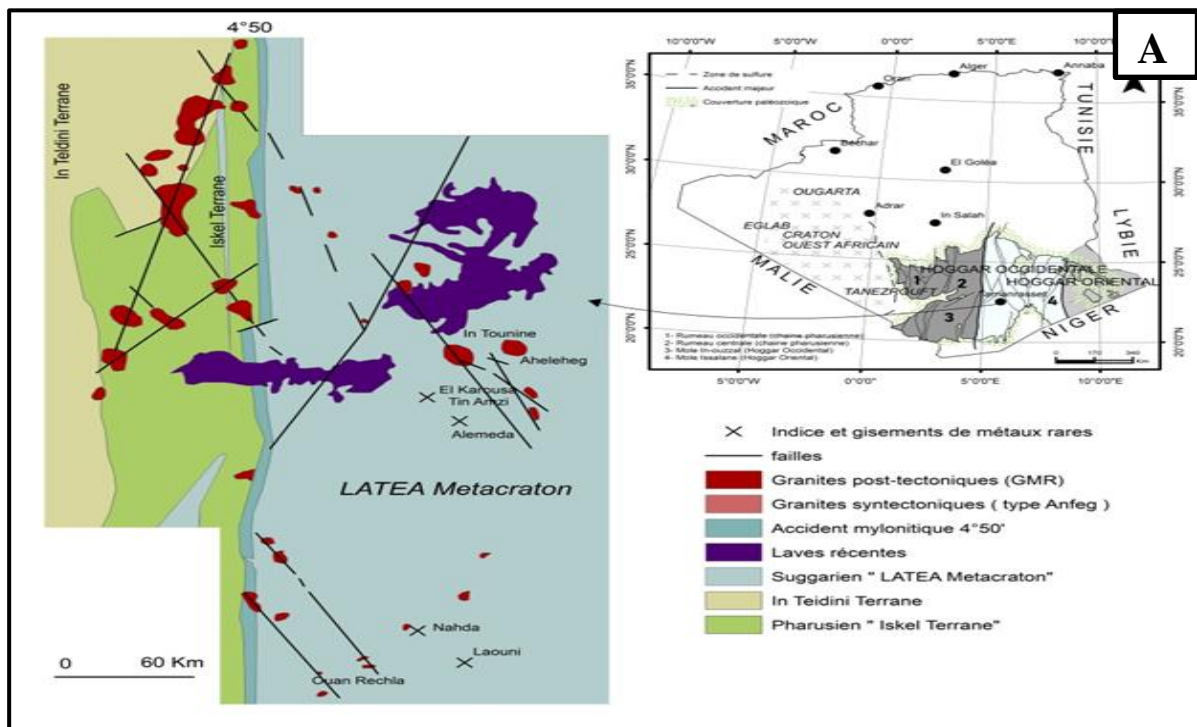


Figure 3 – A : Cadre géologique général de la zone d'étude avec en encadré la carte des principaux domaines structuraux du Hoggar (d'après Caby *et al*, 1981),

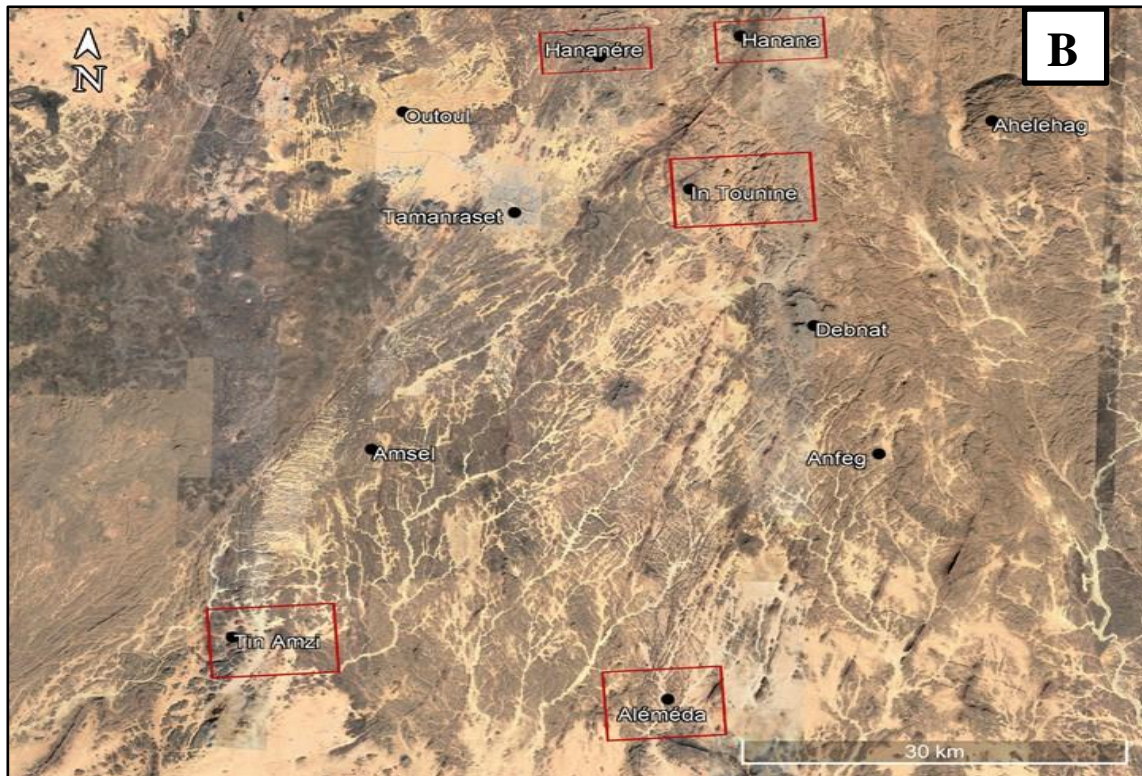


Figure 3 - B : Photo satellite de la région de Tamanrasset : l'encadré en rouge indique la situation des régions étudiées.

2 Présentation des massifs granitiques étudiés

2.1 Le massif de l'In-Tounine :

Le massif de l'In-Tounine est un exemple représentatif du magmatisme tardif panafricain. Il s'agit d'un pluton peralumineux formé de plusieurs injections magmatiques successives. Six types de granites ont été identifiés, comprenant notamment un granite rose à biotite à grain moyen à grossier porphyroïde qui occupe la plus grande partie du massif. D'autres types de granites, tels qu'un microgranite porphyrique, un granite à topaze, un granite fin à nodules de cordiérite et un granite leucocrate à grain fin à topaze et micas lithiques ont également été observés. Dans la partie Sud du massif, ce dernier type forme une boutonnière avec des contours francs et des contacts marqués par des corps pegmatitiques de type "stocksneider" (Bouabsa ,1987).

Le granite en question est associé à un magma hyperalumineux enrichi en F, Li, Rb et Sn, et a une affinité sub-volcanique plus marquée, avec une mise en place supracrustale. Il appartient au groupe de granites peralumineux à métaux rares (GMR) qui sont alcalins et très

spécialisés, et sont génétiquement et spatialement associés aux minéralisations filoniennes économiques d'étain et de tungstène.

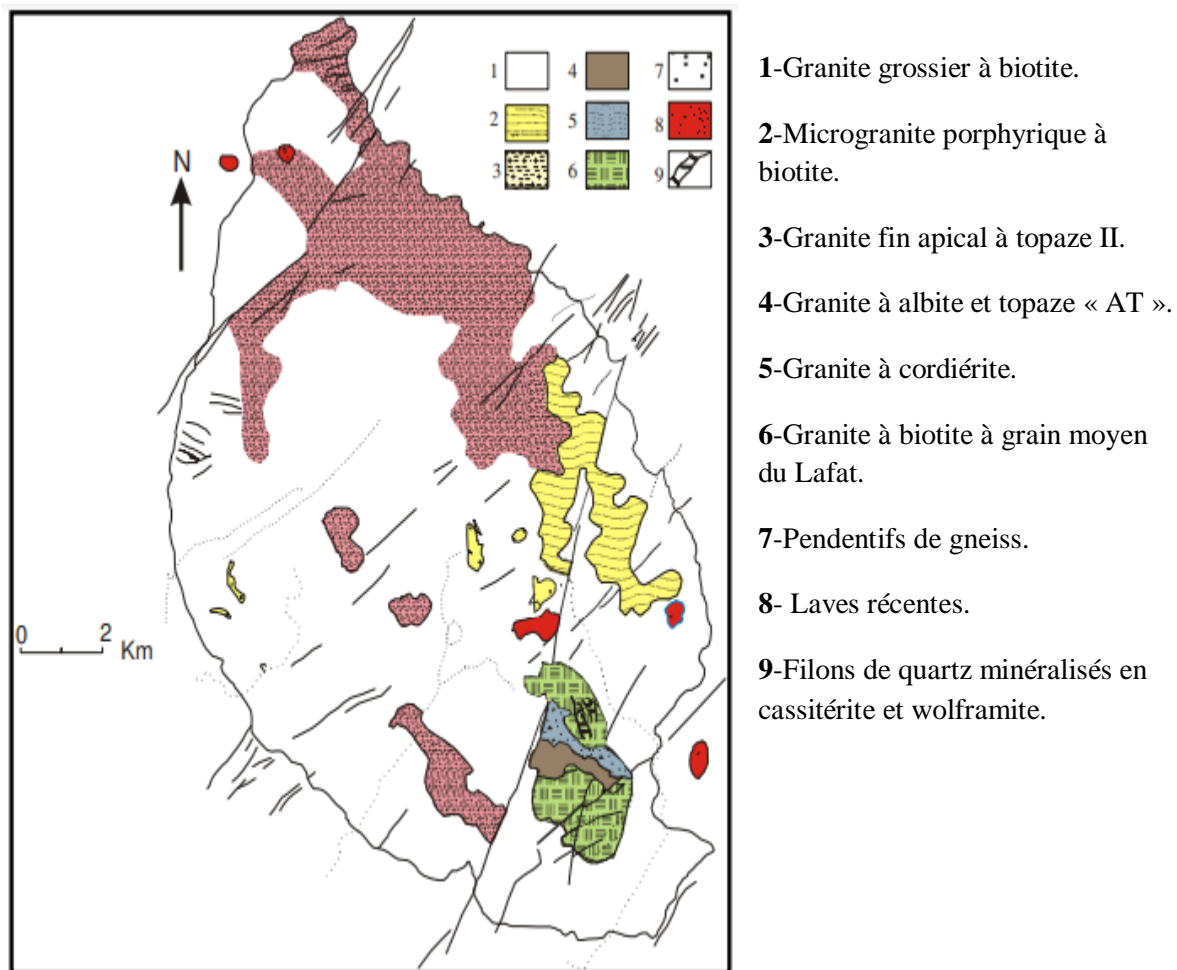


Figure 4 : Carte géologique et structurale du massif de l'In Tounine

(D'après Boissonnas, 1973.modifié)

Les granites peralumineux dits à métaux rares (GMR) sont des types de granites alcalins très spécialisés, riches en F, Li, Rb et Sn, et associés à des minéralisations à Nb, Ta, Li, Be, Sn ± W. Ils sont principalement composés d'albite, quartz, topaze, micas lithiques (protolithionite, zinnwaldite, lépidolite) et d'oxydes niobo-tantalifères tels que wolframoixiolite, columbo-tantalite et wodginite.

Les granites et microgranites à biotite d'In Tounine font partie de la suite de Taourirt, et il semble que les compositions des granites et microgranites à albite-topaze soient en quelque sorte enracinée dans cette suite.

2.2 Les coupoles de Hanana et Hananère :

Le magmatisme évolué d'albite et de topaze peut donner naissance à de petites coupoles isolées, comme c'est le cas pour Hanana et Hananère, situées à l'extrémité nord du massif de l'In-Tounine

2.2.1 Hanana

Est un pointement granitique située au nord-est de Tamanrasset, sur la route menant au massif volcanique de l'Assekrem, et qui semble être une extension vers le nord du massif de l'In-Tounine, selon Boissonnas en 1973.

La coupole de Hanana est formée d'un granite albitique évolué. Ce granite rose clair à grain fin forme un dôme aux contours elliptiques de 240m sur 100m .Il est encaissé dans des granito-gneiss. Une pegmatite de bordure de type « stocksheider » sépare le granite de son encaissant. Au N et au N.W. où elle est bien visible, elle atteint 1 à 3m d'épaisseur. De nombreux filons et filonnets minéralisés en cassitérite et wolframite et à épontes greisenisées forment un véritable stockwerk et recourent tous les faciès précédents.(Figure 5-A)

2.2.2 Hananère

Est localisé à 200m au Nord-Ouest de la coupole de Hanana. Il est constitué d'un granite à topaze qui a été intercepté par des sondages à une profondeur de 50m. Seule sa partie supérieure greisenisée est visible à l'affleurement.

La pegmatite (de type stocksheider) qui sépare le greisen et l'encaissant gneissique a une épaisseur de 2 à 3m. Elle est remarquable par la présence de grandes topazes en forme de colonne (pyncnites) qui sont orientées perpendiculairement au contact entre la pegmatite et les roches adjacentes. Ces pyncnites sont le résultat d'une greisenisation intensive des feldspaths plumeux qui sont caractéristiques des pegmatites de type stocksheider.

2.3 Les coupoles sub-affleurentes

2-3-1-Tin Amzi se trouve à environ 30 km au sud de Tamanrasset, à la limite nord du terrane de Laouni et du terrane d'Iskel. La coupole granitique de Tin-Amzi a été découverte par des sondages à une profondeur d'environ 100 mètres, selon une étude réalisée par SONAREM en 1973, la forme de la coupole est elliptique et allongée dans une direction subméridienne.

Le granite de Tin Amzi forme une coupole sub-affleurante dans les gneiss granulitiques, elle est constituée d'un granite à topaze et muscovite en profondeur et d'un granite à topaze et protolithionite au sommet de l'intrusion dont le toit a subi une forte greisenisation . Un microgranite porphyrique à albite- topaze affleure sous forme de dykes au-dessus de la coupole (Fig 5, B).

Les filons de quartz minéralisés en cassitérite et wolframite (Kesraoui, 2000) prennent naissance dans le granite à topaze et muscovite-Li. Ce sont des remplissages de fractures orientées généralement N-S avec un pendage vertical à subvertical.

2.3.1 Aléméda

Située à 50 km au SSE de Tamanrasset (Bouabsa, 1987), les filons granitiques présentent les mêmes caractéristiques macroscopiques et microscopiques que ceux de Tin Amzi. La majorité des greisens est liée à la fracturation et se présentent en filons d'épaisseur variable ou se développent aux épontes des filons et veines quartzeuses minéralisées en cassitérite et wolframite.

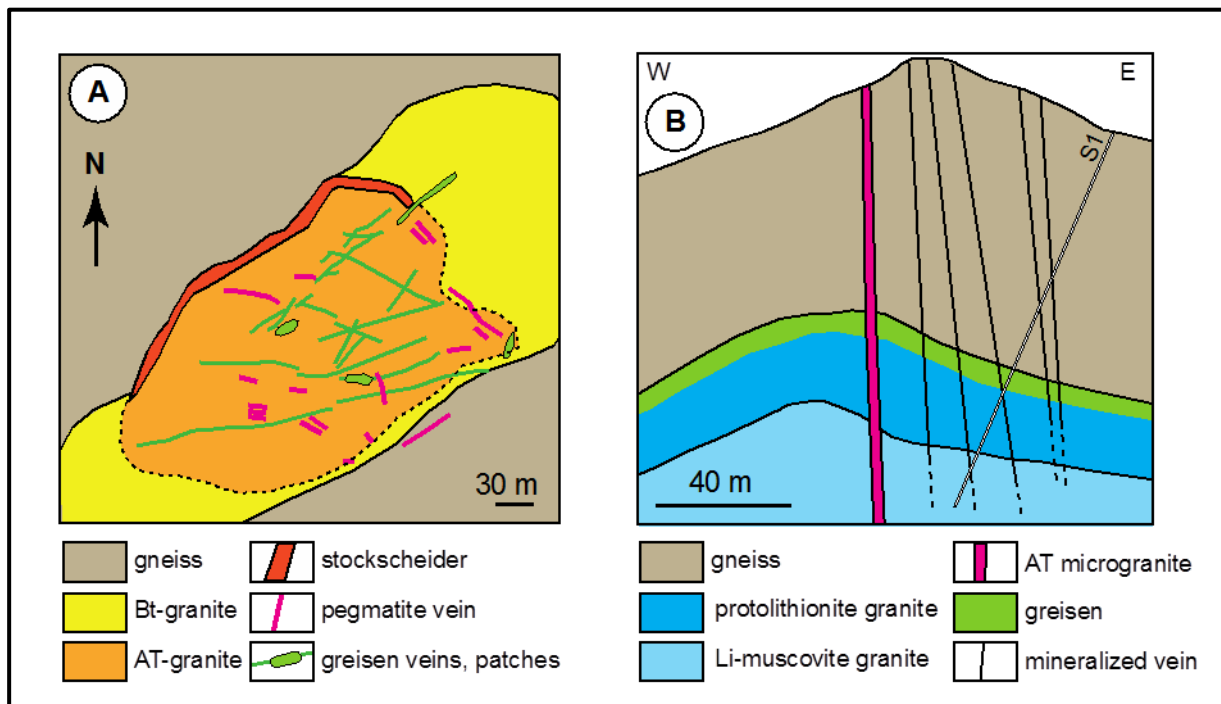


Figure 5 : Exemples des granites à métaux rares de Tamanrasset. A. La coupole de Hanana (modifié d'après Bouabsa 1987 et Kesraoui 2005). B. La coupole cachée de Tin Amzi (modifié d'après Kesraoui 2005) ; S1 : forage.

3 Etude pétrographique des filons de microgranites porphyriques « AT »

3.1 Caractères macroscopiques

Les microgranites porphyriques sont des roches de teinte grise à blanc gris. Dans une pâte microgrenue, on distingue quelques paillettes de micas, des phénocristaux de feldspath rose à blanchâtre parfois rose à bordures blanches, du quartz globuleux translucides et grisâtres et quelques phénocristaux hexagonaux de topaze.

3.2 Caractères microscopiques

En lumière polarisée analysée, les micas apparaissent en paillettes rectangulaires à contours très déchiquetés en relation étroite avec la topaze et le quartz. Le quartz se présente en plage monocristalline à contour géométrique bien définis, il est le constituant principal de la matrice. Les feldspaths sont soit de l'albite qui peut être sous forme de phénocristaux automorphes groupés à macles polysynthétiques complexes chargée en inclusion de topaze ou en petites lattes limpides et finement maclée dépourvue d'inclusions, soit des feldspaths potassiques en amas ou sous forme de cristaux automorphes. Les filons de microgranites sont recoupés par des veines de cassitérite qui se présente en cristaux isolés ou groupés toujours liée à la topaze et la protolithionite. La topaze se présente en phénocristaux automorphes à section hexagonale millimétrique bien développée (Le fond microgrenu est constitué des mêmes minéraux) (figure 8).

4 Pétrographie du granite fin à albite et topaze

4.1 Aspect macroscopique

Le granite possède généralement une texture à grain fin et est dominé par la couleur rose. Des cristaux de quartz arrondis d'une taille de 1 à 2 mm sont perceptibles. Les feldspaths apparaissent sous forme de plages irrégulières de couleur rose à blanche, rarement automorphes. Les micas se trouvent dispersés de manière uniforme dans la roche, formant de petites paillettes de couleur vert foncé. La topaze, caractérisée par ses petits cristaux allongés, peut parfois être identifiée.

4.2 Aspect microscopique

La texture de la roche est grenue avec des grains fins. Les lattes d'albite sont disposées de manière irrégulière et bordent la plupart des autres minéraux présents dans la roche.

Quartz : le quartz se présente sous forme de sections irrégulières ou parfois hexagonales aux contours arrondis. Son extinction est nette. On observe quelques petites lattes d'albite en inclusion de manière grossièrement concentrique. Dans quelques zones restreintes, le quartz peut être associé au feldspath potassique dans une structure micrographique de type myrmekite.

Feldspath potassique : le feldspath potassique forme souvent de grandes sections sub-automorphes, parfois maclées carlsbad. Sa teneur moyenne en moles d'orthose est de 97,5 %. En lumière polarisée naturelle, il peut paraître trouble. Certaines sections présentent une légère séricitisation. Le feldspath potassique est perthitique, formant des perthites sous forme de gouttes ou de veinules. Dans quelques zones restreintes, le microcline peut présenter un léger moirage. Les inclusions dans le feldspath potassique incluent des lattes d'albite limpide, parfois disposées en échiquier. Ce phénomène d'albitisation est souvent oblitéré dans certaines sections par une muscovitisation tardive du feldspath potassique

Plagioclase : le feldspath plagioclase forme toujours de belles sections automorphes, avec au moins deux générations distinctes en fonction de leur taille. La première génération se présente sous forme de grandes lattes maclées albite, également appelées albite "ala". Sa composition moyenne varie de 0,2 à 0,4 % An, bien que dans certains cas isolés elle puisse atteindre 2,1 % An. Cependant, aucune zonation de composition chimique n'est détectée au microscope électronique à balayage. Les sections peuvent souvent être fracturées et corrodées par les micas.

La deuxième génération apparaît sous forme de petites lattes rectangulaires fraîches et limpides, dépourvues d'inclusions. Elles sont elles-mêmes moulées par les micas, les feldspaths potassiques, la topaze et le quartz. Leur composition varie de 0 à 0,8 % An.

Micas : les micas se présentent sous forme de plages irrégulières, souvent interstitielles et rarement sous forme de sections subautomorphes. On peut parfois observer une petite section automorphe de mica en inclusion dans le quartz. Les micas ont une couleur brun pâle avec un léger pléochroïsme. Leur composition correspond à celle d'une zinnwaldite (voir §4).

Topaze : ce minéral peut se présenter sous différentes formes qui correspondent à des générations différentes :

Il existe une première forme de topaze, en sections automorphes à sub-automorphes, présentant des clivages perpendiculaires à l'allongement et souvent bien marqués. Cette forme

contient des inclusions de lattes d'albite. Lorsqu'elle est en inclusion dans le quartz globulaire, il est difficile de contester son origine magmatique. On peut également observer une section losangique de topaze moulée à la fois par le quartz et le mica, ce qui indique une cristallisation antérieure à ces minéraux.

Il existe une deuxième forme de topaze, plus tardive, qui se trouve en inclusion dans des plagioclases d'aspect trouble.

Minéraux accessoires : les minéraux accessoires sont présents en faible quantité dans la roche et se trouvent généralement en inclusions de très petite taille dans les micas. Ils sont entourés d'un halo radioactif, ce qui rend leur reconnaissance difficile au microscope polarisant.

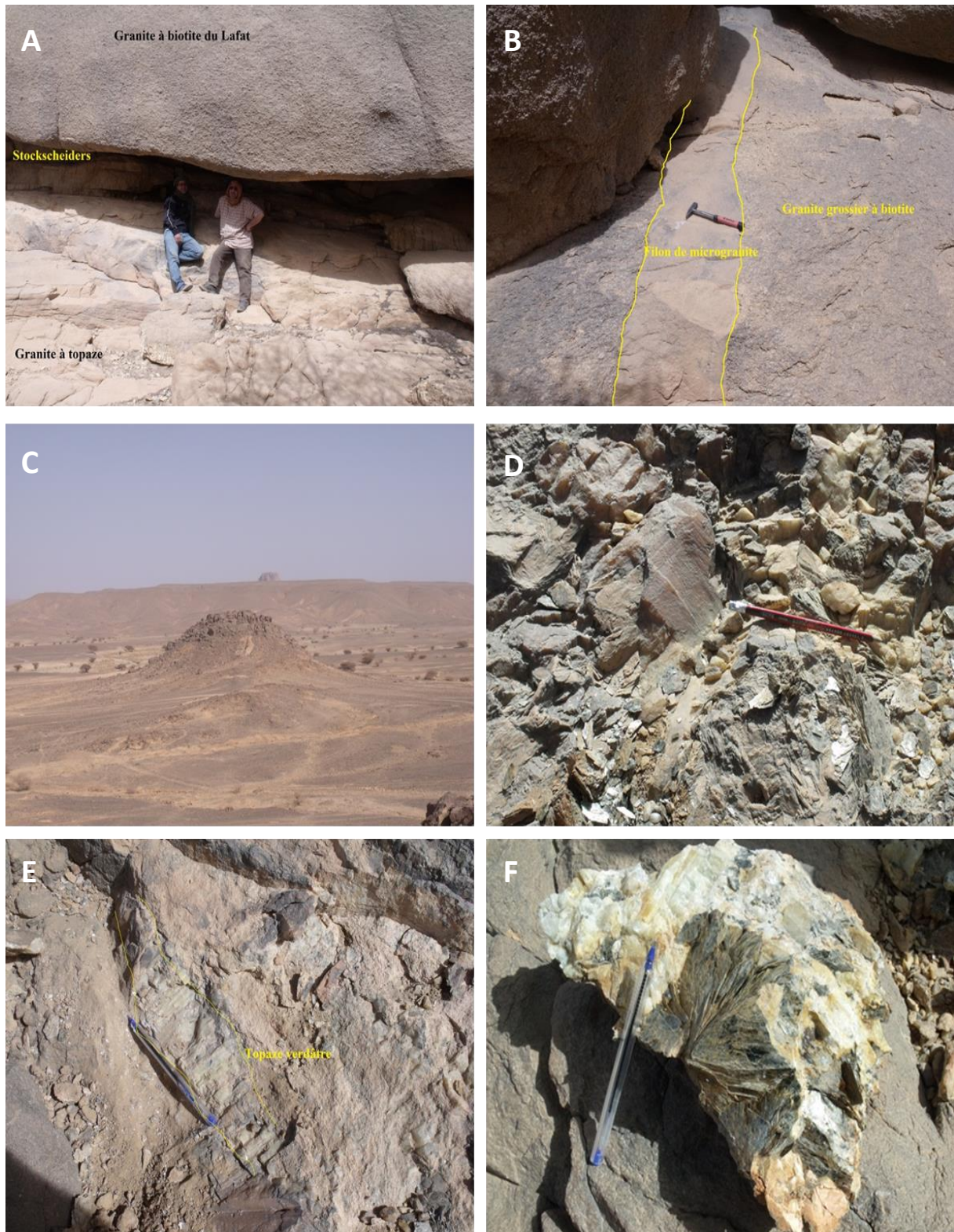


Figure 6 : Aspects macroscopiques des roches du massif de In Tounine ainsi que les coupoles de Hanana et Hananère.

Photo A: Montre le contact entre le granite à topaze et le granite à biotite du Lafat, qui sont séparés par une pegmatite de type stocksheider, à **In Tounine**.

Photo B : Montre un filon de microgranite porphyrique à biotite qui traverse le granite grossier à biotite. **In Tounine**.

Photo C : Vue générale de la coupole de **Hananère**.

Photo D: Montre une poche de pegmatite à l'intérieur du granite à topaze de **Hanana**.

Photo E : Montre des cristaux de topaze de couleur verdâtre, qui sont des pycnites, situés le long du contact entre la pegmatite et le granite à topaze greisenisé à **Hanana**.

Photo F : Montre des cristaux de micas verdâtres de type zinwaldite associés à des cristaux de quartz, de topaze, de quartz et de feldspath.à **Hanana**.

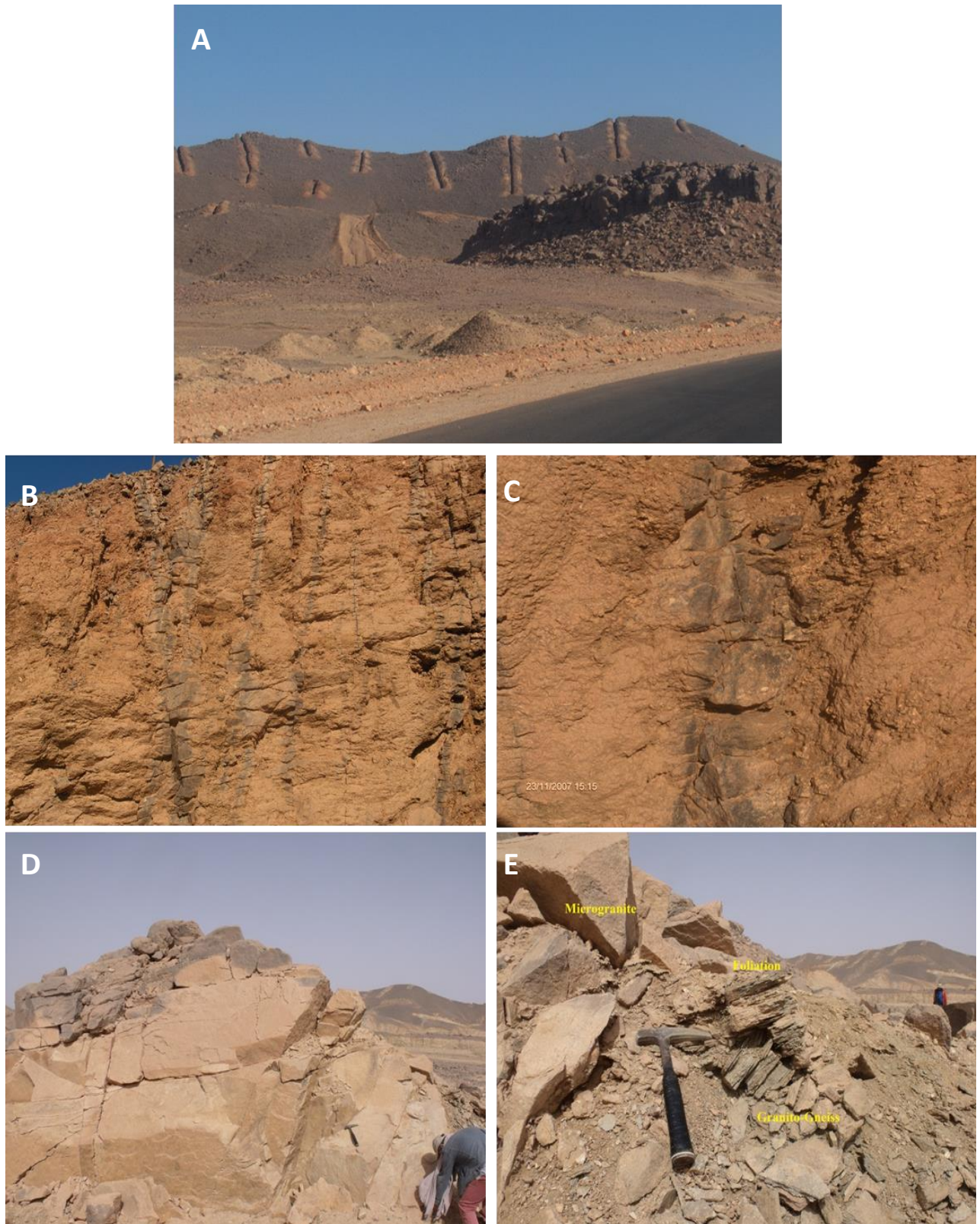


Figure 7 : Aspects macroscopiques des roches de Tin Amzi-El Karoussa

Photo A : Vue d'ensemble de la coupole sub-affleurante Tin Amzi-El Karoussa montrant le microgranite et les tranchées matérialisant le gisement . **Photo B**: Le stockwerk de Tin Amzi, illustré par des filons de quartz minéralisés. **Photo C** : Vue détaillée du filon de quartz minéralisé représenté dans la photo B. **Photo D** : le dyke de microgranite à albite et topaze **Photo E** : contact entre le microgranite et le granito-gneiss marqué par la foliation

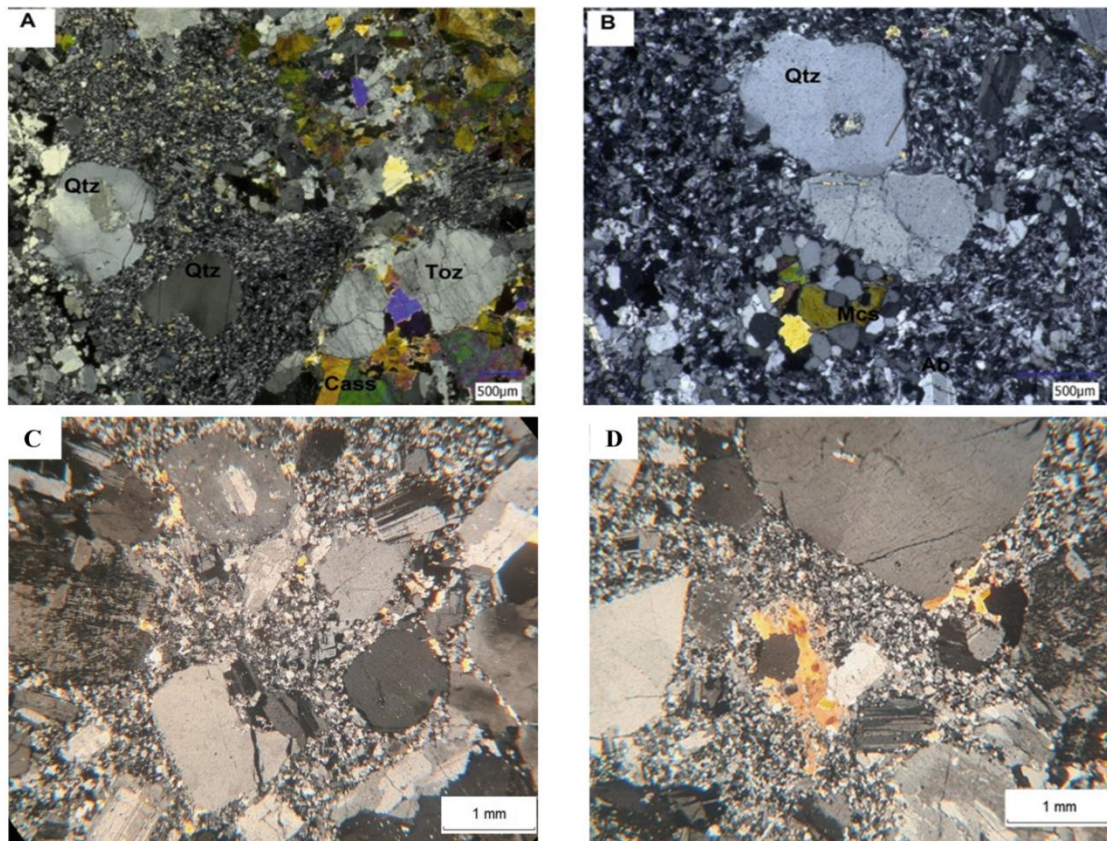


Figure 8 : Aspect microscopique des microgranites à albite –topaze de Tin Amzi-El Karoussa

Photo A et B :microgranite « AT » de Tin Amzi-El Karoussa :les phénocristaux de Quartz (magmatique) , de feldspaths et de topaze (automorphe) sont très abondants ;la matrice est par contre très finement cristalline (échantillon LH36 ,LPA) **Photos C et D** : microgranite « AT » ,ce facies présente une texture microgrenue à grenue avec la présence de mica -Li (échantillon LH168 ,LPA).

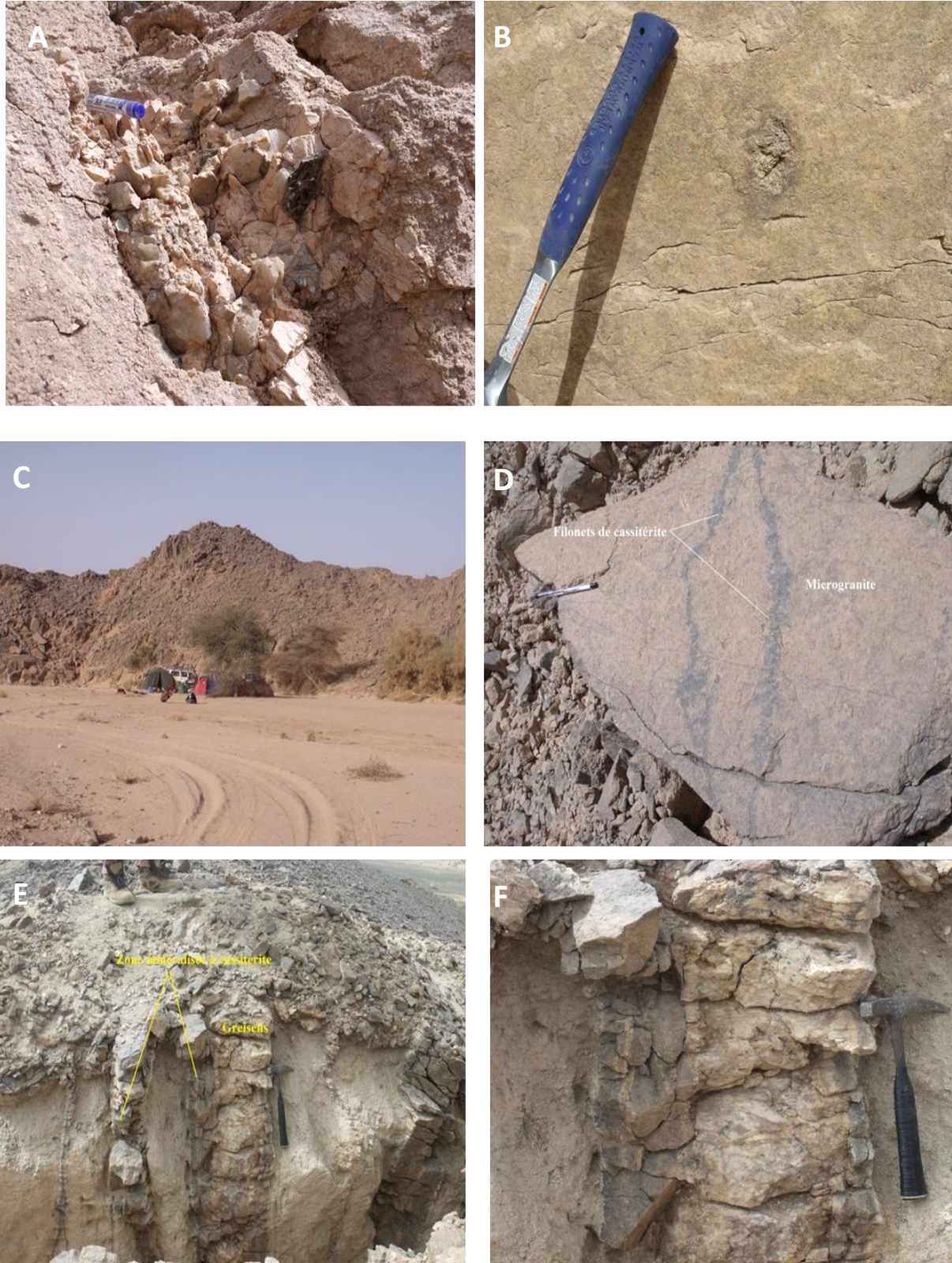


Figure 9 : Aspect macroscopique des roches d'Aléméda

Photo A / filon de quartz avec les micas enraciné dans le microgranite porphyrique **Photo B** : un microgranite contenant une enclave sombre **Photo C** : vue d'ensemble de la région **Photo D** : microgranite recoupé par des filonets de cassitérite **Photo E** : zone minéralisée et greisens dans le granito-gneiss **Photo F** : le détail de la photo E montre le greisen et le filon de quartz minéralisé.

Tableau 1 : Analyses chimiques par microsonde électronique des Feldspaths du microgranite porphyrique de la coupole de Tin Amzi (échantillon LH 36).

	m8	m9
SiO2	40,16	40,55
TiO2	0,05	0,05
Al2O3	22,58	22,2
FeO	18,48	17,51
MnO	1,28	1,03
MgO	0	0,01
CaO	0	0
Na2O	0,32	0,3
K2O	9,66	9,79
Rb2O	0,7	0,8
Cs2O	0	0,03
F	4,34	4,2
Cl	0,03	0,02
"Total"	93,26	92,29
Formules Structurales sur la base de 8 oxygènes		
Si	2,14	2,17
Al4	1,86	1,83
Ti	0,00	0,00
Al6	-0,45	-0,43
Fe	0,82	0,78
Mn	0,06	0,05
Mg	0,00	0,00
Fe +Mg	0,82	0,78
Ca	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00
Na	0,03	0,03
K	0,66	0,67
Cs	0,00	0,00
Rb	0,02	0,03
Li	0,00	0,00
F	0,00	0,00
Al	1,42	1,40

Tableau 2 : Analyses chimiques par microsonde électronique des Topazes du microgranite porphyrique de la coupole de Tin Amzi (échantillon LH 36).

Ech	m1	m2	m3	m4	m15	m16
SiO2	41,85	41,6	32,07	32,77	32,55	32,1
TiO2	0,25	0,41	0	0	0,01	0,04
Al2O3	21,55	21,1	56,52	56,98	57,1	56,71
FeO	14,44	13,48	0,06	0	0,07	0
MnO	1,45	1,07	0,03	0,02	0	0,07
MgO	1,96	1,83	0,08	0,01	0,11	0
CaO	0,04	0	0,05	0,08	0	0
Na2O	0,33	0,26	0,13	0,37	0,07	0,07
K2O	9,93	10,1	0,02	0,07	0	0,02
Rb2O	0,78	0,62	0,13	0,02	0	0,03
Cs2O	0,07	0,1	0,1	0,04	0,04	0,01
F	4,95	4,83	17,66	16,85	18,03	17,51
"Total"	101,87	99,64	100,83	102,06	101,74	100,68
Formule structurale sur la base de 6 oxygènes						
Si	1,40	1,42	0,90	0,91	0,90	0,90
Al4	-0,40	-0,42	0,10	0,09	0,10	0,10
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al6	1,25	1,26	1,76	1,77	1,76	1,77
Fe	0,40	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe +Mg	0,50	0,48	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
K	0,42	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,26	0,26	0,78	0,74	0,79	0,78
Al	0,85	0,85	1,87	1,86	1,86	1,87

Chapitre III

Pétrographie et Géochimie

des greisens

1 Introduction

Les mineurs saxons du Moyen-Âge inventent le terme "greisen" pour décrire une roche courante dans leurs exploitations d'étain dans l'Erzgebirge. [Daubrée \(1841\)](#) est le premier à reconnaître cette roche comme une altération du granite liée à la minéralisation de l'étain. Aujourd'hui, le terme "greisen" est utilisé pour décrire des altérations métasomatiques des roches granitiques, qui se caractérisent par des assemblages de quartz-muscovite, selon [Shcherba en 1970 et Stemprok en 1987](#).

L'association spatiale et temporelle avec des minéralisations d'étain sous forme de cassitérite ou moins fréquemment de tungstène sous forme de wolframite est remarquable, selon des études telles que celles de [Halter et al. en 1996](#), [Jackson et al. en 2000](#), ainsi que [Stemprok et al. en 2005](#). Le greisen est un granite très évolué, de type peralumineux comme l'exemple de Beauvoir dans le Massif central français, décrit par [Monnier et al. en 2020](#), ou métalumineux dans l'Erzgebirge détaillé par [Breiter et al. en 2017](#).

Selon des considérations géochimiques et des modélisations, telles que celles décrites par [Halter et al. en 1996 et 1998](#), il y a une relation génétique entre le dépôt de métaux, notamment l'étain, et le processus de greisenisation. Dans une approche expérimentale, [Launay et al. en 2019](#) démontrent une rétroaction positive entre la greisenisation et la perméabilité.

Les fluides minéralisateurs créent leurs propres voies dans un granite initialement imperméable par des réactions de remplacement, favorisant ainsi une altération hydrothermale supplémentaire et un transport de masse.

Des recherches récentes montrent que certains greisens dans les granites peuvent être considérés comme l'équivalent de l'altération séricitique ou phyllique dans les systèmes porphyriques. Des recherches menées par [Robb en 2005](#) ont indiqué que ces greisens résultent de l'hydrolyse des feldspaths, c'est-à-dire d'un métasomatisme H⁺, qui produit un assemblage de muscovite et de quartz, accompagné de la dissolution des minéraux ferro-magnésiens. [Hemley en 1959](#) a également souligné cette relation entre l'altération des feldspaths et la formation de greisens. Les études menées par [Taylor et al. 1984](#) et [Halter et al. 1996](#) ont montré que la lixiviation acide avancée, en présence de fluor, peut conduire à la formation de greisens de quartz-topaze purs. Cependant, ce type de greisens n'est pas très répandu en raison

de l'instabilité de la topaze à des concentrations élevées de potassium dans le fluide, comme cela a été démontré expérimentalement par [Shapovalov et Setkova en 2012](#).

Généralement, la topaze est décrite comme un composant des greisens de quartz-muscovite ou de quartz-Li-mica, comme cela a été décrit dans des études menées par [Botelho et al. en 1994](#), [Stemprok et al. en 2005](#), [Colombo et al. en 2009](#), [Legros et al. en 2016](#) et [Pasava et al. en 2015](#). De même, bien que rares, les greisens de quartz-tourmaline peuvent également se former en présence de bore, ce qui permet de séquestrer les éléments ferromagnésiens dissous. [Bouabsa et Marignac en 2012](#) et [Pirajno et Schlögl en 1987](#) ont montré que la présence de bore dans le système peut conduire à la formation de greisens de quartz-tourmaline. Ainsi, [Robb \(2005\)](#) propose une définition du greisen en tant qu'assemblage d'altération principalement constitué de quartz, de muscovite et de topaze, avec une quantité moindre de tourmaline et de fluorine, mettant en avant le rôle du fluor, du lithium et du bore dans sa formation.

D'autres processus contribuent également à la formation de greisens, tels que le métasomatisme K⁺ qui produit de la muscovite en remplacement de minéraux préexistants ([Cathelineau 1986](#) ; [Witt 1988](#) ; [Guo et al. 2019](#)). Ces processus se produisent même dans des roches qui ont déjà subi une greisenisation, comme le montrent des études antérieures ([Marignac et al. 2020](#)).

En effet, le choix de la dénomination pour les différents types de greisens dépend du pourcentage de volume des minéraux qui les composent. Ainsi, on utilise les termes "quartz greisen" ou "muscovite greisen" en fonction de la prédominance du quartz ou de la muscovite. Cependant, cette classification peut varier en fonction des auteurs, certains considérant même que les roches micacées pures (micas Li-Fe), appelées "zwitter", font partie des assemblages de greisen (par exemple, [Kurguzova et al. 2014](#)). Enfin, le terme "greisen" est actuellement utilisé pour désigner tout assemblage d'altération contenant du quartz et de la muscovite dans les granites, quel que soit le mécanisme d'altération potentiel. Par exemple, ([Munhoz et al. \(2009\)](#)) décrivent trois assemblages de greisen dans un seul et même granite : des greisens de sidérophylite-topaz-quartz, fluorite-phengite-quartz et quartz-chlorite-phengite. L'utilisation du terme "greisen" pour décrire n'importe quel assemblage d'altération contenant du quartz et de la muscovite peut engendrer des erreurs d'interprétation dans la compréhension de la genèse des roches étudiées. Il est important de mener une discussion paragenétique approfondie pour déterminer l'origine de chaque formation altérée et ainsi éviter les

conclusions erronées. Bien que l'origine des greisens soit généralement attribuée à l'action de fluides magmatiques tardifs (par exemple [Burt 1981](#), [Cerny et al. 2005](#)), parfois appelés "pneumatolytiques" dans la tradition européenne (par exemple [Jebrak et Marcoux 2008](#), [Marcoux et al. 2021](#)), cela n'est pas toujours confirmé. Il est donc nécessaire de poursuivre les recherches sur le sujet afin de mieux comprendre la genèse de ces roches.

2 Pétrographie des greisens du Tamanrasset:

Dans la région de Tamanrasset, les greisens se présentent sous deux formes différentes. Ils sont présents soit sous forme de corps diffus à l'intérieur de coupoles de granite, comme c'est le cas à Tin Amzi, soit sous forme de veines recoupant les granites (comme à Hanana) ou les microgranites (comme à Tin Amzi, El Karoussa et Aléméda), ainsi que les roches murales "granito-gneiss" (comme à Aléméda). En outre, on observe également des veines complexes avec un cœur de quartz et des bordures symétriques de greisenisation (voir Figure 10).

Selon [Bouabsa \(1987\)](#), il existe deux types de greisens contrastés dans la région, qui varient en fonction de la nature du protolithe.

Les greisens quartz-topaze se forment aux dépens des granites albite-topaze ou des microgranites, tandis que les greisens quartz-micas (ou "muscovite") sont trouvés soit dans les granites à biotite (à In Tounine), soit dans les roches murales "granito-gneiss" (à Aléméda). Ces dernières sont généralement riches en fluorine (voir Figure 10).

Cependant, cette double classification doit être nuancée, car les greisens à quartz-topaze peuvent contenir une quantité significative de micas, et plus rarement de fluorine. D'autre part, les greisens à micas peuvent former le faciès interne des veines de greisen riches en micas ou les bordures des veines de quartz, comme on peut l'observer à Aléméda ([Bouabsa 1987](#)). En réalité, les observations microscopiques suggèrent un continuum dans les assemblages de greisen. Ce qui signifie qu'il existe une transition graduelle entre différentes compositions minérales et textures à l'échelle microscopique.

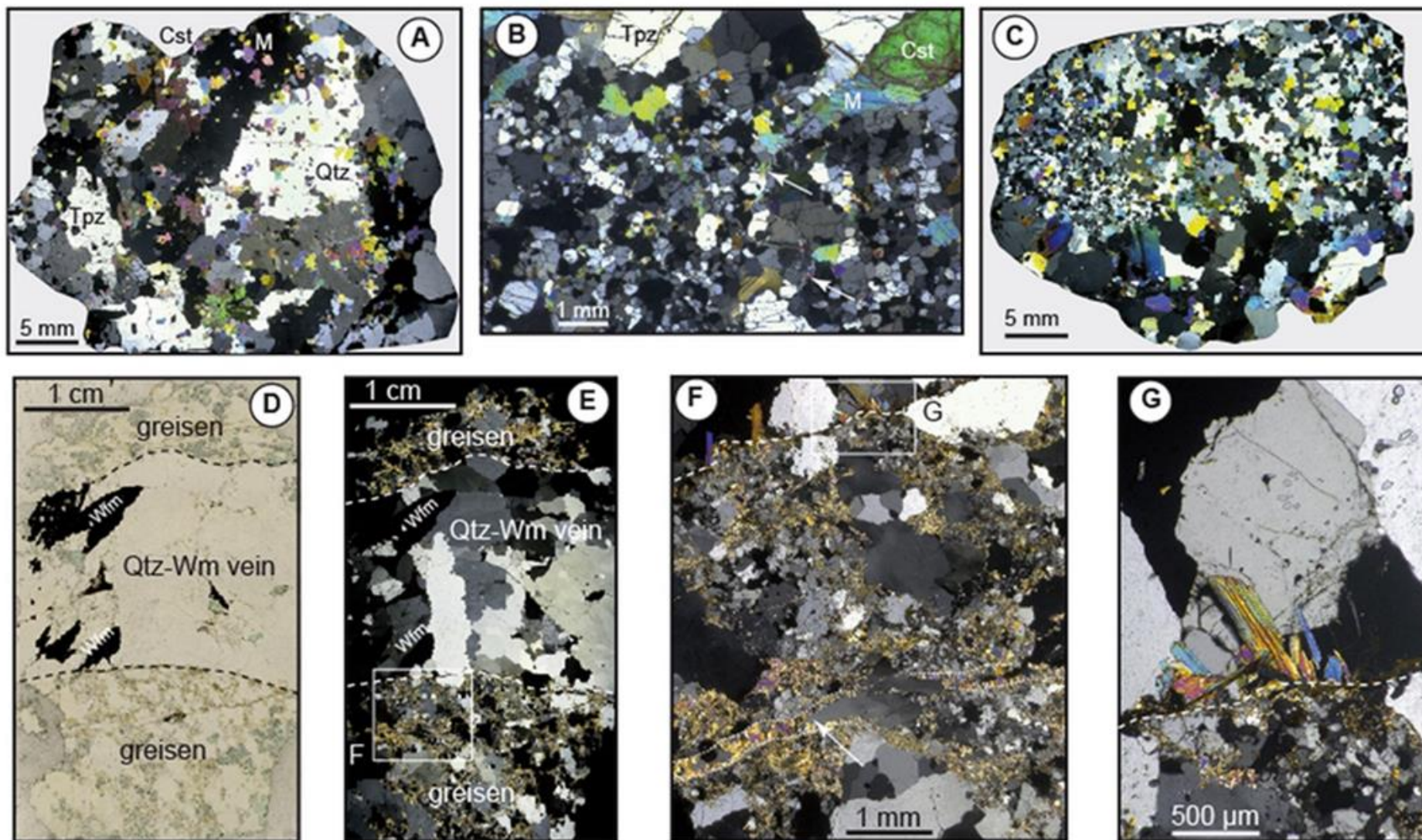


Figure 10 : les différents aspects des greisens de Tamanrasset

Photo A : montre une vue d'ensemble d'un greisen à quartz-topaze de Tin Amzi (échantillon **LH176, LPA**). Avec une abondance de la cassitérite (Cst), et des cristaux de topaze (Tpz) de grande taille. Des micas (M) peu abondants sont également présents. Notez la variabilité de la taille des grains ; **Photo B** : montre un détail d'un greisen à quartz-topaz-protolithionite avec cassitérite provenant de Tin Amzi (échantillon LH3a, LPA). , avec de grands cristaux de topaze dans une matrice à grain fin de quartz-topaz-mica et une muscovite à grain fin suivant plus ou moins les microfissures. (Flèches). ; **Photo C** : montre une vue d'ensemble d'un greisen à quartz-topaz-protolithionite avec cassitérite de Hanana (échantillon LH135a, LPA). ; **Photos D à G** : montrent un greisen à quartz-topaz-protolithionite de Tin Amzi échantillon LH28 ; **Photos D, E** : Vue d'ensemble, montrant une veine de quartz-wolframite et ses épontes de greisen (**D**, LPNA ; **E**, LPA). ; **Photo F** : montre un détail du greisen (LPA) avec une veine de mica en surimpression (flèche) et une faible lisière de mica de la veine. ; **Photo G** : la photo **G** montre un détail de la photo **F**, avec la lisière de mica (LPA).

Comme c'est souvent le cas pour les greisens dans le monde entier, la texture du protolithe est conservée dans les greisens de Tamanrasset. En particulier, les greisens développés sur les microgranites porphyriques conservent la texture caractéristique des phénocristaux contrastant avec la matrice à grains fins (voir Figure 11).

La matrice est transformée en un assemblage à grain fin de quartz-topaze-mica, avec un rapport topaze-mica variable. Les phénocristaux de quartz magmatique sont encore identifiables (protégeant les microlithes d'albite dans le cas des textures "snowball" "boule de neige" : voir Figure 11-C), tandis que les phénocristaux de feldspath sont principalement remplacés par du quartz à grain grossier (voir Figures 11 et 12), plutôt que l'assemblage quartz-muscovite qui résulterait normalement de la réaction d'hydrolyse.

Cela suggère la présence d'un processus de silicification, soutenu par les auréoles de quartz secondaire se développant sur le quartz magmatique et fusionnant avec la matrice de quartz à grain fin (voir Figure 12-A, B). Ainsi, un ensemble de greisens dominés par du quartz à quartz-topaze peut être identifiée.

Comme on peut le voir sur la figure 12, le mica des greisens est systématiquement superposé à la matrice à grains fins, avec des preuves évidentes de corrosion du quartz jusqu'à un remplacement presque complet, à l'exception du quartz à grains grossiers qui a été marginalement affecté (voir Figure 12-E, Figure 13-F), ainsi que les phénocristaux de topaze. Cependant, un remplacement complet a été observé uniquement dans les bordures des veines

de quartz à micas à Aléméda (Bouabsa 1987) (voir ci-après, chapitre 4-Figure 17). Le développement de micas secondaires était principalement associé à des microfissures (voir Figure 12-B, C, Figure 13-C, D), mais des fissures à remplissage ouvert et des taches étaient également impliquées (voir Figure 10-F, Figure 13-C, D, E).

2.1 Présence de micas hérités dans les greisens

Les greisens sont souvent caractérisés par de grandes paillettes de micas ayant une forme subhédérale (feuilletée), mesurant plusieurs centaines de micromètres à plusieurs millimètres, qui sont souvent traversées par des réseaux de micas secondaires, comme illustré dans les figures 13-A et 13-B. Cependant, à mesure que les greisens évoluent vers une teneur élevée en mica, il y a une résorption plus ou moins complète de ces micas précoces, comme le montre la figure 13-F.

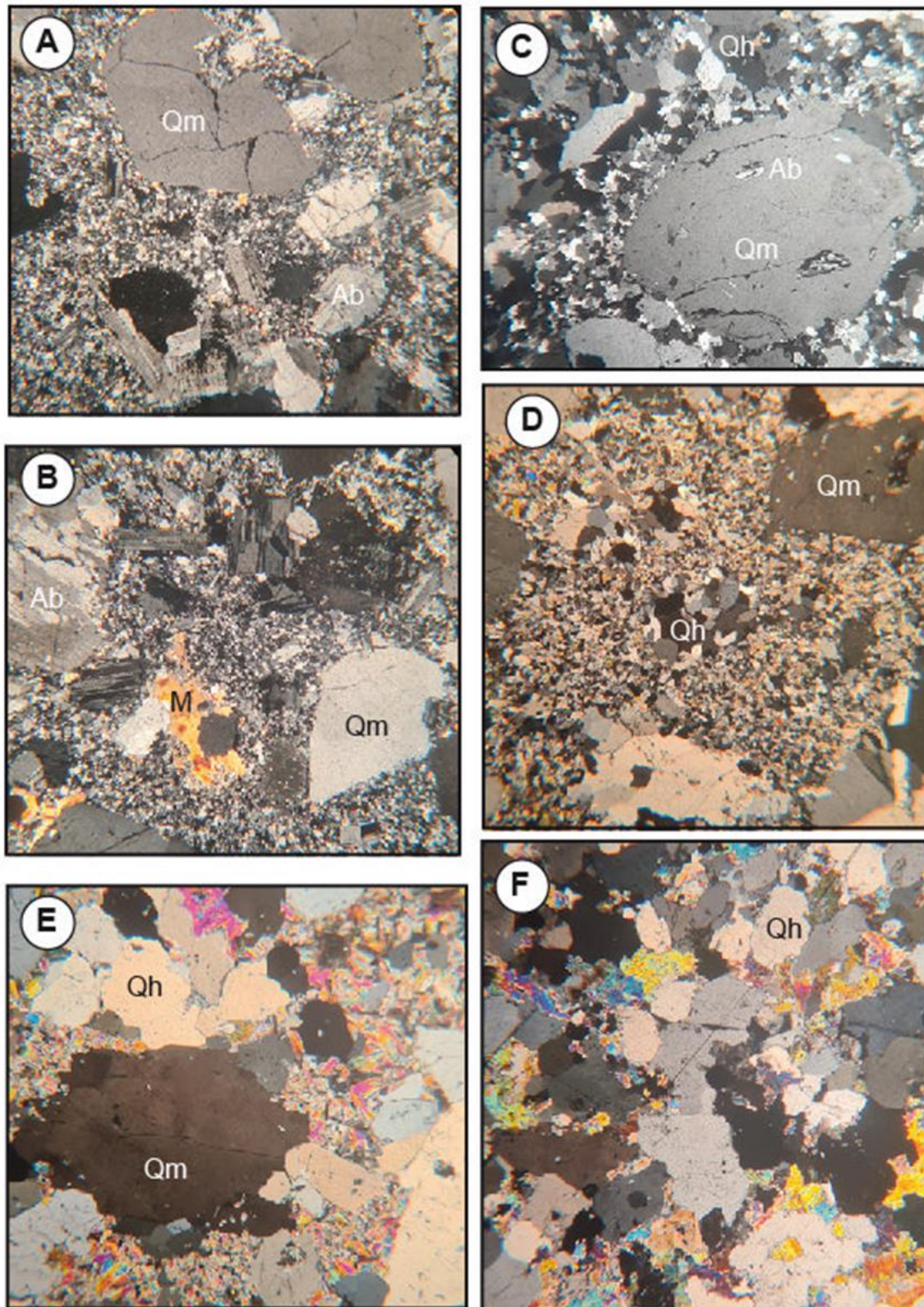


Figure 11 : Diversité des textures observées dans les greisens de Tamanrasset. (Bouguebrine et al 2023)

Photos A-B : montrent un Protolithe de microgranite porphyrique albite-topaze (Tin Amzi, LH168, LPA). Avec des phénocristaux magmatiques de quartz (Qm), d'albite (Ab) et de mica (M), dont l'abondance relative varie localement, sont enchâssés dans une matrice de quartz-albite-(mica). ; **Photos C-D** : montrent des greisens développés sur les microgranites porphyriques. ; **Photo C** : montre un greisen à quartz-topaze (Tin Amzi, microgranite, LH169, LPA). Avec La texture porphyrique conservée, mais les phénocristaux d'albite et la matrice convertis en quartz hydrothermal (Qh) et en un assemblage de quartz-topaze à grain fin, respectivement ; les microlithes d'albite (Ab) sont restés, protégés dans le quartz magmatique (Qm) (texture "boule de neige" "snowball" naissante). ; **Photo D** : montre un greisen à quartz-topaze-mica (microgranite d'Aléméda, LH146, LPA). Comme en photo C, mais avec de nombreuses paillettes de mica développées dans la matrice. ; **Photos E-F** : montrent un greisens développés sur le microgranite de Hanana. ; **Photo E** : montre un greisen à quartz-mica (LH135, LPA) avec des Plaques de micas (m) sur une matrice de quartz hydrothermal (Qh), et avec des reliques de quartz magmatique (Qm). ; **Photo F** : montre un quartz-mica greisen (LH 174, LPA). Avec des caractéristiques similaires Comme en photo E.

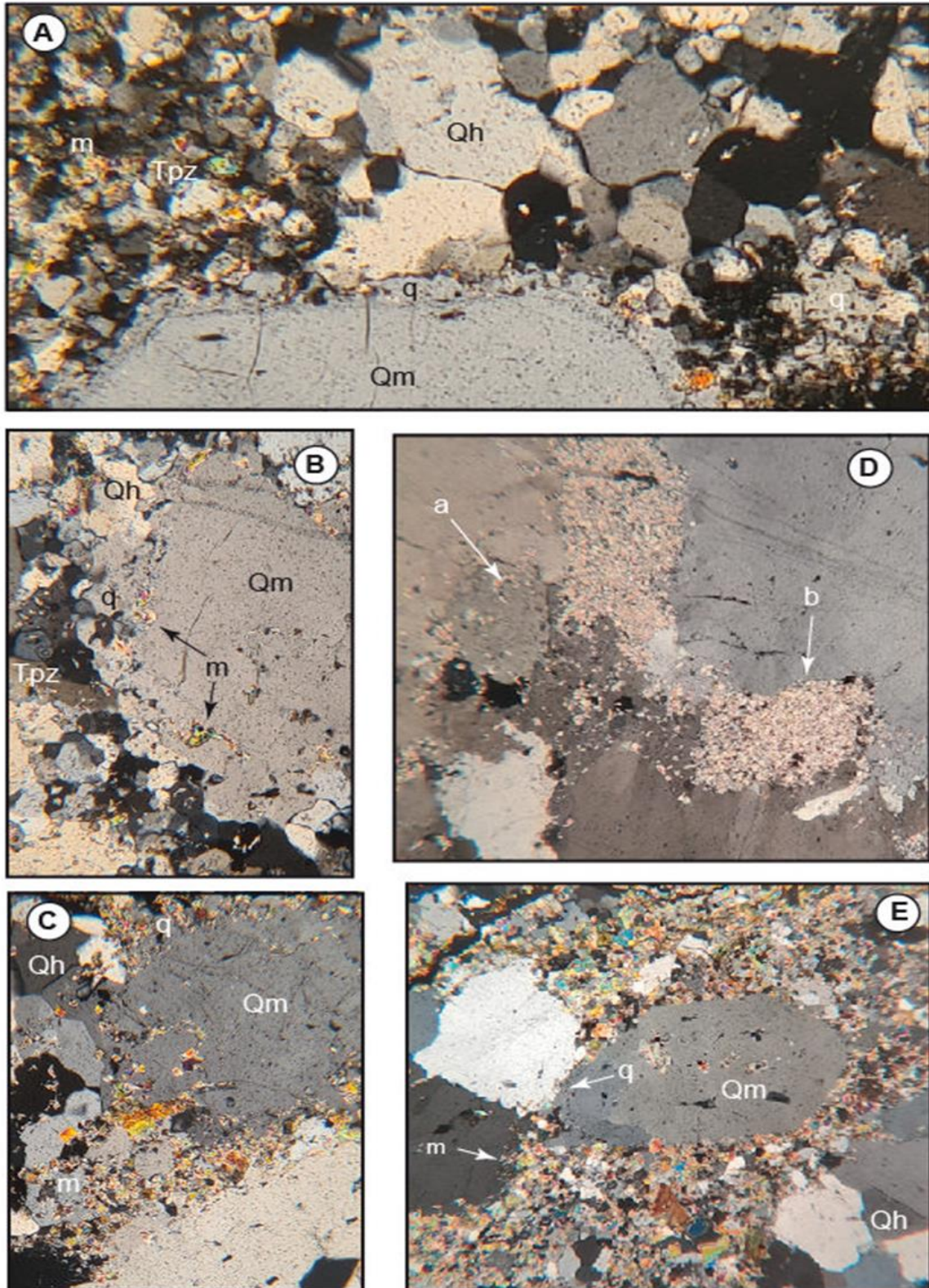


Figure 12 : Relations quartz-mica dans les greisens de Tamanrasset.

Photos A à C : greisen à quartz-topaz±mica (microgranite d'Aléméda, LH146, LPA). ; **photo A** : le quartz magmatique (Qm), avec une bordure d'excroissance hydrothermale (q), est entouré de quartz hydrothermal (Qh) et d'une matrice de quartz-topaze (Tpz), avec quelques paillettes de mica (m). ; **photo B** : comme en photo A, avec du mica corrodé (m) à la limite Qm-q. ; **Photo C** : matrice de quartz magmatique (Qm) et de (Qh) hydrothermale, recouverte d'un mica à grains fins abondant (m). ; **Photos D-E** : greisens riches en mica dans le microgranite d'Aléméda. ; **Photo D** : agrégats à grain fin de micas secondaires intercalés entre des grains de quartz, qui ont été pénétrés par des microfissures de mica et de poussière (a) ; certains agrégats pourrait représenter de la topaze pseudomorphosée (?) (b) (microgranite d'Aléméda, LH111, LPA). ; **Photo E** : reliques de quartz magmatique (Qm), avec des excroissances (q), et des taches de quartz hydrothermal (Qh), remplaçant l'albite, sont incluses dans une matrice riche en quartz-mica (microgranite d'Aléméda, LH146, LPA) ; notez la corrosion du quartz par un mica à grain fin (m).

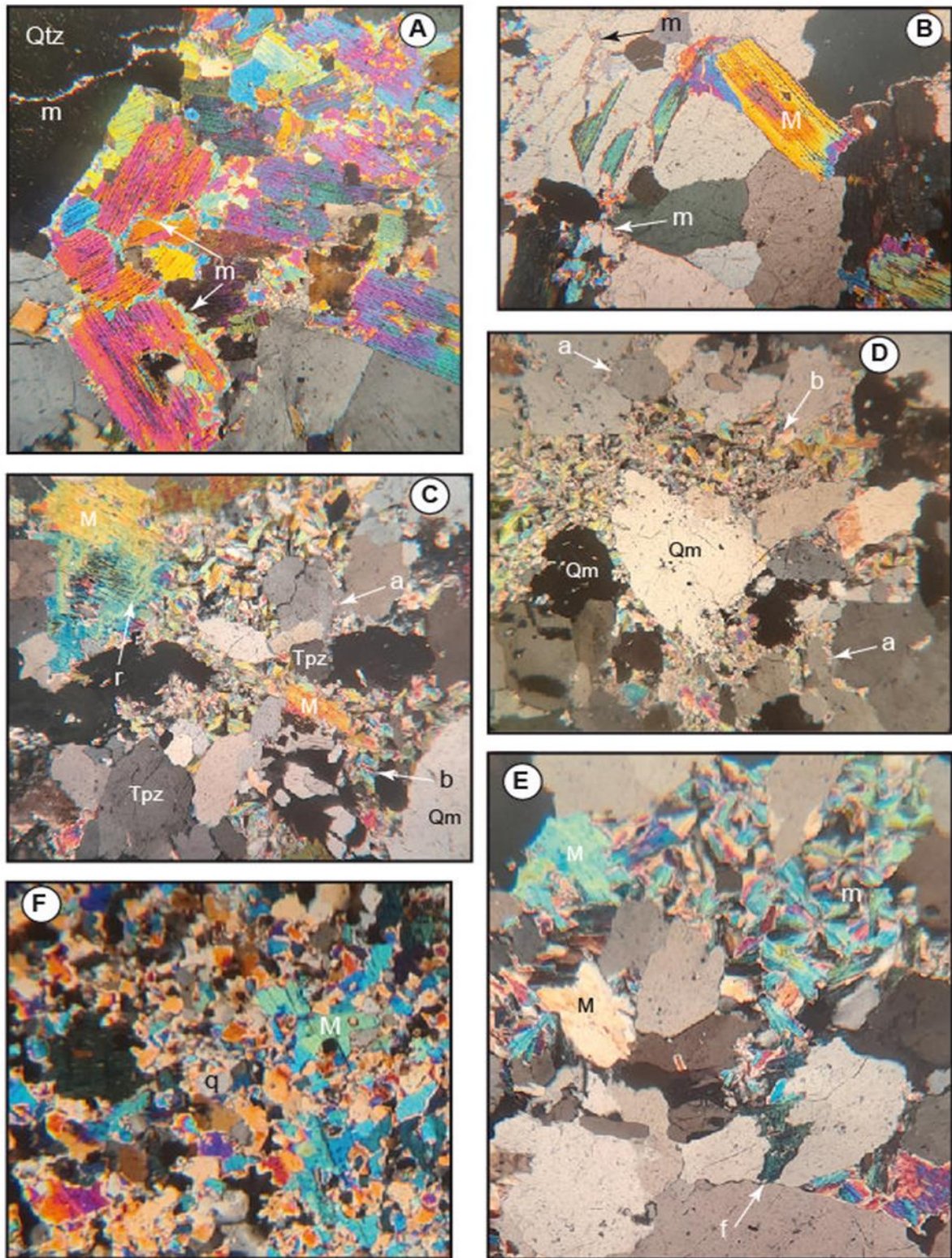


Figure 13 : Le développement des micas dans les greisens de Tamanrasset. (Bougebrine et al 2023)

Photos A-B : micas primaires (M) et secondaires (m) (greisen riche en micas sur microgranite porphyrique Tin Amzi, (échantillon LH 168, LPA).

Photo A : les micas primaires sont coupés par un réseau de micas secondaires (y compris les excroissances sur M) qui pénètrent également dans le quartz.

Photo B : détail montrant un mica primaire zoné, dont les bords sont clairement liés au mica secondaire, qui corrode le quartz le long des microfissures.

C à E : greisen de Hanana riche en mica (LH135, LPA).

Photo C : le mica primaire (M) est dilacéré par un réseau de mica secondaire (r), alors que la topaze (Tpz) est peu affectée ; le mica secondaire corrode le quartz le long des microfissures (a) et forme de grandes taches polycristallines (b).

Photo D : micas secondaires dans les microfissures (a) et dans les grandes taches en forme de veines (b), surimpression de la matrice de quartz hydrothermal ; le quartz magmatique (Qm) reste identifiable.

Photo E : mica primaire (M) et micas secondaires dans une fracture (f) affectant le quartz et se développant en une large tache avec des textures sphérolitiques (m).

Photo F : Greisen riche en mica de Tin Amzi : détail d'un agrégat à grain fin, montrant des reliques de mica primaire (M) et quelques taches de quartz (q) (LH169, LPA).

3 Géochimie des Greisens

3.1 Tendances de la greisénisation

L'évolution de la greisénisation (selon [La Roche, 1980](#)) est étudiée en traçant les données analytiques du greisen et de ses précurseurs dans trois diagrammes chimico-minéralogiques à paramètres millimétriques : le diagramme de l'excès d'aluminium par rapport à l'aluminium (diagramme AB de [Debon et Lefort, 1983](#)), la projection du triangle de classification QAP (diagramme QP de [Debon et Lefort, 1983](#)) et le diagramme $Q_3^*B_3^*F_3^*$ de [La Roche \(1980\)](#), ce dernier permettant de prendre en compte l'équilibre quartz-feldspath ainsi que la charge des phases peralumineuses et ferromagnésiennes, combinant ainsi les avantages des deux autres diagrammes.

3.1.1 Greisens de quartz-topaze±mica

Les analyses des greisens de quartz-topaze provenant des dykes de microgranite AT de Tin Amzi-El Karoussa et de la coupole de Hanana, ainsi que les données analytiques de leurs précurseurs, sont représentées dans les Figures. 14 et 15.

Dans les deux figures, les données de greisen montrent une tendance grossière apparemment ancrée dans l'assemblage quartz-topaz et indiquent un assemblage éventuellement constitué d'un Li-mica et d'une petite contribution de fluorine, cohérente avec la minéralogie du greisen de Hanana. Il n'y a aucune indication d'une évolution progressive des précurseurs de microgranite ou de granite vers une composition de quartz-topaze. Dans la figure 14-C, les greisens montrent une corrélation inverse approximative entre le fer et Fluor, en contraste évident avec les tendances magmatique de leurs précurseurs.

3.1.2 Greisens de quartz-mica±topaze

Les analyses des greisens de quartz-mica provenant des dykes de microgranite AT de Tin Amzi/El Karoussa, ainsi que les données analytiques de leurs précurseurs, sont représentées dans les figures 15 et 16.

Dans les deux figures, les données sur les greisens présentent une tendance grossière apparemment ancrée dans un assemblage riche en quartz et orientée vers un assemblage riche en Li-mica. Les greisens à quartz-mica qui se développent aux dépens des granites à biotite d'In Tounine montrent les mêmes tendances (Fig. 16).

Dans la figure 15, les greisens présentent une bonne corrélation positive entre les teneurs en fer et en fluor, ce qui contraste avec la tendance magmatique de leurs précurseurs.

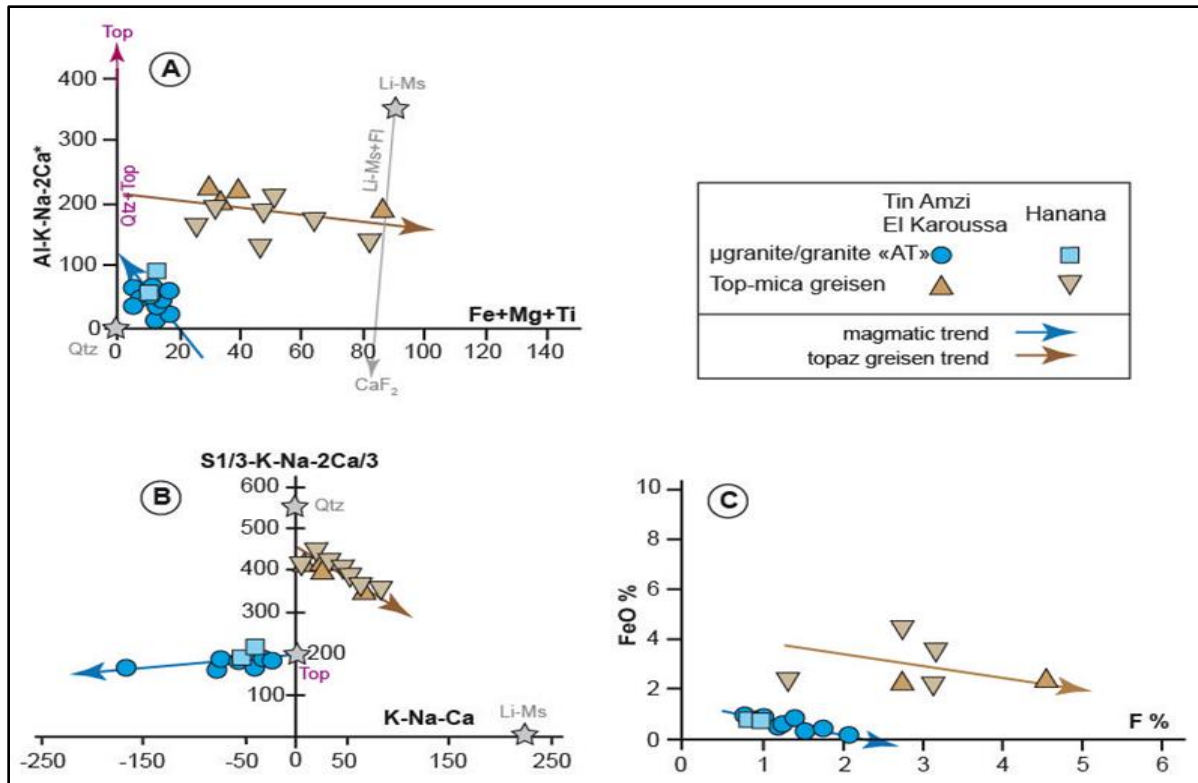


Figure 14 : montre les tendances d'évolution des greisens quartz-topaze de Tamanrasset par rapport à celles de leurs formations initiales.

A. Diagramme AB. Les données sur les greisens montrent une tendance grossière apparemment enracinée dans un assemblage de quartz-topazes.

B. Diagramme QP. Le même comportement est observé.

C. Diagramme FeO vs F wt%. Montre une relation inverse approximative entre le fer et le pourcentage de fluor (F) dans les greisens. La polarité de cette corrélation est définie pour être cohérente avec les tendances en A et B.

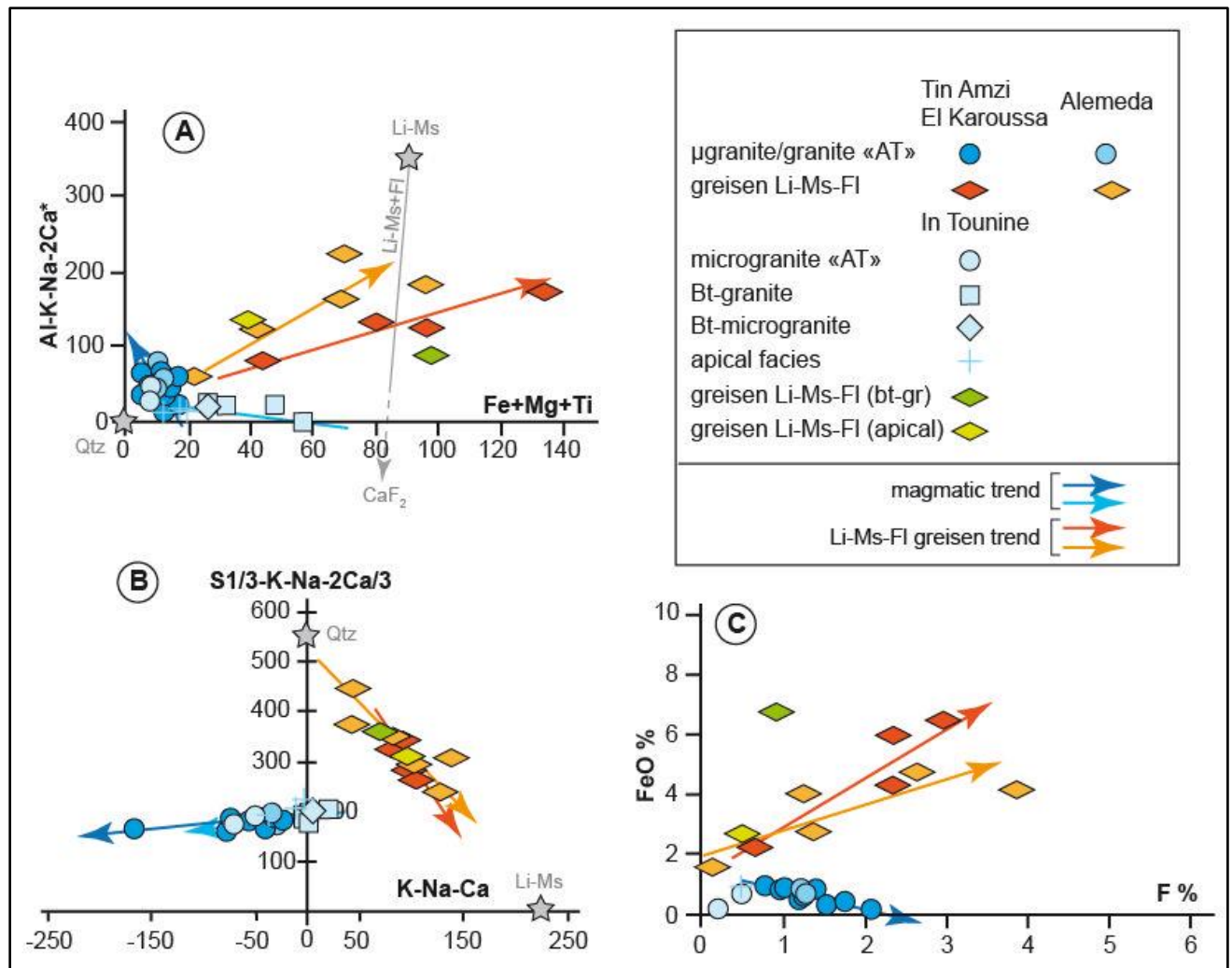


Figure 16 : présente les Tendances d'évolution des greisens quartz-mica±topaze de Tamanrasset par rapport à celles de leurs précurseurs.

A. Diagramme AB. **B.** Diagrammes QP. Dans les deux diagrammes, les tendances des greisens, enracinées dans des compositions riches en quartz, s'orientent vers un enrichissement en Li-micas. **C.** Diagramme FeO vs F wt%. Les greisens sont caractérisés par une corrélation positive entre le fer et le fluor.

3.2 La greisenisation dans la coupole de Tin Amzi

Les analyses de la coupole cachée de Tin Amzi, présentées sur la figure 15, montrent une tendance oblique par rapport à la tendance magmatique. Cette tendance est associée à des compositions de zinnwaldite et correspond à la transition vers le greisen riche en mica situé dans la partie apicale de la coupole. Cette tendance diffère clairement des autres tendances du greisen.

4 Calculs du bilan de masse

Les calculs permettent de mieux comprendre les processus géochimiques et de déduire la composition des fluides à partir des compositions minéralogiques des greisens. Les résultats des calculs de bilan de masse seront discutés dans le chapitre V "synthèses et discussion", afin de contribuer à une meilleure interprétation des éléments finaux des fluides hydrothermaux impliqués dans la formation des greisens.

Pour étudier le bilan chimique du processus de greisenisation, les roches transformées (greisens) sont normalisées par rapport à la composition supposée de leur précurseur. Cette composition est obtenue en faisant la moyenne des analyses de la famille de roches hôtes. Cependant, seuls quelques éléments en traces (Rb, Ba, Sr, V, Cr, Ni, Co, Cu) sont disponibles dans la base de données, et malheureusement, les analyses de W, Sn ou Be sont rares.

4.1 Greisens de Quartz-topaz±mica

Un bilan chimique est réalisé pour le greisen quartz-topaze dans le microgranite de Tin Amzi/El Karoussa et le granite de Hanana, tous de type albite-topaze (AT), en utilisant des données disponibles pour une série d'échantillons avec des teneurs en mica croissantes. Cela est illustré dans la figure 17-A, B. Dans les deux cas, les éléments sont classés par ordre décroissant d'enrichissement dans les greisens moins micacés, et l'équilibre chimique est similaire. Pour ces greisens pauvres en micas, seuls quelques éléments majeurs sont systématiquement appauvris, notamment Al, K et Na, tandis que les autres sont enrichis. Cependant, le comportement de Mn et de Ca est erratique « instable ».

Les enrichissements les plus remarquables sont observés pour F, Li, Si, Ti, Fe et Mg. Parmi les éléments mineurs et traces, le comportement de Ba et Sr est erratique, tandis que Rb est systématiquement appauvri. V, Cr, Cu, Ni et Co sont variablement enrichis, tout comme W et Sn. Dans les greisens riches en micas, certains enrichissements ou appauvrissements élémentaires observés dans les greisens à quartz-topaze semblent se poursuivre, mais il y a des exceptions notables. Par exemple, K, Mn, Ba, Rb et Sr augmentent systématiquement, alors que F et Ca sont maintenant toujours appauvris. En revanche, l'aluminium est beaucoup moins mobile, étant modérément soit augmenté, soit appauvri. On observe également un changement radical dans l'ordre des enrichissements relatifs. Ce comportement contrasté est mis en évidence lorsque l'on normalise les greisens riches en mica

par rapport aux greisens riches en topaze, comme illustré dans la figure 17-C, D. Il ressort que dans les variétés riches en mica, Si, F et Ca sont systématiquement appauvris, tandis que K, Rb et Sr figurent désormais parmi les éléments les plus fortement enrichis.

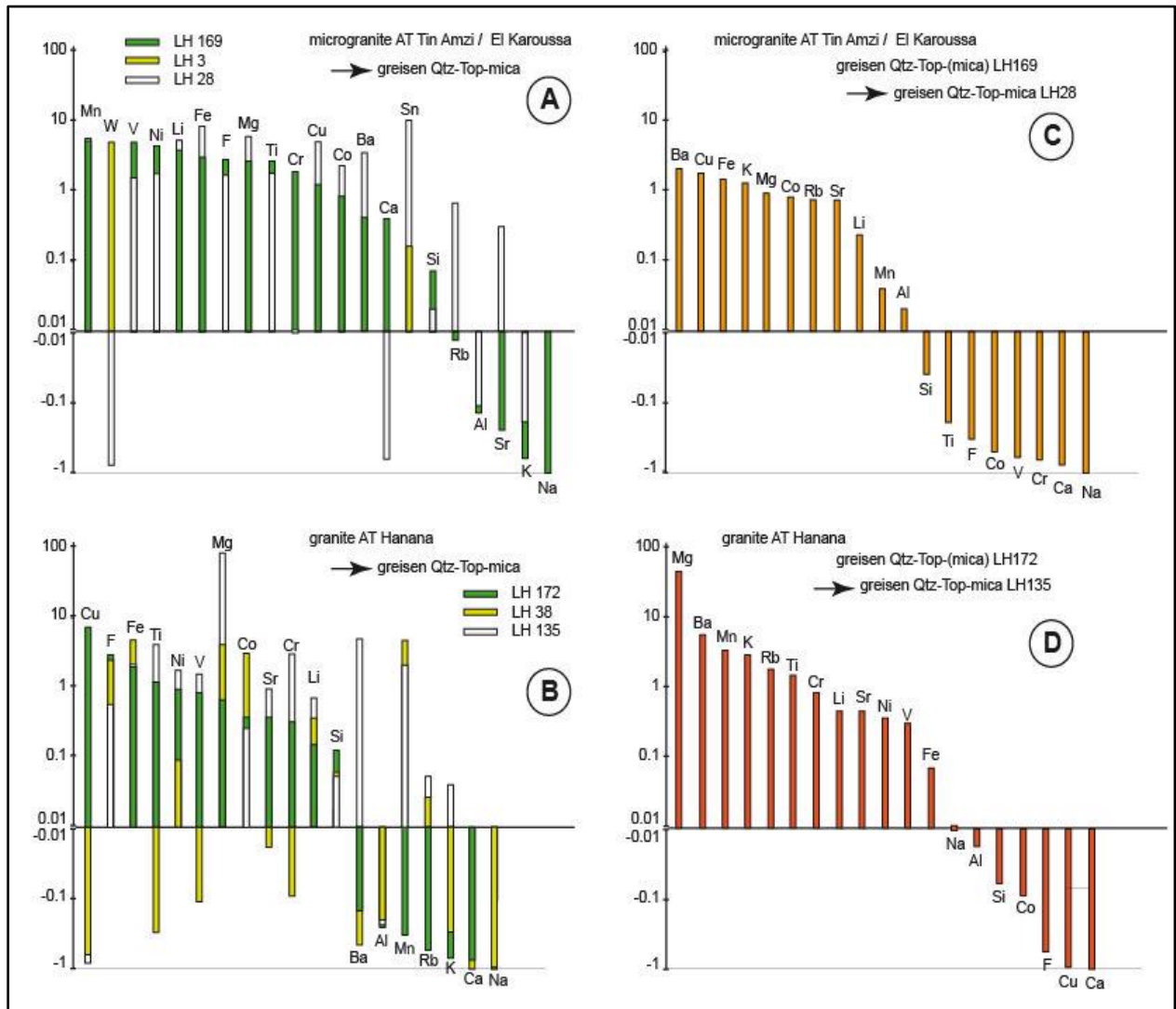


Figure 17 : Présentation du bilan chimique des greisens à quartz-topaz±mica.

A et C, greisens dans les dykes de microgranite de Tin Amzi/El Karoussa "AT" ; **B et D**, greisens dans le granite de Hanana "AT".

A. Contraste entre des greisens riches en topaze (LH169, LH3) et riches en mica (LH28) et le précurseur moyen de microgranite. **B.** Comparaison d'une séquence de greisens de plus en plus riches en mica (LH172 à LH38 à LH135) avec le précurseur moyen du granite de Hanana.

C. Comparaison d'un greisen riche en mica (LH28) avec un précurseur hypothétique riche en topaze (LH169). **D.** Contraste entre un greisen riche en mica (LH135) et un précurseur hypothétique riche en topaze (LH172).

4.2 Greisens de Quartz-mica

Trois exemples spécifiques sont étudiés et évalués :

Ces occurrences sont examinées pour déterminer les variations chimiques dans les greisens par rapport à leurs précurseurs. Le but est de comprendre les processus géologiques qui ont conduit à la formation des greisens.

- (i) Les greisens riches en quartz + mica \pm topaze \pm fluorine des dykes de microgranite de Tin Amzi/El Karoussa et d'Aléméda de type AT présentent le même comportement contrasté en fonction de l'abondance de mica que pour les greisens quartz-topaze (Figure. 18-A). Effectivement, dans les greisens riches en quartz, l'enrichissement en Si, Ti, Fe, Mn et Ba est systématique, tandis que l'appauvrissement en Al et Na est également constant. La présence ou l'absence de fluorine contrôle l'abondance de Ca et F dans ces greisens. En ce qui concerne les éléments K, Rb, Li, Sr et Mg, leur comportement est soit d'augmentation, soit de diminution. Dans les greisens riches en micas, l'augmentation de ces éléments est manifestement liée à la présence de micas secondaires. Les éléments V, Cr, V, Ni, Co et Cu sont systématiquement enrichis, tandis que les données limitées disponibles montrent que Sn est également enrichi et que W est appauvri. En revanche, dans les greisens riches en mica, Al, K, Rb, F, Li, Sr et Mg sont systématiquement enrichis, tandis que Si est appauvri. Fe et Mn sont enrichis de la même manière que dans les greisens riches en quartz. Ce comportement contrasté peut être observé en normalisant les greisens riches en mica aux greisens pauvres en mica (Figure. 18-B). En particulier, cela montre que V, Cr, Ni, Co et Cu sont soit appauvris, soit beaucoup moins enrichis que dans les greisens riches en quartz.

(ii)

D'un autre côté, les greisens quartz-mica \pm fluorite qui se sont formés à partir du granite à biotite d'In Tounine ont un comportement très similaire à celui des greisens quartz-topaze (Figure. 18-C), à l'exception notable de l'appauvrissement en Mg observé ici. Cela pourrait être dû à la présence d'une grande quantité de biotite dans le granite d'In Tounine, qui est relativement riche en Mg. Si la biotite était également présente dans les greisens d'In Tounine, l'enrichissement en Mg observé dans les greisens de granite AT (qui est lié à une très faible teneur en Mg

dans le protolithe) est masqué par l'appauvrissement important dû à la destruction de la biotite.

(iii)

Enfin, même si des analyses représentatives du véritable mur rocheux manquent pour les greisens riches en mica d'Aléméda, un bilan de masse est tout de même tenté en utilisant les analyses du granite syn-kinématique HKCA Anfeg (Acef et al. 2003) en tant que proxy, car les "granito-gneiss" ne sont rien d'autre que des granites syn-kinématiques. Les analyses actuelles des greisens d'Aléméda révèlent une large gamme de compositions, allant des variétés riches en quartz aux variétés pauvres en quartz. Comme le montre la Figure 19-A, les greisens riches en quartz sont variablement appauvris en K (cependant presque immobile), Na, Al, Ti, Fe et Mg, Ca, Ba et Sr, contrastant avec des enrichissements en Si, Mn, Rb, Ni, Co et V (F, Li, Sn et W ne sont pas disponibles pour les analyses de l'Anfeg).

Toutefois, lorsqu'on observe une augmentation de la teneur en mica, on constate généralement dans la Figure. 19-A un changement de tendance, à l'exception notable de Rb et Mn. Pour quantifier cet effet, il est possible de comparer les membres fins riches en quartz et les membres fins pauvres en quartz (avec la possibilité de comparer les teneurs en F, Li, Sn et W). En examinant la Figure. 19-B, on constate que le schéma obtenu est très similaire à celui observé dans les greisens de microgranite AT, en ce qui concerne l'enrichissement en mica (il est possible de comparer les Figures. 18-B et 19-B).

Il semble donc qu'il y ait des différences significatives dans le comportement des éléments entre les greisens riches en quartz et ceux riches en mica, avec des enrichissements différents pour certains éléments en fonction de la présence ou de l'absence de mica. Les enrichissements en V, Cr, Ni, Co et Cu sont donc moins marqués dans les greisens riches en mica que dans les greisens riches en quartz.

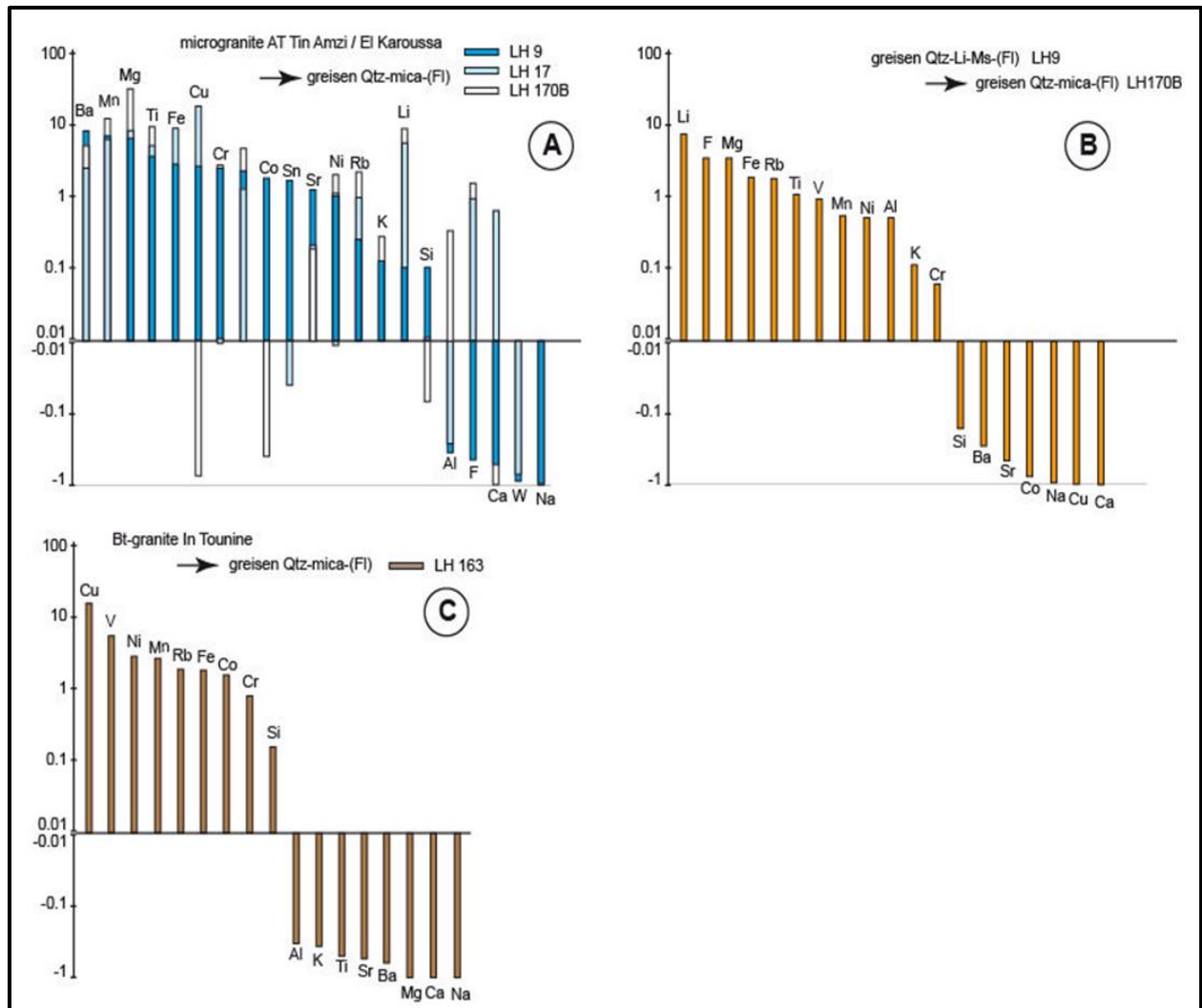


Figure 18 : Montre le bilan de masse chimique pour les greisens à quartz-mica \pm topaze \pm fluorine dans trois occurrences différentes de roches à Tin Amzi/El Karoussa AT et In Tounine.

A et B présentent des greisens dans le microgranite de Tin Amzi/El Karoussa AT.

Dans A, une séquence de greisens de plus en plus riches en mica (LH9 à LH17 à LH170B) est contrastée avec le précurseur moyen du microgranite.

Dans B, montre un greisen riche en micas (LH28) est comparé à un précurseur hypothétique pauvre en micas (LH9).

Dans C, montre des greisens à quartz-mica dans le granite à biotite d'In Tounine.

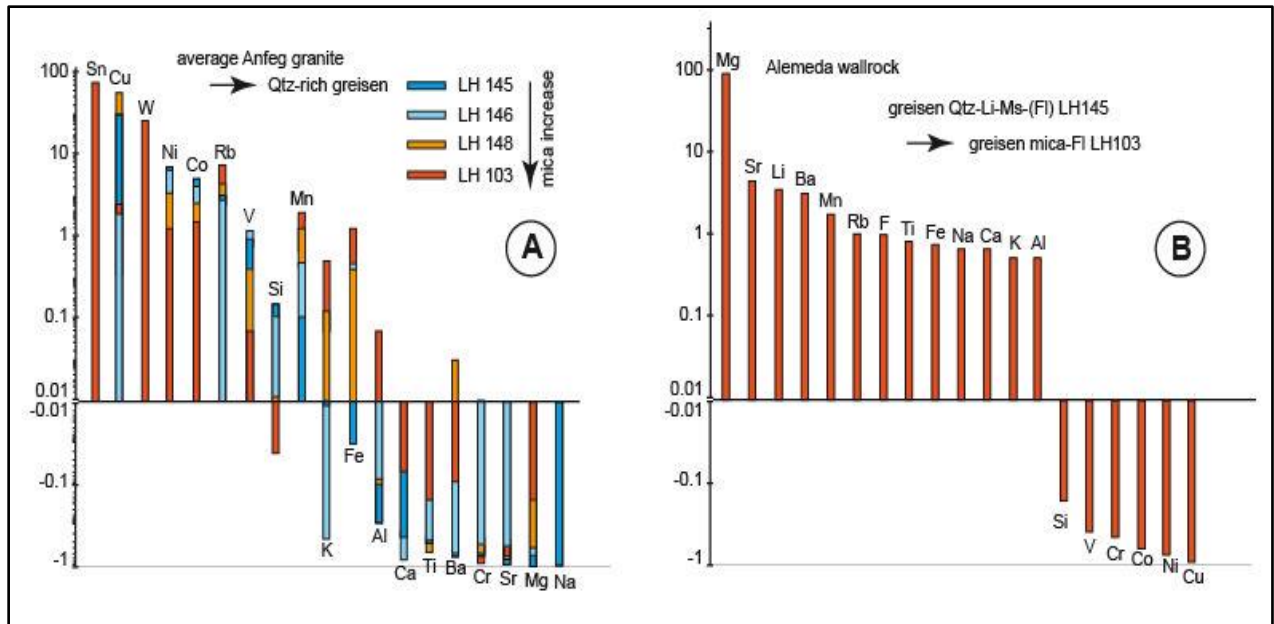


Figure 19 : Présente un bilan de masse chimique pour les greisens riches en mica du "granito-gneiss" d'Aléméda (en utilisant le granite HKCA syn-kinématique d'Anfeg comme substitut du "granito-gneiss").

A. on observe un contraste entre une séquence de greisens de plus en plus riches en mica et un granite d'Anfeg moyenné ; les éléments sont classés par rapport au greisen LH145 riche en quartz. **B.** on observe un contraste entre un geisen riche en mica (LH103), considéré comme un membre final, et un greisen à mica riche en quartz (LH145), considéré comme un précurseur.

5 Coupole altérée de Tin Amzi

La **Figure 20** illustre une comparaison entre le faciès apical du granite à topaze-protolithionite et la partie inférieure de la coupole cachée de ce granite. Le schéma d'enrichissement/d'appauvrissement dans cette zone est remarquablement similaire à celui observé dans les greisens quartz-mica riches en mica et pauvres en mica (Fig. 18-B et 19-B). Toutefois, il convient de noter que le comportement du Ti et du Mg diffère considérablement, car ces éléments sont immobiles dans la coupole de Tin Amzi. En outre, certains éléments qui n'ont pas (ou rarement) été analysés dans les greisens, tels que Sn, W, Zn, Y et Ga, montrent un enrichissement dans le faciès apical.

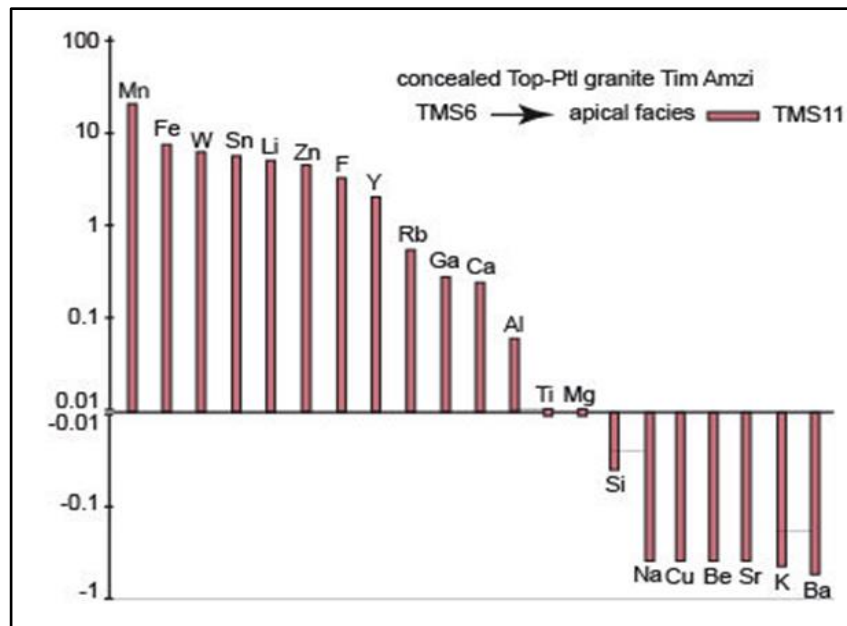


Figure 20 : Montre le bilan de masse chimique de la greisénisation de la coupole cachée de Tin Amzi en granite à albite-topaze-protolithionite : en comparant le faciès apical greisé (TMS11) au faciès inférieur (TMS6). On peut observer une augmentation significative de la teneur en Fe, Mn, Li, Rb, Ca, Sn, W, F, U, Y, et Ga, Al dans le faciès apical greisé par rapport au faciès inférieur, tandis que la teneur en Na, Cu, Be, Sr, K, Ba, et Si diminue.

6 Conclusion

Plusieurs types de greisens ont été étudiés, notamment les greisens quartz-topaze, les greisens quartz-mica±fluorite et les greisens riches en mica.

Dans les greisens quartz-topaze, on observe des enrichissements remarquables pour des éléments tels que F, Li, Si, Ti, Fe et Mg. Certains éléments mineurs et traces, tels que V, Cr, Ni, Co, Cu, W et Sn, s'enrichissent également. En revanche, des éléments tels que Ba, Sr et Rb présentent un comportement erratique.

Dans les greisens riches en mica, Al, K, Rb, F, Li, Sr et Mg s'enrichissent systématiquement, tandis que Si s'appauvrit. Les éléments Fe et Mn montrent des enrichissements similaires à ceux des greisens riches en quartz.

La comparaison entre les greisens riches en quartz et ceux riches en mica révèle des différences significatives dans le comportement des éléments. Certains éléments, tels que V, Cr, Ni, Co et Cu, s'enrichissent moins dans les greisens riches en mica que dans les greisens riches en quartz.

Des comparaisons sont également faites avec d'autres types de roches, comme le granite à biotite d'In Tounine, où l'on observe des similitudes avec les greisens quartz-topaze, à l'exception notable de l'appauvrissement en Mg dans les greisens à biotite.

Enfin, l'analyse de la greisenisation de la coupole cachée de Tin Amzi en granite à albite-topaze-protolithionite révèle une augmentation significative de la teneur en Fe, Mn, Li, Rb, Ca, Sn, W, F, U, Y et Ga, Al dans le faciès apical greisé par rapport au faciès inférieur, tandis que la teneur en Na, Cu, Be, Sr, K, Ba et Si diminue.

En résumé, l'étude des greisens et de leur bilan chimique permet de mieux comprendre les processus géochimiques impliqués dans leur formation. Les résultats mettent en évidence des variations significatives dans le comportement des éléments en fonction de la présence ou de l'absence de mica, ainsi que des similitudes et des différences avec d'autres types de roches. Ces informations contribuent à une meilleure interprétation des mécanismes de formation des greisens et de l'évolution des fluides hydrothermaux associés.

Chapitre IV

Cristallochimie des Micas

1 Introduction

Les micas lithinifères sont parmi les phases minérales hydro-silicatées les plus abondantes dans les roches granitiques à métaux rares utilisés comme indicateurs de l'évolution post- magmatique au sein des séries peralumineuses (Tischendorff et al. 1997 ; Henderson et Martin, 1989 ; Marchal et al. 2014 ; Neiva, 2013 ; Legros et al., 2016). Ces micas sont les minéraux les plus sensibles aux variations chimiques de leur milieu de croissance. En contact avec les fluides hydrothermaux, les micas s'équilibrent avec ces fluides (Van Lichtervelde et al., 2008; Petřík et al., 2014) et en raison de leur structure cristalline en feuillets, ils concentrent certains éléments chimiques tels que (Li, F et Rb) dans leur structure cristalline (Xie et al., 2015; Li et al., 2015). Leur composition variable est un indicateur utile de l'évolution de la greisenisation.

La greisenisation est un processus hydrothermal qui implique l'altération de roches riches en étain, formant des dépôts minéraux connus sous le nom de greisens. Les variations de composition des micas lithinifères dans ces greisens fournissent des informations sur les conditions géochimiques, notamment la concentration en éléments chimiques tels que le Li, le F et le Rb, ainsi que sur les variations de température et de composition des fluides hydrothermaux au cours de ce processus de greisenisation.

2 Formule structurale générale des micas

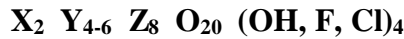
Les micas sont des minéraux qui ont une structure cristalline en feuillets. Cette structure est constituée de couches de tétraèdres de silicium-oxygène reliées entre elles par des ions métalliques. Les ions métalliques les plus courants dans les micas sont l'aluminium, le magnésium et le fer. Les couches tétraédriques sont alternées avec des couches octaédriques de cations métalliques et d'ions hydroxyde. Cette structure en feuillets donne aux micas leurs propriétés physiques caractéristiques, notamment leur clivage parfait en feuillets minces et flexibles

Cette structure est constituée de trois types de couches :

- La première est une couche de cations de coordination octaédrique (appelée site Y) où les ions OH-, F- et Cl- peuvent participer à leur constitution.
- La deuxième est composée de deux couches situées de part et d'autre de la couche octaédrique. Ces deux couches sont constituées de tétraèdres de silicium-oxygène (Si, Al)O₄ juxtaposés (appelée site Z).

- La troisième couche est une couche interfoliaire, située entre les plans passant par la base des tétraèdres de silicium-oxygène (Si, Al)O₄ de deux feuilletts consécutifs (appelée site X).

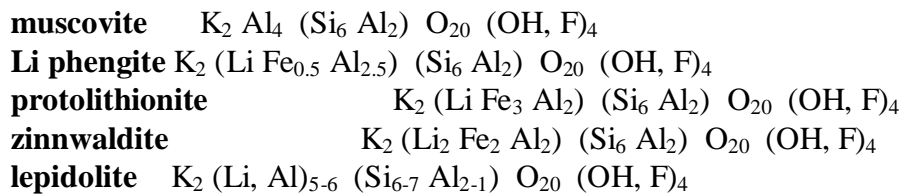
Leur formule générale peut s'écrire :



Avec : $\mathbf{X} = \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ca}^+, \text{Rb}^+, \text{Cs}^+$ $\mathbf{Y} = \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}^+, \dots$
 $\mathbf{Z} = \text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+}, \text{Tl}^{4+}$

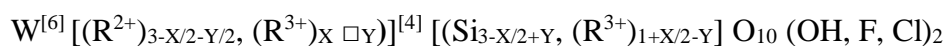
Les micas dioctaédriques, tels que la muscovite pure, présentent 4 ions dans le site Y, tandis que les micas trioctaédriques, comme la biotite pure, en ont 6.

Dans cette thèse, nous aborderons les phases intermédiaires de micas qui se caractérisent par une transition des micas dioctaédriques vers les micas trioctaédriques à mesure que les teneurs en Li et en F augmentent. Les formules idéales des phases étudiées seront les suivantes :



Les compositions chimiques des micas sont très variables, et sont souvent décrites en termes de solutions solides, se traduisant par une structure très complexe. Les micas qui cristallisent dans le système monoclinique, appartiennent à la classe des phyllosilicates dits T.O.T. (Tétraèdre – Octaèdre - Tétraèdre). Les formules structurales d'un mica tri -octaédrique, de type phlogopite $\text{K Mg}_3 (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ et d'un mica di-octaédrique, de type muscovite $\text{K} (\text{Al}_2 \square) (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, dérivent de celle du talc $\text{Mg}_3 \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, et de la pyrrophyllite $(\text{Al}_2 \square) \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$. (\square représente un site octaédrique vacant).

La formule structurale d'un mica, (calculée sur la base de 11 oxygènes) s'écrit en général sous la forme suivante :



W : cations inter-foliaires (généralement K^+, Na^+ et Ca^{2+} ; rarement Ba, Rb, Cs, NH_4 , ou H_3O)

[6] et [4] : coordinances octaédriques et tétraédriques

(R²⁺) (R³⁺) : cations en positions octaédriques (Mg²⁺, Fe²⁺, Al³⁺, Fe³⁺ ; on peut trouver aussi des cations de taille moyenne tels que : Li, V, Co, Ti⁴⁺, Cr³⁺, Ni²⁺, Cu²⁺, Zn²⁺ ou de taille plus grande tel que, Mn²⁺).

(R³⁺) : cations en position tétraédrique (Al³⁺ ou Fe³⁺ "rarement Be²⁺").

X : substitution de type Al-Tchermak

Y : substitution impliquant un constituant di-octaédrique tétra-silicique

2.1 Les différents types de substitutions :

Les mécanismes de substitution dans les micas peuvent être classés en quatre catégories :

1. substitutions de Si⁴⁺ en position tétraédriques par R³⁺ (Al, Fe³⁺) ou R²⁺ (Be) ;
2. substitution de R⁺ ou R²⁺ par R²⁺ ou R³⁺ en position octaédrique ;
3. sites vacants en position octaédrique ;
4. substitutions en position inter-foliaire.

2.2 Classification des micas :

Plusieurs auteurs tentent de classer les micas en se basant sur divers critères :

- remplissage des sites octaédriques (Foster, 1960) ;
- micas lithiques et micas ferromagnésiens (Rieder, 1970) ;
- pôles tétraédriques occupés par Mg ; Fe²⁺ + Mn ; Li - Mg et Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti (Gottesmann et Tischendorf, 1997) ;
- pôles tétraédriques occupés par M²⁺ (Fe²⁺+Mn²⁺+Mg²⁺) ; Al (Al^{VI}+Al^{IV}) ; Li et Si ;
- proportions en constituants du type phlogopite (paramètre, "Mg - Li") et polyolithionite (paramètre, "FeO_{tot.} + Mn + Ti + Al^{VI}") (Tischendorf et *al.* 1997) ; cette dernière présente plusieurs avantages. En effet, elle permet la distinction des micas (aussi bien lithiques que dépourvus de lithium) en les représentants dans un diagramme binaire. Dans cette classification quatre domaines sont définis :
 - le domaine des micas ferromagnésien ;
 - le domaine des micas alumineux et magnésiens ;
 - le domaine des micas ferreux et lithinifères ;
 - le domaine des micas alumineux et lithinifères.

2.3 Les solutions solides dans les micas :

L'étendue et l'interprétation des solutions solides entre micas di-octaédriques et micas tri-octaédriques est basé principalement sur l'hydrogène du groupement OH. Dans les micas tri-octaédriques, OH qui est en position perpendiculaire au plan (001), se trouve très éloigné des oxygènes des tétraèdres, et de ce fait ne subit pas leur influence ; par conséquent l'environnement tétraédrique et octaédrique de l'hydroxyle peut être fortement modifié sans pour autant déstabiliser la structure cristalline du mica.

Dans les micas, le nombre de charges cationiques est variable. Dans les micas tri-octaédriques, ce nombre varie entre 5 et 8, (Robert & al. 1989), alors que dans les micas di-octaédriques, il varie entre 4 et 6 (Monier et Robert, 1986).

2.4 Cas des micas lithinifères

En raison de leur intérêt économique, ces micas, et en particulier, les lépidolites ont attiré l'attention de plusieurs auteurs. En effet, elles ont une grande capacité de fixation des éléments en traces tels que Li, Be, F, Rb et Cs. Ces micas, très fréquents dans les granites et pegmatites très évolués, appartiennent au système pseudo-ternaire : Zinnwaldite K [Al (Fe²⁺, Mg²⁺, Li) (Si₃ Al) O₁₀ (OH, F)₂ - Trilithionite K (Al_{1.5} Li_{1.5}) (Si₃ Al) O₁₀ (OH, F)₂ - Polyolithionite K (Li₂ Al) Si₄ O₁₀ (OH, F)₂. La stabilité, l'étendu des solutions solides ainsi que les mécanismes qui contrôlent leur enrichissement en éléments traces ont fait l'objet de plusieurs études :

- dans le système polyolithionite - muscovite - trilithionite (Munoz, 1971) ;
- solutions solides des lépidolites dans la série polyolithionite - sidérophylite (Rieder, 1971);
- solutions solides teaniolite - mica tétrasilicique-Mg (Robert, 1981) ;
- solutions solides tri-octaédriques appartenant aux joints phlogopite - trilithionite ; phlogopite - polyolithionite ; phlogopite - teaniolite (Robert et Volfinger, 1979) ;
- rôle de Li et F dans la fermeture de la lacune de miscibilité entre solution solides des micas tri-octaédriques (biotite) et des micas di-octaédriques (muscovite). Dans les systèmes (Si/Al = 3) ; zinnwaldite - annite et zinnwaldite - phlogopite ainsi que zinnwaldite - muscovite

- trilithionite, (Monier, 1986) a mis en évidence une solution solide continue tri-octaédrique - di-octaédrique pour 0.6 Li par unité de formule (sur la base de 11 O et un rapport F/Li \geq 1).

2.5 Le lithium et le fluor dans les micas :

2.5.1 Le lithium

Le lithium occupe préférentiellement les sites hexacoordonnés ; mais peut se trouver dans les couches octaédriques (surtout dans les lépidolites). Des travaux expérimentaux (Robert et al. 1983), menés sur des micas-K tri-octaédriques en réaction avec des solutions de Li Cl, ont montré que le lithium peut être fixé dans l'espace inter-foliaire (échange ionique $\text{Li}^+ \Leftrightarrow \text{K}^+$). Ainsi, dans le cas de la zinnwaldite et la trilithionite, le lithium peut s'insérer dans les deux sites (inter-foliaire et octaédrique). Cette double fixation a été observée dans la muscovite, provoquant ainsi la disparition du caractère di-octaédrique du mica par l'insertion de Li en position octaédrique.

Parmi les conséquences de la position du lithium en site octaédrique, on note :

- la perte progressive du caractère di-octaédrique et la création d'un environnement tri-octaédrique autour du groupement hydroxyle ;
- la fermeture progressive de la lacune de miscibilité entre solutions solides des muscovites et solutions solides des biotites (Monier et Robert, 1986c). la fermeture devient totale (dans le système ferreux ou magnésien) à 600°C, $\text{PH}_2\text{O} = 2$ Kbar, pour 0.6 Li par unité de formule. Au-delà de cette teneur, les micas évoluent vers des compositions lépidolitiques de plus en plus riches en lithium, jusqu'au pôle polyolithionite, en passant par des compositions de type zinnwaldite et trilithionite.

2.5.2 Le fluor

Dans les micas, le fluor est réputé comme étant un élément stabilisateur. Le remplacement de OH^- par F^- qui est inégale selon la nature du mica (tri- ou di-octaédrique) n'est pas une simple substitution d'un ion par un autre de même taille, car elle entraîne d'une part :

- la disparition des interactions répulsives entre le proton H^+ de l'hydroxyle et le cation compensateur de l'espace inter-foliaire et d'autre part ;
- la compaction de l'espace inter-foliaire dans les micas tri-octaédrique et par conséquent de la structure induisant une modification dans le mica qui devient cassant.

L'étendue de ce remplacement peut être totale dans les phlogopites et n'est que partielle dans les micas de type muscovite. En effet des phlogopites-F (pôle fluoré) ont été obtenues en condition hydrothermales (Yoder et Eugster, 1954 ; Robert, 1981 ; Munoz, 1984 et Monier, 1985), alors que le pôle muscovite fluorée n'a jamais pu être synthétisé.

Dans les milieux naturels, la distribution du fluor (comme pour le lithium) se fait toujours en faveur des micas tri-octaédriques. Rieder (1971) et Monier (1987), ont montré que pour des compositions fortement enrichies en F et Li, un seul mica cristallise : il s'agit de la zinnwaldite; quand le milieu s'enrichit en lithium, on cristallise la trilitionite puis la polyolithionite.

2.5.3 Corrélation Li/F

La corrélation entre le fluor et le lithium dans les micas des granites évolués a été invoquée par plusieurs auteurs (Monier, 1986 ; Bouabssa 1987 ; Charoy, 1995 ; Tischendorf et al. 1997 ; Belkasmi et al. 2000). Ces deux éléments montrent une nette corrélation positive, ce qui permet une bonne estimation du lithium à partir d'une analyse de fluor des micas à la microsonde électronique. Cette corrélation peut être expliquée par l'enrichissement de ces deux éléments avec l'évolution granitique et leur préférence à être fixés dans les mêmes environnements (micas tri-octaédriques). Toutefois, le caractère tri-octaédrique est un facteur nécessaire mais pas suffisant. En effet des micas di-siliciques à forte teneur tétra-coordonnée, montre que le fluor n'est pas incorporé dans la structure malgré la présence du lithium dans l'octaèdre. C'est le cas de l'éphésite $[Na (Al_2 Li) (Si_2 Al_2) O_{10} (OH)_2]$ par exemple qui est un mica tri-octaédrique lithique mais sans fluor (Robert et al., 1993). Par contre tous les pôles lépidolitiques tri-siliciques (zinnwaldite et trilitionite) et tétra-siliciques (teaniolite et polyolithionite) ne sont stables que dans des environnements partiellement ou totalement fluorés.

3 Pétrographie des micas

3.1 Présence de micas hérités dans les greisens

La structure typique des greisens consiste en des roches contenant du mica et d'autres minéraux. Les paillettes de micas présentes dans les greisens sont généralement grandes et adoptent une forme subhédérale, avec une alternance de couches claires et sombres. On observe parfois la présence de réseaux de micas secondaires traversant ces paillettes. (Voir figure 13 - chapitre 3) qui illustre cette structure. Cependant, à mesure que les greisens évoluent vers une concentration plus élevée en mica, il arrive souvent que les micas précoces soient résorbés, c'est-à-dire dissous ou réabsorbés dans la roche. (La figure 13-F - chapitre 3) présente un exemple de ce processus de résorption des micas précoces.

Cela se manifeste par une variété de caractéristiques de patching zoning observées dans l'imagerie SEM-BSE, comme le montre la figure 21. En général, les micas précoces brillants montrent des signes de corrosion par une phase plus sombre, principalement à partir de l'extérieur, comme illustré dans la figure 21-C, mettant en évidence le développement du mica secondaire. Dans plusieurs cas, une phase encore plus sombre se superpose nettement aux deux phases précédentes, comme le montrent les figures 21-A et 21-C.

Pendant cette étape tardive, il est probable qu'un assemblage primaire de phosphates et de terres rares (composé d'un noyau de xénotime et d'un bord de monazite) se transforme en un assemblage d'oxyde de fer et de muscovite, comme illustré dans la figure 21-B. Une caractéristique de zonage moins courante peut être observée dans un greisen de quartz-protolithionite-topaze à Tin Amzi (voir Figure. 10-D à F - chapitre 3), où des agrégats en forme de veines de mica secondaire sont repérés dans les images SEM-BSE par des taches plus brillantes de mica primitif (Figure. 21-E). Il est intéressant de noter que la bordure de mica d'une veine de quartz-topaz-wolframite dans le même greisen présente un schéma de zonage similaire (Fig. 21-F).

Ces micas précoces dans les greisens sont probablement des vestiges des assemblages magmatiques : ils se comparent favorablement aux micas magmatiques vierges dans les dykes de microgranite de Tin Amzi/El Karoussa, qui présentent des caractéristiques de patching zoning similaires (Fig. 21-D).

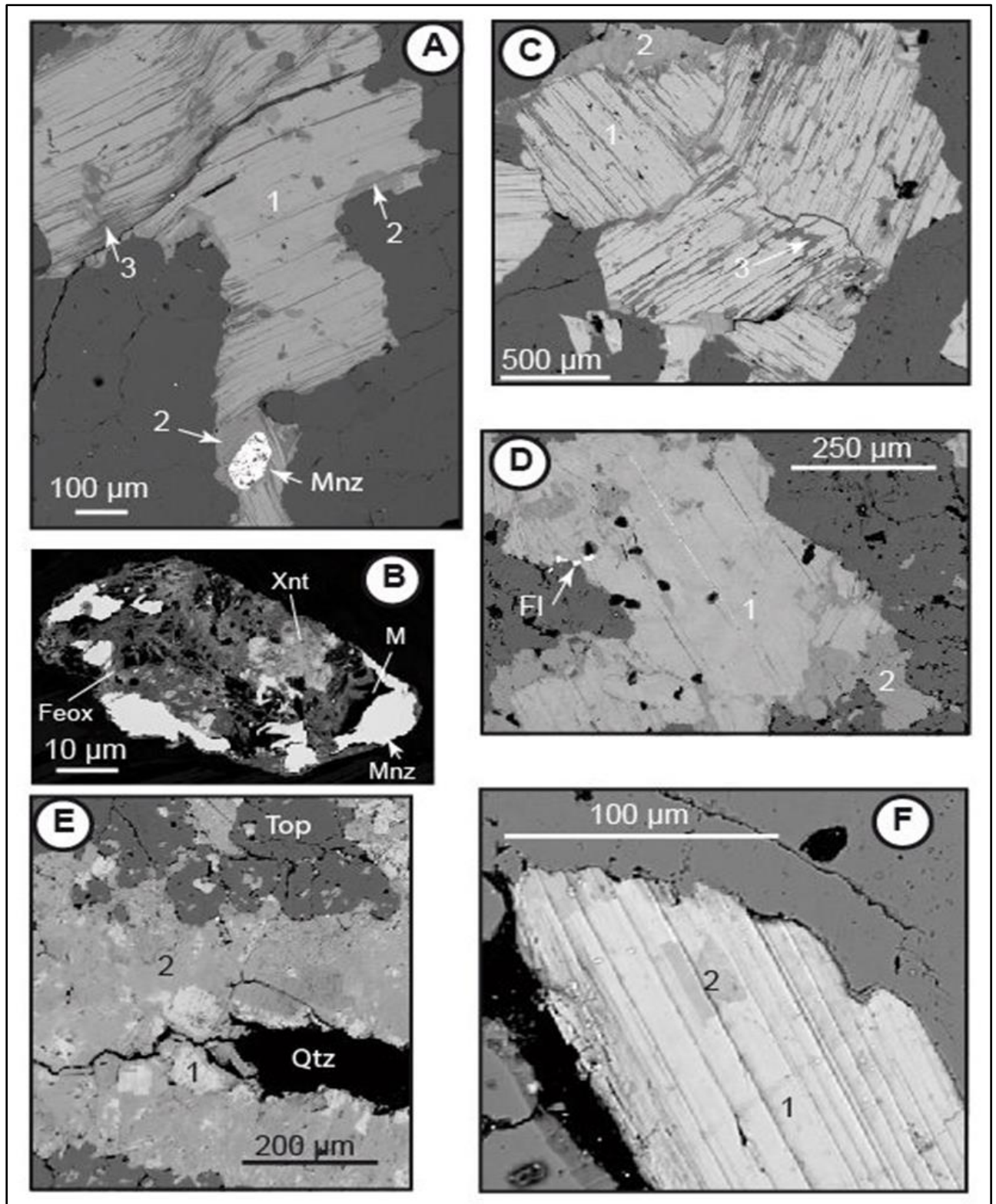


Figure 21 : Micas provenant des granites et des greisens.

Photo A : Mica du greisen de Hanana (échantillon LH135a, SEM-BSE). Trois générations successives (1, 2, 3) sont clairement visibles ; notez la grande inclusion de "monazite" (Mnz).

Photo B : La "monazite" de A apparaît comme zonée et altérée : un cristal vierge, avec un grand noyau de xénotime (Xnt) et un bord de monazite (Mnz), a été dissous à l'intérieur et remplacé par un assemblage d'oxyde de fer (Feox)-mica (M, une illite) (MEB-BSE).

Photo C : Mica dans un greisen topaze-quartz de Tin Amzi (échantillon LH176) ; trois générations (1, 2, 3) sont visibles (EPMA-BSE).

Photo D : Mica du microgranite à topaze d'El Karoussa (échantillon LH36) ; le mica vierge (1) est altéré par une phase (2) qui s'étend dans la matrice du microgranite ; notez les petites taches de fluorine (Fl) (EPMA-BSE).

Photo E : Détail de la veinule de mica dans l'échantillon LH28 du greisen de Tin Amzi; le mica vierge (1) est largement remplacé par une phase secondaire (2), qui s'étend dans la matrice, y compris la topaze corrodée (Top) (EPMA-BSE).

Photo F : Détail de la lisière de mica dans l'échantillon LH28 ; deux générations sont également visibles (1, 2) (EPMA-BSE).

4 Cristallochimie des micas

4.1 Le problème du Li

Lorsqu'on observe le diagramme Al-Si-R₂₊ de [Monier et Robert \(1986a\)](#), les micas de Tamanrasset apparaissent clairement comme appartenant à la série lithinifère (Figure 22). Cela soulève la question de l'estimation de la teneur en lithium dans ces micas. Tischendorff et al. (1997) établissent une série de régressions entre la teneur en lithium des micas et les éléments mesurables à la microsonde électronique. Ils recommandent les formules suivantes :

(1) $\text{Li}_2\text{O}^* = 0,289x(\text{SiO}_2) - 9,66$ pour les micas trioctaédriques

Et (2) $\text{Li}_2\text{O}^* = 0,395x\text{F}_1 - 3,26$ pour les micas dioctaédriques.

Les auteurs définissent la limite entre les deux groupes en fixant l'occupation octaédrique à 2,2 (calculée sur la base de 12 [O, OH]). Cependant, puisque la concentration de lithium est inconnue et que celui-ci est un cation octaédrique dans la structure du mica, il est malheureusement impossible d'utiliser la valeur limite de 2,2 pour appliquer les régressions mentionnées précédemment.

La situation est encore plus complexe pour les micas de Tamanrasset, qui ont des teneurs en FeO variant de façon continue de 0,66 à 24,07 % en poids. Ainsi, définir une valeur limite peut poser problème. Cependant, lorsque l'on trace SiO₂ en fonction de FeO (en

% en poids), on observe une corrélation linéaire entre les deux, avec une inversion de la pente à environ 6 % en poids de FeO. La corrélation est positive pour des teneurs en FeO inférieures à 6 % en poids et négative au-delà de cette valeur (Figure 23-A).

Par conséquent, il est pratique de considérer que tous les micas de notre ensemble de données ayant une teneur en FeO supérieure à 6 % en poids ($\text{FeO} > 6 \text{ wt}\%$) sont des membres du groupe trioctaédrique, et les autres ($\text{FeO} < 6 \text{ % en poids}$) comme des membres du groupe dioctaédrique. Il est intéressant de noter que la même tendance est observée lorsqu'on trace la teneur en fluor en fonction de la teneur en FeO (en % en poids), mais avec une coupure à environ 12 % en poids de FeO, suggérant une subdivision de l'ensemble des micas trioctaédriques en deux groupes (A et B) (Figure 23-B). Il est également à noter que cette classification en trois groupes est bien reflétée dans le diagramme Al-Si-R₂₊ présenté dans la Figure 22.

Ainsi, il semble envisageable d'utiliser les régressions (1) ou (2) pour estimer la teneur en Li des micas de Tamanrasset, en fonction de leur groupe structural. Toutefois, la validité de ces estimations doit être évaluée en projetant les analyses corrigées dans le triangle Al-Li-R₂₊ de Monier et Robert (1986b). Malheureusement, comme le montre la Figure 24, les résultats obtenus ne reproduisent pas correctement les tendances observées dans la Figure 22 : les résultats peuvent être acceptables pour les micas trioctaédriques, mais ils sont erronés pour les micas dioctaédriques, qui se situent à l'intérieur du fossé de miscibilité.

Il est clair que les relations de Tischendorf et al. (1997) sous-estiment la teneur en lithium, ce qui est une situation courante (par exemple, Legros et al., 2016). Cependant, en augmentant les valeurs estimées, on peut chercher un meilleur ajustement entre les deux diagrammes triangulaires. Des essais et des erreurs ont montré qu'une solution acceptable est obtenue en augmentant les estimations de Li₂O pour les micas trioctaédriques de 0,6 % en poids et celles pour les micas dioctaédriques de 2,5 % en poids (voir Figure 25), ces nouvelles estimations suggèrent que les micas de Tamanrasset sont riches en Li et F. Les teneurs corrigées en Li₂O** varient entre 1,61 % et 5,06 % en poids dans les micas trioctaédriques, et entre 2,71 % et 5,30 % en poids dans les micas dioctaédriques. Les teneurs en F sont comprises entre 0,66 % et 7,84 % en poids dans les micas trioctaédriques, et entre 0,62 % et 2,96 % en poids dans les micas dioctaédriques. Des exemples d'analyses représentatives sont présentés dans le **Tableau 3**, tandis que l'ensemble des données se trouve dans **l'annexe I et II**.

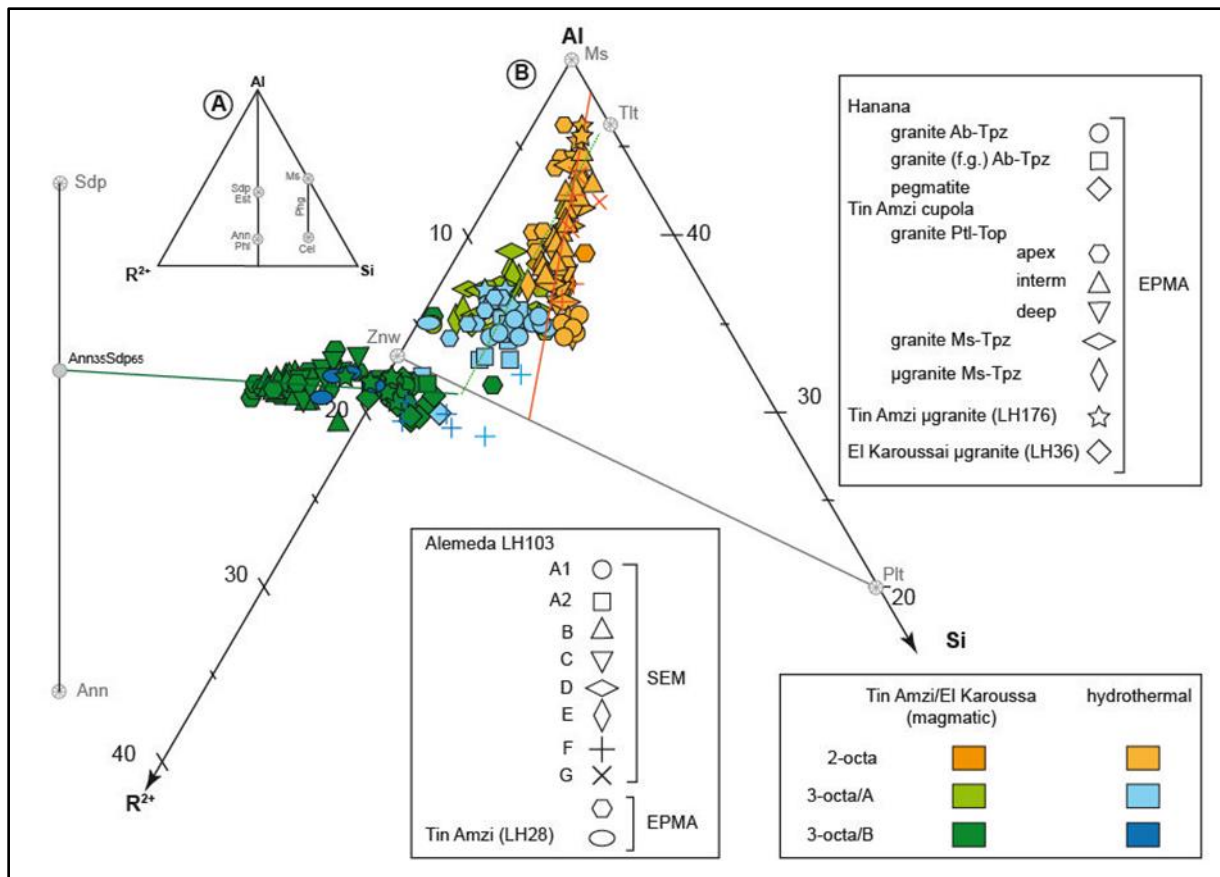


Figure 22 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Si-R₂₊ de Monier et Robert (1986a), où sont projetées les compositions Al, Si et R₂₊ (Fe²⁺+Mg²⁺) en apfu des micas.

- A.** Localisation des principales phases de micas dans le diagramme (Ann annite, Cel Celadonite, Est eastonite, Ms muscovite, Phg phengite, Phl phlogopite, Sdp siderophyllite).
- B.** Distribution des micas de Tamanrasset entre les différentes phases lithifères (coupole de Hanana et Tin Amzi : données de Kesraoui 2005). Plt protolithionite, Tlt trilithionite, Znw zinnwaldite. Attributions di- et tri-octaédriques selon les données de la figure 22. Explications dans le texte.

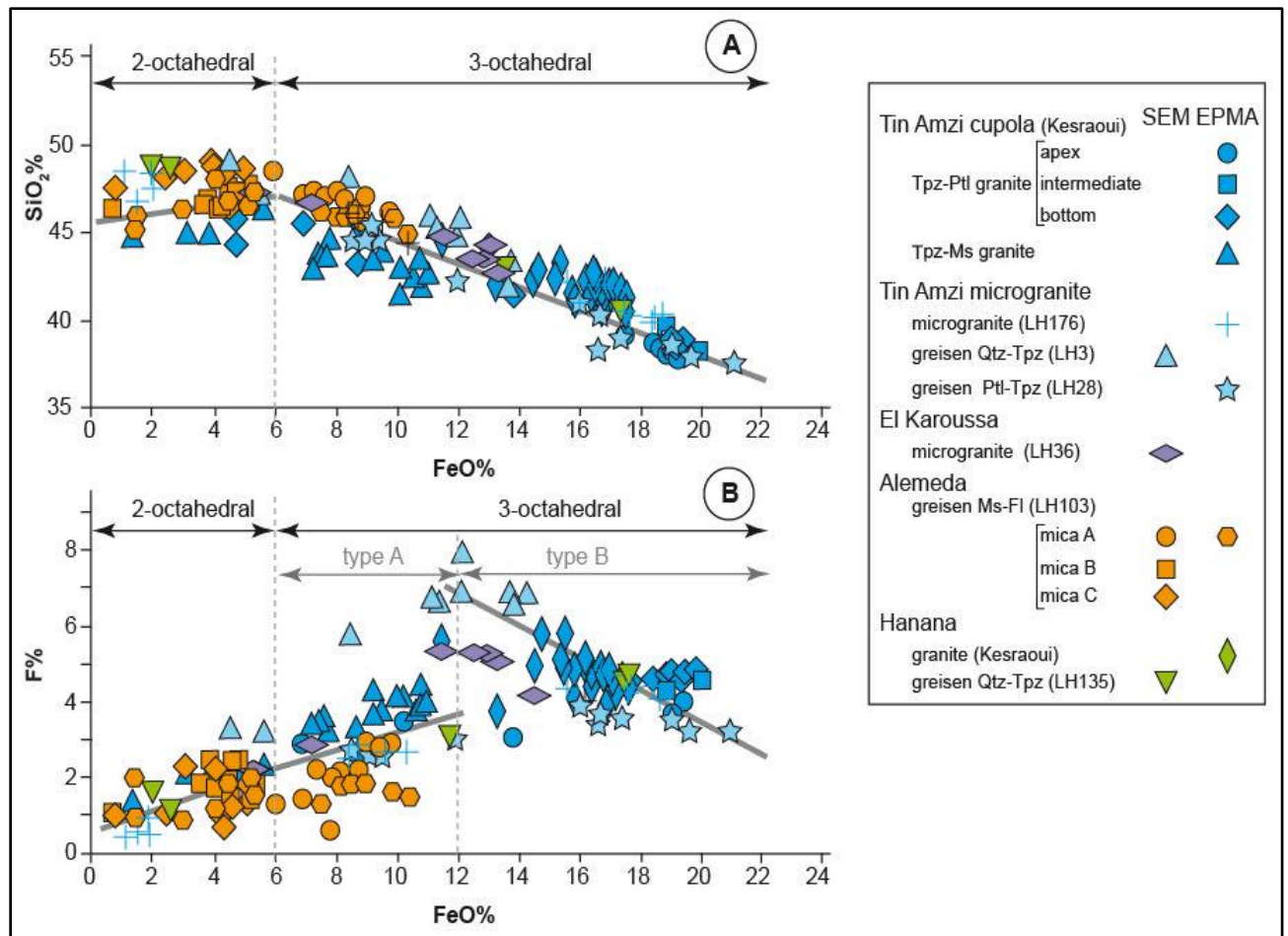


Figure 23 : Corrélations entre SiO₂, FeO et F dans les micas de Tamanrasset (coupole de Hanana et Tin Amzi : données de Kesraoui 2005).

A. Le diagramme SiO₂ vs FeO montre une inversion nette de la pente de la corrélation à ~ 6 wt% FeO, ce qui permet de définir deux groupes, liés, l'un (FeO > 6 wt%) aux micas trioctaédriques, l'autre (FeO < 6 wt%) aux di-octaédriques.

B. Dans le diagramme F vs FeO, deux ensembles de corrélations peuvent être observés de part et d'autre d'une coupure à 12 wt% FeO, permettant une subdivision supplémentaire dans le groupe trioctaédrique.

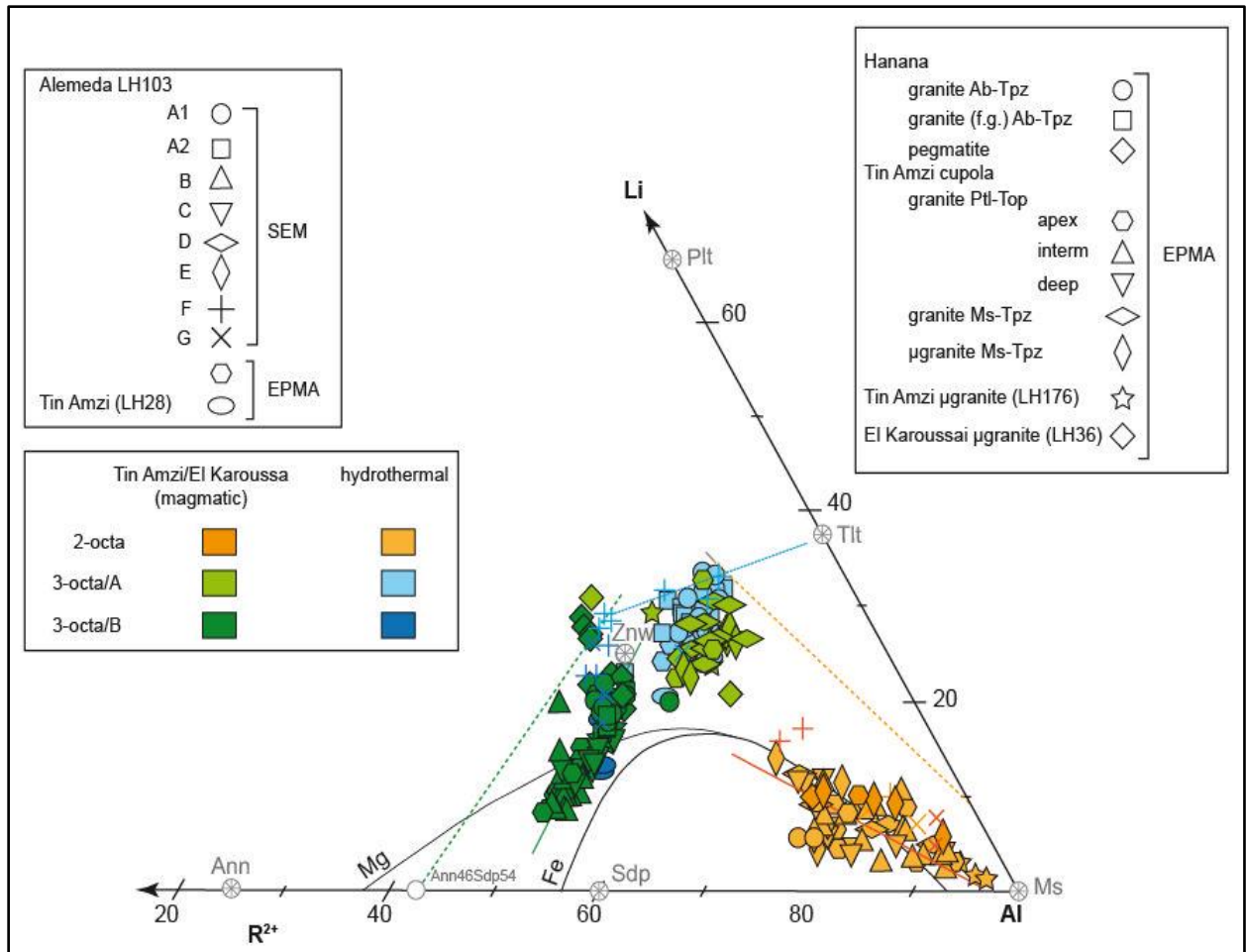


Figure 24 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Li-R₂₊ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Li et R₂₊ (Fe²⁺+Mg²⁺) en apfu des micas

Lorsque la teneur en Li₂O est estimée avec les régressions de Tischendorff et al. (1997) (voir texte). Ann annite, Plt protolithionite, Sdp siderophyllite, Tlt trilitionite, Znw zinnwaldite. On peut constater que ni les micas tri-octaédriques ni les micas di-octaédriques ne suivent les tendances attendues qui sont dérivées de la figure 22. Les écarts de miscibilité pour les membres terminaux Fe et Mg sont également indiqués et il apparaît que les micas di-octaédriques occupent l'écart de miscibilité.

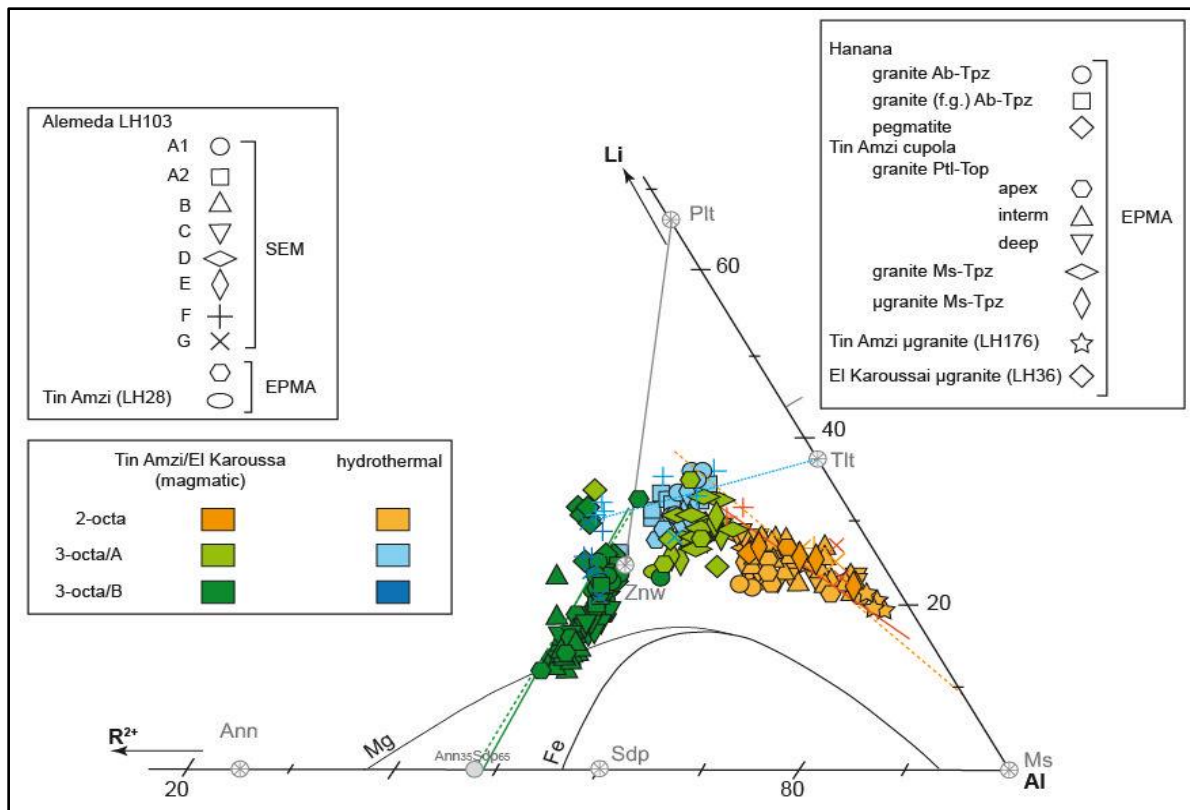


Figure 25 : Les micas de Tamanrasset dans le diagramme Al-Li-R₂₊ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Si et R₂₊ (Fe²⁺+Mg²⁺) en apfu des micas Lorsque la teneur en Li₂O est corrigée en ajoutant 0.6 ou 2.5 Li₂O wt % aux valeurs estimées par les régressions de Tischendorff , pour les micas tri- et di-octaédriques respectivement. On constate maintenant que les tendances observées et attendues de la composition des micas se superposent de manière satisfaisante.

4.2 Caractéristiques générales

En utilisant les estimations de Li disponibles, nous pouvons calculer les formules structurales et créer le diagramme (Mg-Li) vs. (Fetot + Mn + Ti- Alvi). Ce diagramme a été conçu par Tischendorff et al. (1997).

Le diagramme est un outil utile pour représenter de manière optimale le spectre des micas contenant du lithium. Il utilise deux paramètres : [Mg-Li], qui reflète les proportions des composants phlogopite et polyolithionite, et [Fetot + Mn + Ti-Alvi], qui reflète les proportions des composants annite et muscovite. Ce diagramme est non seulement utile pour classer les micas, mais également pour montrer les tendances de leur composition dans l'environnement des granites à métaux rares (Tischendorff et al., 1997).

Comme illustré dans la Figure 26, la majorité des micas trouvés dans les granites, microgranites et greisens appartiennent au groupe des protolithionites (sous-groupe

trioctaédrique B), avec quelques occurrences subordonnées de zinnwaldites (sous-groupe trioctaédrique A), ainsi qu'une variété de micas dioctaédriques à Li-Fe et de Li-muscovite.

Dans les roches magmatiques, le terme "protolithionite" fait référence aux micas magmatiques qui n'ont pas subi de transformation (vierges). Dans les greisens, les premières phases de micas sont principalement constituées de zinnwaldite, avec quelques rares occurrences de protolithionite, qui sont probablement des reliques des précurseurs magmatiques.

L'importance de la protolithionite sera discutée plus en détail dans la section "Synthèse et Discussion" du Chapitre VI. Les micas secondaires correspondent quant à eux aux phases dioctaédriques.

À Aléméda, le greisen composé uniquement de mica (y compris les revêtements de mica dans les poches de fluorine) est principalement constitué de Fe-Li-muscovite avec une petite quantité de Li-muscovite. Cependant, une bordure plus récente de mica provenant du filon de quartz-cassitérite semble être composée de zinnwaldite zonée, comme le montre la Figure 27.

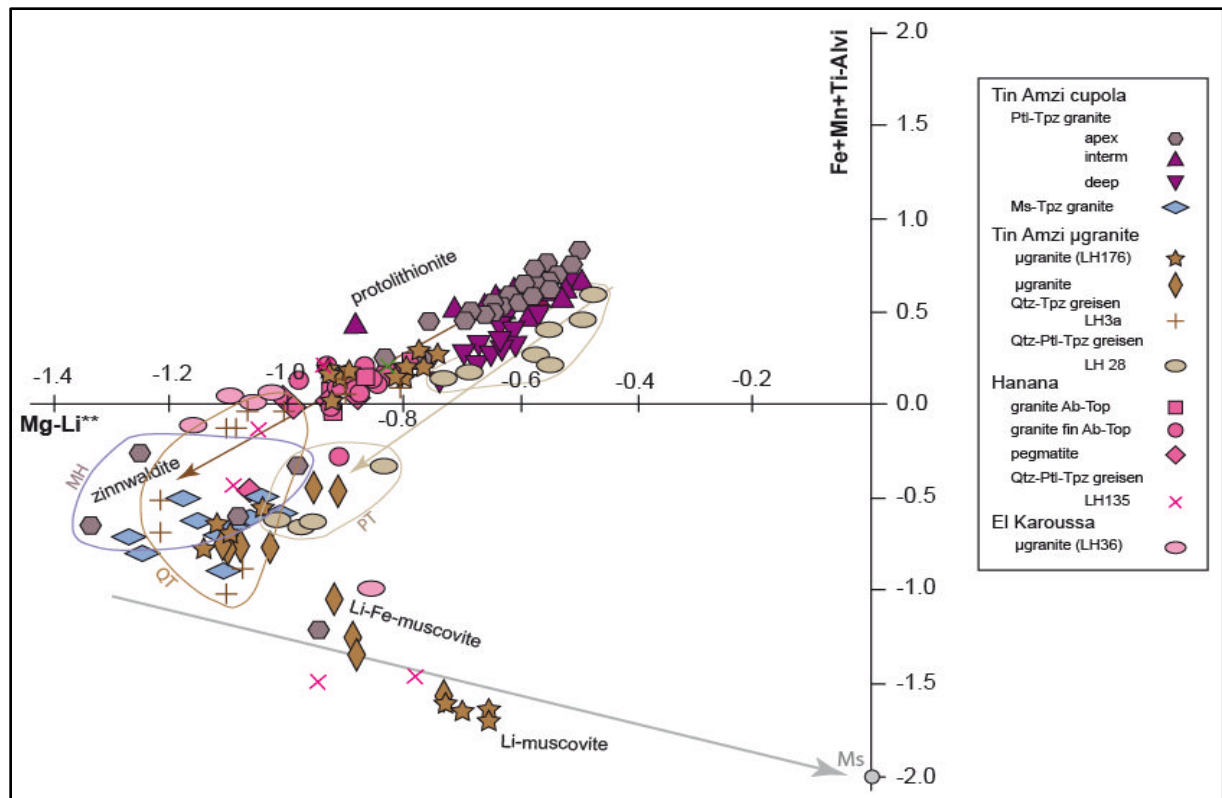


Figure 26 : Micas des granites de Tamanrasset et greisens dans le diagramme Fe+Ti+Mn-Alvi vs Mg-Li de Tischendorff et al. (1997)

Les micas magmatiques sont principalement de la famille des protolithionites. Ils présentent une tendance qui peut être interprétée comme une tendance au fractionnement. Un certain nombre de zinnwaldites sont également présentes ; elles semblent caractériser les processus magmatiques-hydrothermaux (MH) (couple de Tin Amzi) et les greisens, soit quartz-topaz (QT), soit quartz-protolithionite-topaz (PT). Quelques muscovites dioctaédriques Fe-Li- et Li-muscovites sont également observées (voir le texte pour les explications).

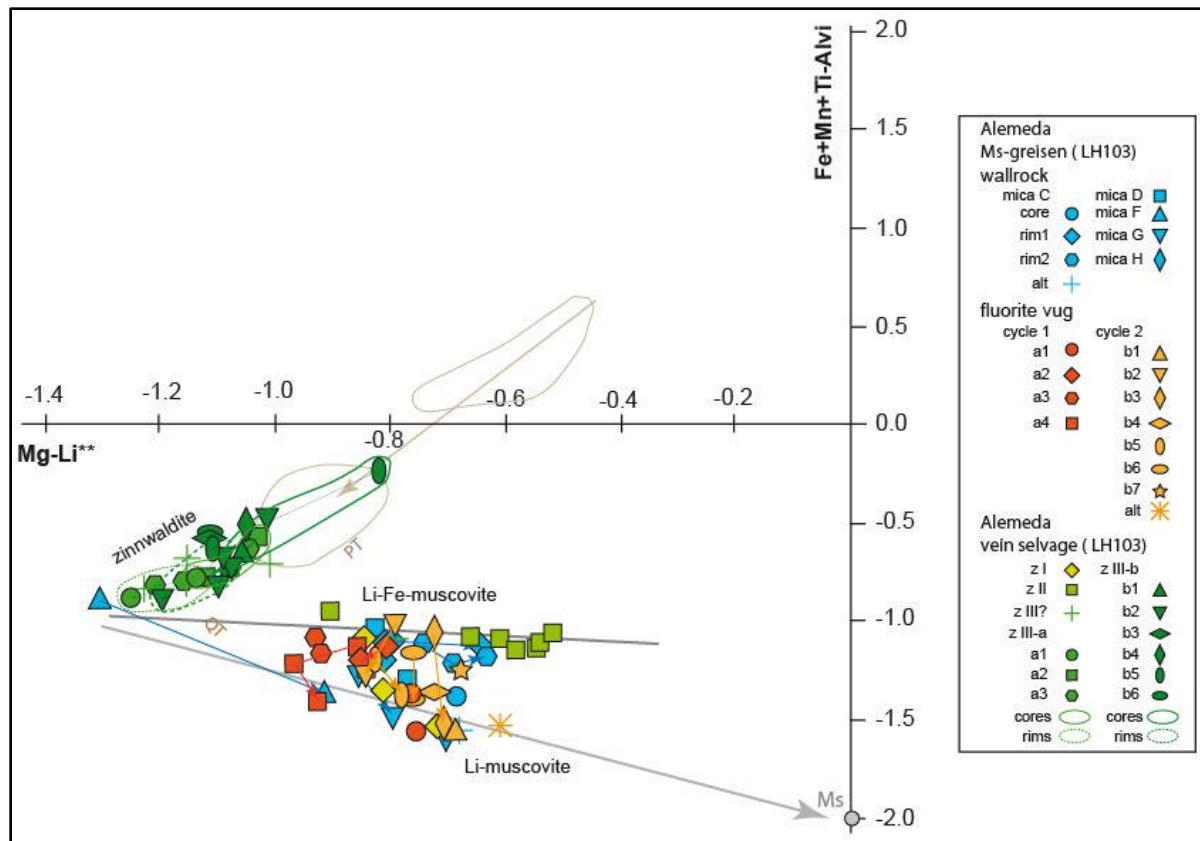


Figure 27 : Micas du greisen à mica d'Aléméda et du selvage de veine dans le diagramme Fe+Ti+Mn-Alvi vs Mg-Li de Tischendorff et al. (1997).

Les micas du selvage de la veine sont principalement de la famille des zinnwaldites ; ils présentent une tendance à peu près similaire à celle du greisen quartz-protolithionite-topaze de la Figure 25. Les micas de la roche murale du filon sont tous de la famille dioctaédrique (Fe-Li- à Li-muscovite). On constate que la tendance dioctaédrique se manifeste par un nuage encadré par deux tendances convergentes. En particulier, les muscovites riches en Fe-Li de la partie basale de la bordure du filon se distinguent (voir le texte pour les explications).

4.3 Zones oscillantes (OZ) des micas d'Aléméda

Le filon de quartz-cassitérite d'Alameda présente une lisière de mica qui est étudiée en utilisant la technique d'imagerie SEM-BSE, comme illustré dans la Figure 28-A. Les résultats mettent en évidence des relations de zonage complexes entre la lisière de mica et son substratum rocheux. La roche murale du greisen à mica est composée d'une intercroissance de lattes de mica zonées d'une taille de 10 à 50 μm , comme le montrent les Figures 28-C-D. Les petites cavités remplies de fluorine sont bordées de lattes de mica plus

grandes et plus intensément zonées, avec un zonage oscillatoire, atteignant jusqu'à 200 μm , comme indiqué dans les Figures 28-E-F.

La lisière de micas du filon de cassitérite présente une épaisseur importante et clairement zonée, avec trois zones principales (I à III) séparées par des sauts de composition, ce qui indique une croissance discontinue, comme le montre la Figure 29. À la limite du filon, les micas zonés de la roche murale ont été tronqués avant de croître en direction des micas antérieurs de la zone I (Figure 29-F), ce qui prouve que la lisière est postérieure au greisen à mica. La zone III, qui a précédé immédiatement le dépôt de cassitérite, a recouvert une première séquence zone I-zone II, comme en témoignent les coupures des micas ZII (Figure 29-D) et l'alternance de bandes de composition Z III et de texture syntaxiale à la jonction zone I-zone II (Figure 29-E). Les inclusions de la lisière dans la roche, clairement visibles dans la Figure 28-A, sont le résultat de la surimpression par des micas de composition Z III. Toutes les zones présentent une forte zonation oscillatoire (OZ).

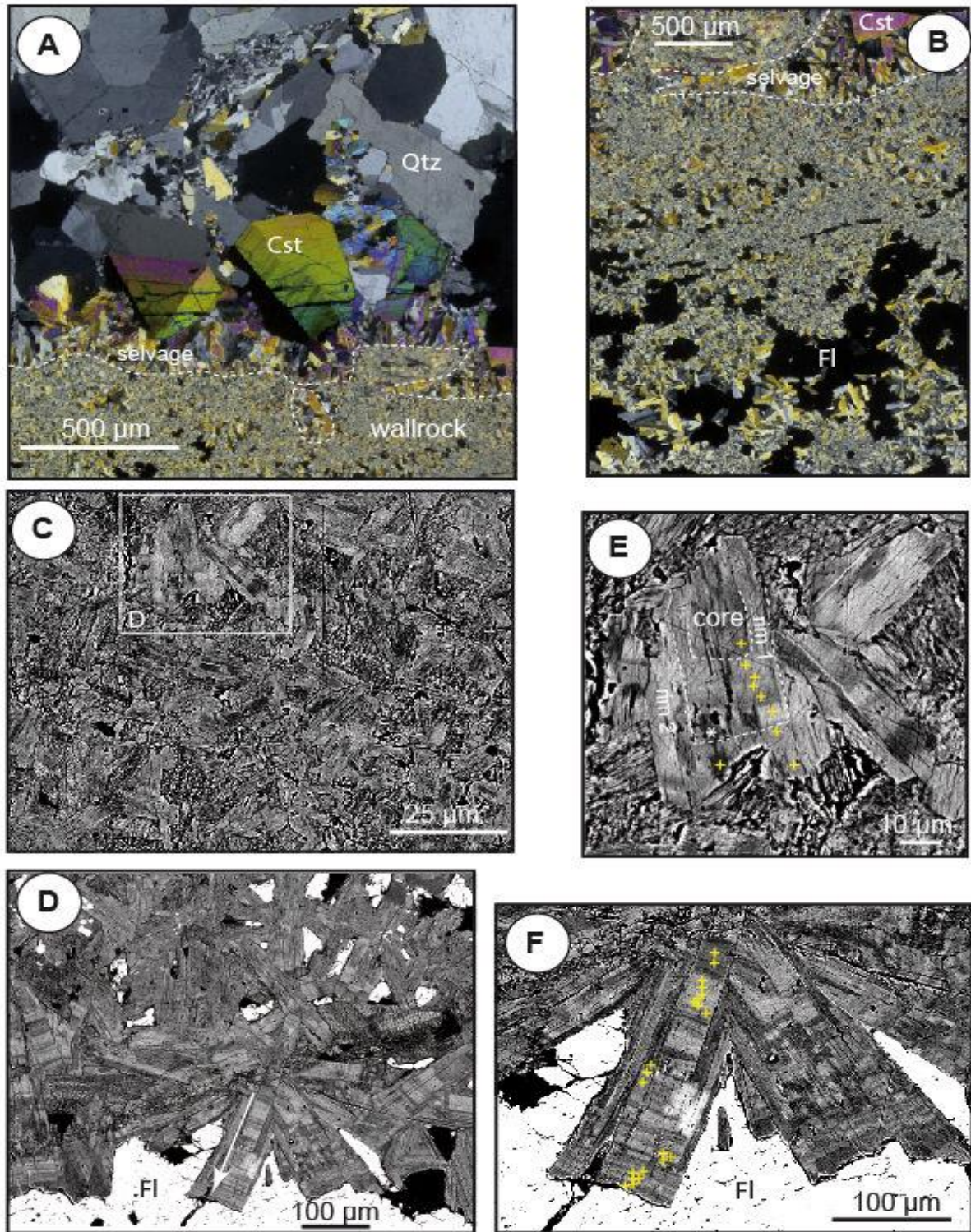


Figure 28 : Le filon de quartz-cassitérite d'Aléméda et sa roche murale de muscovite-fluorite (échantillon LH103).

Photo A. Vue d'ensemble (LPA) ; notez les "langues" de lisière dans la roche murale. **Photo B.** Développement de vugs de fluorine avec néoformation de mica dans la roche murale de muscovitite (LPA). **Photo C.** Détail de la roche murale de muscovitite (BSE). Les cristaux de mica sont zonés. **Photo D.** Détail d'un grand cristal zoné dans la muscovitite (BSE) ; croix jaunes : taches EPMA. **Photo E.** Roche murale d'une fosse de fluorine, avec des cristaux zonés faisant saillie à l'intérieur de la cavité (la flèche indique la direction de croissance) (ESB). **Photo F.** Détail de E, montrant la belle zonation oscillante des micas (ESB) ; croix jaunes : taches EPMA.

4.4 Morphologie des zonation oscillatoire « OZ » dans les micas d'Aléméda

L'OZ (zonation oscillatoire) est marquée, dans les images SEM-BSE, par une alternance de bandes de teintes grises variables, allant de claires (bandes c) à foncées (bandes d), avec de nombreuses nuances. Chaque couple [c-d] de bandes contrastées définit la zone élémentaire de l'OZ, comme illustré dans les Figures 28, 29, 30 et 31. La zone élémentaire peut présenter des variations dans sa largeur, la teinte des bandes constitutives et les rapports de largeur entre les bandes c et d. En d'autres termes, la variabilité observée dans les micas d'Aléméda ne peut pas être expliquée par des processus internes tels que l'auto-organisation (par exemple, [Allegre et al., 1981](#); [Holten et al., 1997](#)), mais plutôt par des changements dans l'environnement de formation. Les images obtenues par microscopie électronique à balayage (MEB) montrent que la zone élémentaire qui compose la ZO est généralement formée par la séquence de bandes c et d dans le sens de croissance du mica (Figure 30-B, 31-C). Des transitions c et d très nettes (généralement entre des bandes très claires et des bandes très sombres) sont parfois observées (exemple de la Figure 31-C).

4.4.1 Chimie de l'OZ

Des profils sont créés pour la lisière (Figure 30) et la paroi rocheuse (Figure 31), en utilisant les teneurs en apfu (atomes par formule unitaire), ce qui permet de normaliser les données en fonction de la composition chimique des minéraux. Cela permet d'analyser les changements de composition minérale à travers ces zones spécifiques et de visualiser les variations des éléments chimiques le long de la lisière de la veine et de la paroi rocheuse. Ces observations suggèrent que la distribution de l'aluminium est un facteur important pour comprendre les contrastes c/d au niveau de la zone élémentaire des micas d'Aléméda. Les

bandes sombres présentent une concentration plus élevée en Alvi, qui est inversement corrélée au fer, tandis que le fluor est généralement co-variant avec le fer, sauf dans quelques cas. Cependant, le comportement de Fe# ($Fe/Fe+Mg$) n'est pas systématique et variable, ce qui indique que les augmentations relatives de Fe et Mg ne sont pas strictement corrélées.

A l'échelle des micas, il existe un contraste entre les micas de la roche mère et ceux de la lisière : les premiers sont souvent plus alumineux et nettement moins riches en fer et en fluor, appartenant à la famille di-octaédrique, tandis que les micas de la lisière (bordure) de la zone III sont typiquement tri-octaédriques (zinnwaldite). Dans les micas de la roche murale, les compositions varient plus ou moins autour d'une composition moyenne, tandis que dans la lisière, une évolution progressive au fil du temps est clairement observée. Bien qu'il y ait une tendance générale à l'augmentation de Alvi et Na, ainsi qu'à la diminution de Fe et F pendant la croissance du mica géodique dans la fosse de fluorine (Figure. 29-B), cette tendance ne peut pas être comparée à la diminution relativement régulière de Alvi et Na et à l'augmentation régulière de Fe (et Fe#) observées dans la lisière de mica (Figure. 30-A). De plus, il convient de noter que :

- (i) la composition de départ de la lisière correspond assez bien à la composition moyenne du mica dans la roche-mère ;
- (ii) il y a un changement net de composition entre la zone II et la zone III ;
- (iii) et les compositions de la lisière sont également influencées par des fluctuations à court terme autour de la tendance générale.

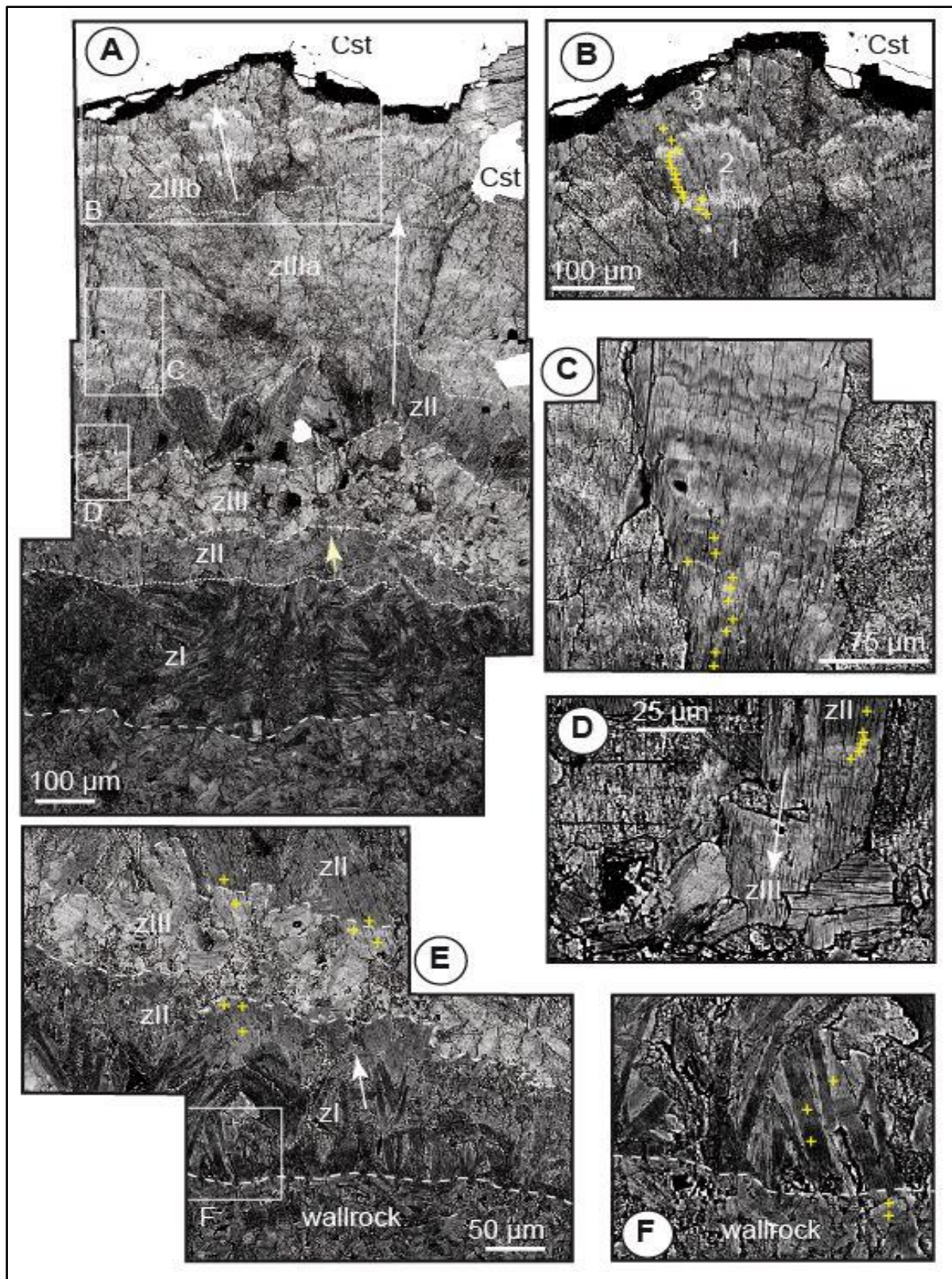


Figure 29 : La lisière de mica de la veine de quartz-cassitérite d'Alméda (SEM-BSE) (échantillon LH103).

Photo A. Vue d'ensemble de la lisière de mica, montrant les différentes zones. La croissance de la cassitérite a apparemment suivi la zone **zIII-b**. **Photo B.** Détail de la zone **zIII-b**, montrant la succession de trois cycles de croissance "sombre à clair" (1-3). **Photo C.** Détail de la zone **zIII-a**, caractérisée par la succession de nombreux cycles "sombre à clair". **Photo D.** Détail de la prolifération des cycles **zIII** sur un mica **zII** tronqué. **Photo E.** Détail montrant le relais **zI** à **zII** et la surimpression par une bande **zIII**. La zone **zI** semble formée par plusieurs bandes de croissance. **Photo F.** Détail de la zone basale **zI**, montrant la nette troncature des micas de la roche murale.

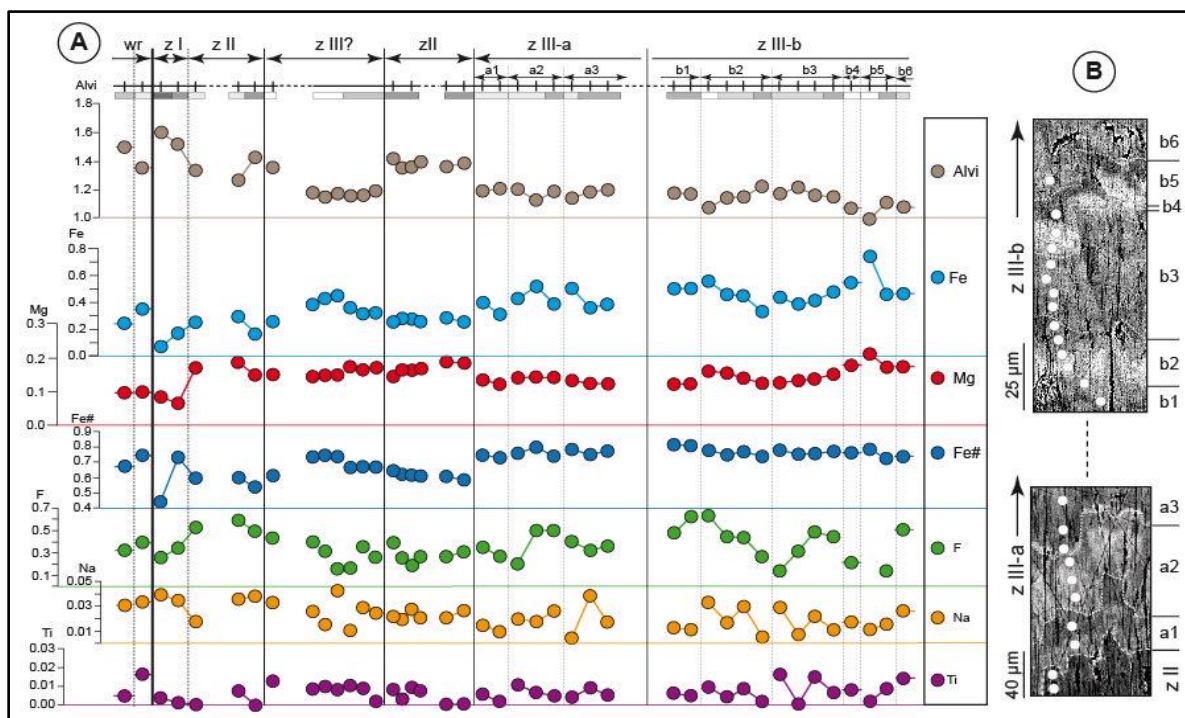


Figure 30 : Profils de composition de la lisière de mica zonée oscillante de l'échantillon LH103 d'Aléméda.

A. Profils des teneurs en apfu ; les zones principales sont celles définies dans la figure 29, tandis que les zones individuelles sont définies dans **B** (wr : wallrock = zones spécifiques de la paroi rocheuse qui entoure la veine.) ; les intervalles entre les taches sont conventionnels ; les teintes grises des bandes individuelles sont schématisées en haut de la figure.

B. Détails des bandes analysées dans les zones **zIII-a** et **b**, avec localisation des taches analysées ; la flèche indique la direction de croissance ; les lignes blanches en pointillé représentent les limites des zones (voir le texte pour les critères de définition).

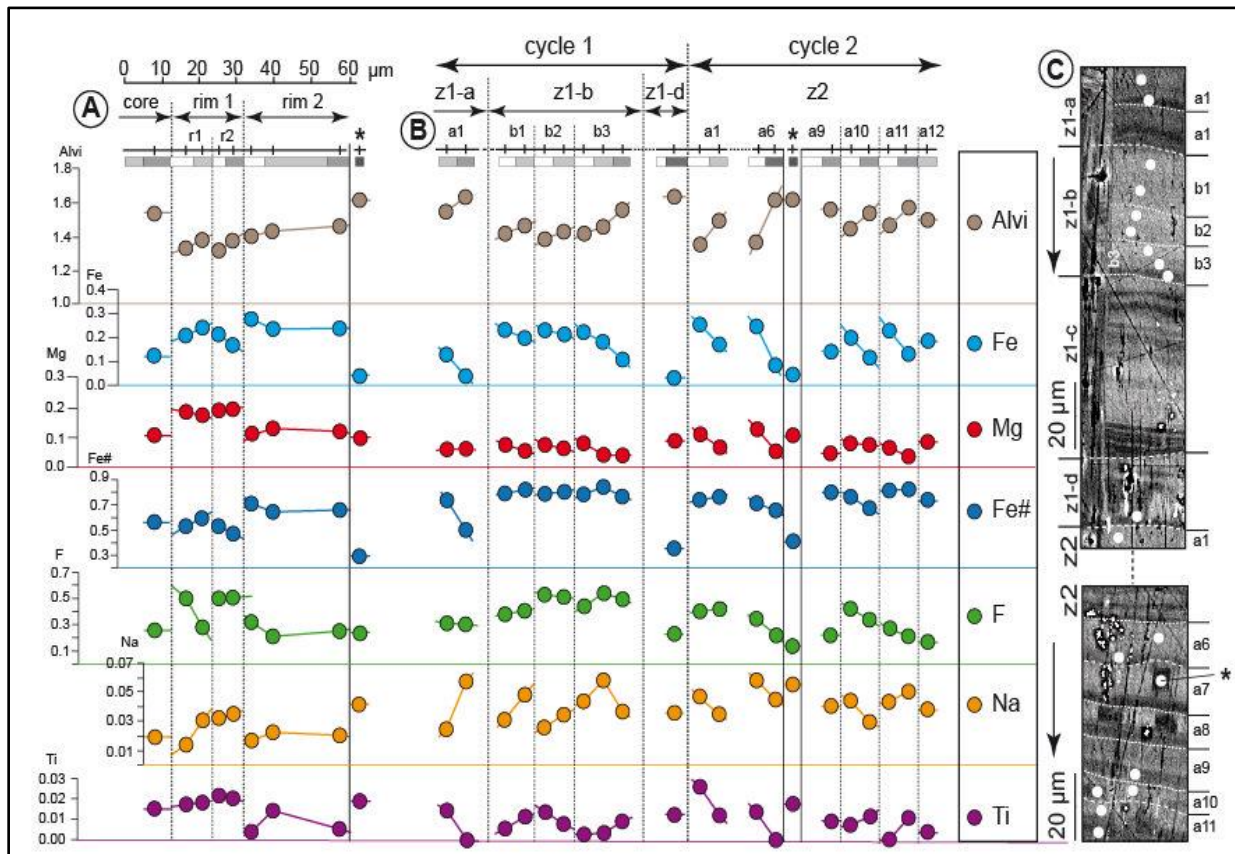


Figure 31 : Profils de composition des micas zonés oscillants de la roche murale "greisen" de l'échantillon LH103 d'Alméda.

A. Profil dimensionné du mica D de la figure 28, où sont définies les zones principales, * altération.

B. Profil non dimensionné du mica zoné faisant saillie dans une cavité remplie de fluorine dans la figure 28 ; deux cycles de croissance peuvent être définis (**z I et z II**) : les zones analysées sont détaillées en C ; * altération. **C.** Détails des bandes analysées dans les zones **z I** et **z II** ; la flèche indique la direction de croissance ; les lignes blanches en pointillé représentent les limites des zones (voir le texte pour les critères de définition).

5 Conclusion

Dans l'étude des micas à Aléméda, plusieurs observations et résultats ont été obtenus. Les micas trouvés dans les granites, microgranites et greisens sont principalement des protolithionites (groupe trioctaédrique B) avec quelques zinnwaldites subordonnées (groupe trioctaédrique A) et des micas dioctaédriques Li-Fe et Li-muscovite. Dans le greisen d'Aléméda, composé principalement de Fe-Li-muscovite avec une petite quantité de Li-muscovite, une bordure plus récente de mica provenant du filon de quartz-cassitérite est composée de zinnwaldite zonée.

L'analyse des images SEM-BSE a révélé des relations de zonage complexes entre la lisière de mica et son substratum rocheux. Des profils ont été créés pour la lisière et la paroi rocheuse, en utilisant les teneurs en apfu, permettant d'analyser les changements de composition minérale le long de ces zones spécifiques. Il a été constaté que la distribution de l'aluminium est un facteur important pour comprendre les contrastes c/d au niveau de la zone élémentaire des micas d'Aléméda.

À l'échelle des micas, il y a un contraste entre les micas de la roche-mère et ceux de la lisière. Les micas de la roche-mère sont souvent plus alumineux, moins riches en fer et en fluor, et appartiennent à la famille dioctaédrique. En revanche, les micas de la lisière sont typiquement tri-octaédriques (zinnwaldite). Les compositions des micas de la roche-mère fluctuent autour d'une composition moyenne, tandis que dans la lisière, il y a une évolution progressive au fil du temps, avec un changement net de composition entre la zone II et la zone III.

En résumé, les micas à Aléméda présentent des variations de composition minérale et de zonage, influencées par des changements dans l'environnement de formation. Les résultats obtenus mettent en évidence des différences significatives entre les micas de la roche-mère et ceux de la lisière, ainsi que des fluctuations à court terme au sein de la lisière. Ces observations contribuent à une meilleure compréhension de la formation et de l'évolution des micas dans cette région.

Tableau 3 : les principaux oxydes représentatifs à partir des analyses EPMA et des formules structurales calculées pour les micas des différents stades

EPMA	LH103 (Alemeda-Greisen)			Tin 128 (Tin Amzi-Greisen)			LH 176 (Tin Amzi-Microgranite)				LH 36 (El Karoussa-Microgranite)		
	(N°=m2)	(N°=m8)	(N°=m13)	(N°=m1)	(N°=m4)	(N°=m7)	(N°=m3)	(N°=m13)	(N°=m20)	(N°=m22)	(N°=m5)	(N°=m6)	(N°=m14)
SiO2	46,49	48,05	44,86	42,69	45,52	38,83	46,83	48,44	46,18	41,81	44,36	40,03	43,71
TiO2	0,12	0,19	0,13	0,29	0,21	0,35	0,02	0,03	0,03	0,12	0,30	0,49	0,27
Al2O3	30,17	29,55	25,10	25,10	26,61	22,53	34,31	35,82	27,95	21,73	21,22	21,77	20,93
FeO	5,19	4,04	10,38	12,00	9,25	19,08	1,52	1,90	8,48	17,11	13,03	14,53	12,48
MnO	0,22	0,15	0,21	1,03	0,55	1,16	0,01	0,00	0,46	1,00	1,36	1,35	1,15
MgO	0,90	1,95	2,04	0,88	0,91	0,85	0,07	0,22	0,08	0,00	2,21	1,84	2,17
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,02	0,00	0,11	0,00
Na2O	0,32	0,20	0,13	0,31	0,24	0,36	0,57	0,18	0,20	0,17	0,26	0,26	0,72
K2O	11,06	10,88	10,55	9,80	10,68	9,78	10,34	9,83	10,46	9,51	10,34	10,06	10,26
Rb2O	0,31	0,30	0,40	0,63	0,22	0,54	0,49	0,46	0,53	0,98	0,79	0,71	0,72
Li2O	2,02	1,48	1,66	3,68	2,48	2,56	1,19	1,15	2,30	3,43	4,16	2,91	3,97
F	2,04	1,15	1,48	3,08	2,71	3,57	0,57	0,48	2,46	4,68	5,16	4,18	5,29
Cl	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
"H2O"	3,50	3,96	3,57	2,81	3,08	2,35	4,24	4,44	3,23	1,89	1,85	2,06	1,72
"Total"	101,50	101,49	99,91	101,03	101,32	100,51	99,92	102,79	101,37	100,56	102,90	98,54	101,20
Atoms per 12 [O,OH,F]													
Si	3,12	3,20	3,15	3,00	3,13	2,88	3,11	3,11	3,05	3,05	3,10	2,97	3,10
Al4	0,88	0,80	0,85	1,00	0,87	1,12	0,89	0,89	0,95	0,95	0,90	1,03	0,90
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
Al6	1,51	1,52	1,23	1,08	1,28	0,85	1,80	1,83	0,92	0,92	0,84	0,88	0,85
Fe	0,29	0,22	0,61	0,70	0,53	1,18	0,08	0,10	1,04	1,04	0,76	0,90	0,74
Mn	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	0,07	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07
Mg	0,09	0,19	0,21	0,09	0,09	0,09	0,01	0,02	0,00	0,00	0,23	0,20	0,23
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,07	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,10
K	0,95	0,92	0,95	0,88	0,94	0,93	0,88	0,81	0,88	0,88	0,92	0,95	0,93
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03
Li	0,54	0,39	0,47	1,04	0,69	0,77	0,32	0,30	1,00	1,00	1,17	0,87	1,13
F	0,43	0,24	0,33	0,68	0,59	0,84	0,12	0,10	1,08	1,08	1,14	0,98	1,19

Chapitre V

Etude des minéralisations

1 Introduction :

La région de Tamanrasset est reconnue comme une province métallogénique riche. Elle abrite de nombreux indices et gisements d'étain et de tungstène. On pensait auparavant que cette minéralisation était principalement liée aux "granites Taourirts". Cependant, les recherches de Bouabsa en 1987 suggèrent qu'elle devrait plutôt être associée spatialement et génétiquement aux granites évolués à albite-topaze.

L'étude de la minéralisation associée aux granites albitiques dans la région de Tamanrasset permet de mieux comprendre les processus de formation de ces minéralisations. Les minéralisations étudiées présentent des caractéristiques différentes :

1. La première minéralisation, de nature hydrothermale, se caractérise par la présence de cassitérite et de wolframite. Elle se manifeste principalement dans des filons de quartz qui ont subi une altération greisenisée.
2. La deuxième est purement magmatique et se compose de columbo-tantalite, qui est généralement inclus dans les micas des granites albitiques (GMR). Ces minéraux se sont formés pendant le processus de refroidissement et de solidification du magma, où les éléments tels que le niobium et le tantale se sont concentrés dans les minéraux accessoires comme la columbo-tantalite.

2 Minéralisation

2.1 L'étain

Le dyke de microgranite d'El Karoussa (Bouabsa 1987) contient des veines de cassitérite accompagnées de lisières de topaze. La figure 32 présente une analyse plus détaillée des interactions entre la cassitérite, le microgranite et la topaze. Cependant, l'analyse révèle que la lisière de topaze, qui montre une texture de scellement de fissures caractéristique à certains endroits et qui semble avoir recouvert l'assemblage wolframite-cassitérite, est en réalité discontinue, comme le montre la figure 32-A. De plus, la limite du microgranite, qui présente des ondulations, efface la "veine" de cassitérite et la lisière de topaze à certains endroits (Figure 32-C, D), et une microbrèche contenant des clastes de cassitérite peut même être observée (Figure 32-F). En outre, on peut observer de petites "miaroles" de cassitérite dans le microgranite (Figure 32-B), à proximité immédiate de la "veine" de cassitérite. Il est probable que ces miaroles soient des agrégats de cassitérite granoblastique formés dans les espaces interstitiels.

À Aléméda, on trouve une veine de quartz-cassitérite présentant un liséré de mica, encaissée dans le cœur de muscovite d'un greisen à quartz. La cassitérite présente une zonation (Figure 33-B).

À Hanana, de petits cristaux de cassitérite sont disséminés dans les greisens (voir figure 10, chapitre 2).

2.2 Tungstène

Dans la coupole de Tin Amzi, on trouve du wolframite à la fois dans le granite supérieur à protolithionite-topaze et dans le granite inférieur à muscovite-topaze (Kesraoui 2005). Elle se présente toujours sous forme disséminée. Dans le granite inférieur à muscovite-topaze, la wolframite est rare en profondeur et devient de plus en plus fréquente vers le haut, en même temps que la columbo-tantalite est progressivement remplacée par la wolframoixiolite. Au sommet du granite, la wolframite se retrouve en remplacement ou en superposition de l'assemblage columbo-tantalite + wolframoixiolite (Fig. 33-A). De même, dans la coupole supérieure de protolithionite-topaze, la wolframite, rare à la base, devient progressivement plus fréquente vers le haut, tandis que la columbo-tantalite est remplacée par la wolframoixiolite. Dans la région apicale, qui est greisénisée, on ne trouve plus que de la wolframite (à l'exception de rares reliques de wolframoixiolite incluses).

Dans les dykes de microgranite de Tin Amzi et la coupole de Hanana, la wolframite se trouve dans des veines de quartz avec des roches murales greisénisées (greisens de quartz-mica-topaze) et des selvages de mica zonés (Fig. 33-D-F). Dans les deux cas, ils apparaissent fortement zonés sous l'imagerie SEM-BSE (Fig. 33-E, G).

La wolframite est présente dans les veines de quartz qui traversent les gneiss en dehors des granites évolués, tel que dans la région d'In Tounine. Elle se présente sous forme de prismes de différentes formes, d'agrégats ou de bandes, probablement formés par la scellement de fissures. De plus, la wolframite est fortement zonée, comme le montre la Figure 33-C et D

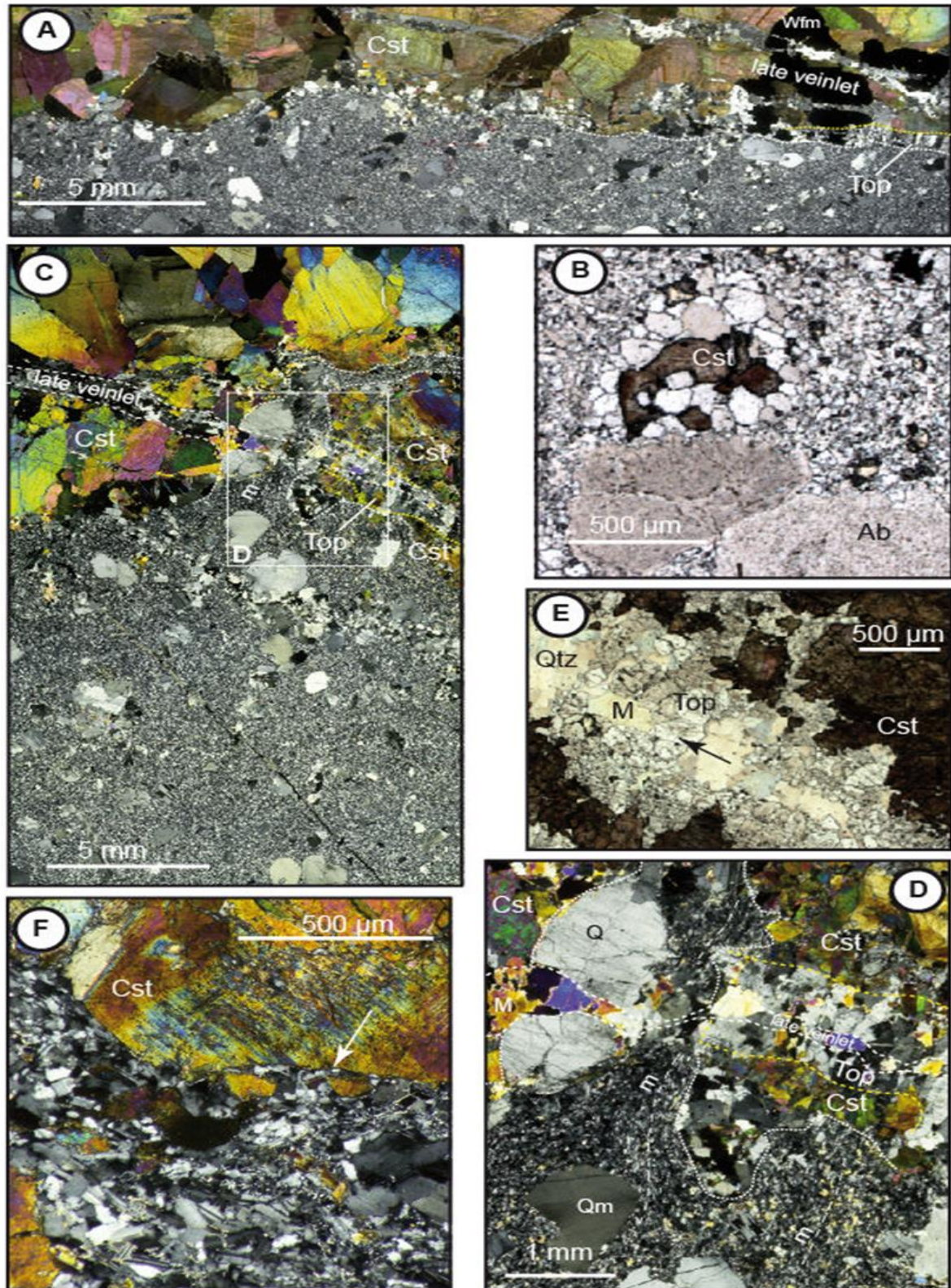


Figure 32 : Aspects d'une veinule de cassitérite dans le microgranite topaze-albite d'El Karoussa.

Photo A. Limite de la "veine" avec le microgranite ; notez la nature ondulée de la limite (échantillon LH36b, LPA). Une lisière discontinue de topaze, présentant localement une structure de scellement de fissures, est également présente. **Photo B.** Une petite "miarole" de cassitérite dans le microgranite (échantillon LH36, LPNA). **Photo C.** Détail de la limite de la "veine", montrant l'entrée du microgranite dans la "veine" (échantillon LH36, PPL). La limite du microgranite (lignes pointillées blanches) a clairement recouvert une lisière de topaze avec une structure de scellement de fissures (limites en lignes pointillées jaunes). Une veinule tardive (quartz-mica) recouvre les deux. Une foliation magmatique est localement présente (m). **Photo D.** Détail de C, la superposition de la topaze de scellement des fissures (limites représentées par des points jaunes) par le microgranite (points blancs) est bien marquée et soulignée par la foliation magmatique (m). M : mica dans la veinule tardive. Qm : quartz magmatique. **Photo E.** Autre détail des relations entre cassitérite et microgranite (échantillon LH36, LPA) : une fine bande magmatique (flèche blanche) sépare de petits blocs de cassitérite de la "veine" principale. **Photo F.** superposition de la lisière de topaze par la veinule tardive de quartz-mica (M) (échantillon LH36, LPNA). Il est à noter que la croissance de la topaze a accompagné la formation de la veinule tardive (flèche).

3 Minéraux de métaux rares

3.1 Cassitérite

La veine de quartz d'Aléméda contient de la cassitérite qui présente une zonation oscillatoire typique marquée par des variations dans les teneurs en titane, allant de (0,4 % à 3 % TiO₂). Le silicium est également présent en quantité mineure mais constante (0,4 % à 0,6 % SiO₂). En revanche, l'analyse au niveau de détection de l'EPMA (~ 1000 ppm) n'a pas détecté la présence de Nb, Ta ou W. Cela contraste avec les cassitérites de la "veine" d'El Karoussa et du greisen à quartz-protolithionite-topaze de Hanana qui ne contiennent pas de titane mais ont une teneur en Nb (0,22 % à 0,30 % Nb₂O₅ à El Karoussa, et 0,66 % à Hanana), Ta (0,24 % à 1,45 % Ta₂O₅ à El Karoussa, et 2,29 % à Hanana) et W (0,66 % WO₃ à Hanana).

3.2 Wolframite dans les veines et les greisens

Les veines de quartz d'In Tounine contiennent du wolframite qui présente une forte zonation oscillatoire (Figure 33-C). Les teneurs en ferbérite sont relativement constantes (Fe# = Fe/Fe+Mn) et varient entre 0,76 et 0,73, tandis que les zones diffèrent par leur teneur en

niobium (~2,5 % Nb₂O₅ dans les bandes claires contre ~4,3 % dans les bandes sombres). L'altération est mise en évidence par la dissolution de certaines bandes sombres, suivie d'une nouvelle croissance de wolframite (Figure 33-D), qui est légèrement enrichie en Mn (Fe# entre 0,68 et 0,75) et appauvrie en Nb (Nb₂O₅ dans la gamme 1,0-2,3 %). Dans certains endroits, un autre processus d'altération se manifeste par la transformation de bandes sombres homogènes en agrégats granuleux. Ce processus est plus prononcé dans les cristaux de wolframite zonés oscillants des greisens quartz-mica-topaze de la coupole de Hanana. Dans ces cristaux, la teneur en ferbérite est relativement constante dans les zones les plus claires (Fe# entre 0,60 et 0,65, légèrement inférieure à celle observée à In Tounine), et la zonation est marquée par des teneurs variables en niobium (~0,2 % à 1,0 % Nb₂O₅, allant jusqu'à 2,4 % Nb₂O₅). Néanmoins, dans les zones centrales où l'OZ est caractérisée par des bandes sombres prédominantes (Figure 33-F), ces dernières ont systématiquement une texture granuleuse (Figure 33-G). Bien que les bandes sombres soient enrichies en niobium, les valeurs mesurées (allant jusqu'à 2,7 % en poids de Nb₂O₅) sont susceptibles d'être sous-estimées. En effet, à un fort grossissement, les bandes sombres semblent être composées d'une matrice poreuse de wolframite enrichie en fer par rapport aux zones claires (avec un Fe# d'environ 0,77), mais ayant le même niveau de contenu en Nb, ainsi que de petits granules riches en Nb (de l'ordre de 1 à 2 µm) qui sont trop petits pour être résolus mais qui sont probablement de la Fe-columbite. D'autres granules sont riches en tungstène et sont enrichis en Pb ou en Cu. La présence de phases plus grandes (~5 µm) dans les zones riches en Nb, avec des enrichissements similaires surimposant les bandes de wolframite (Figure 33-G) et permettant une caractérisation semi-quantitative, laisse supposer la présence de rastite (PbWO₄) et de cuprotungstite (Cu₃(WO₄)₂·2H₂O), qui sont probablement des phases d'altération.

3.3 Columbo-tantalite dans les granites AT (Kesraoui 2005)

Dans les coupoles de Hanana et Tin Amzi, les minéraux de columbo-tantalite magmatique sont généralement riches en tungstène, avec des teneurs allant jusqu'à 7,9 % en poids de WO₃ (Hanana) ou 6,8 % en poids de WO₃ (Tin Amzi) ; faiblement ou modérément enrichis en tantale, avec une moyenne de 0,15 Ta# (=Ta/Ta+Nb) (Hanana) ou de 0,20-0,25 Ta# (Tin Amzi) ; et plutôt riches en manganèse, avec une moyenne de 0,30 Mn# (=Mn/Mn+Fe) (Hanana) ou de 0,40 Mn# (Tin Amzi).

Toutefois, dans les parties les plus élevées du pluton de Hanana, on observe une augmentation secondaire de tantale, indiquée par une zonation discontinue dans la columbo-tantalite (allant

jusqu'à un Ta# de 0,43) ou dans le tungstène, montrant des remplacements de la columbo-tantalite par de la wolframoixiolite.

3.4 Wolframite dans la coupole de Tin Amzi (Kesraoui 2005)

Dans le granite supérieur à protolithionite-topaze, la composition du wolframite varie en fonction de sa position dans la coupole. Dans les zones profondes où elle est associée à la columbo-tantalite riche en W, la wolframite est composée de ferbélite (Fe# 0,73) et est riche en niobium (~4,1 % en poids de Nb₂O₅), mais pauvre en tantale (Ta# = 0,13). Dans la partie supérieure greisenisée du granite, la composition de la wolframite évolue par rapport à celle de la partie inférieure associée à la columbo-tantalite riche en W. Le taux de fer (Fe#) diminue à 0,59 et la teneur en niobium (Nb₂O₅) ne dépasse pas 1,1 % en poids, tandis que le taux de niobium (Nb#) diminue à 0,64, indiquant un enrichissement en tantale. La quantité de titane est également plus faible, atteignant seulement 0,07 % en poids de TiO₂.

Dans la partie inférieure du granite "muscovite"-topaze, la wolframite a un niveau de fer de 0,64 et une concentration en niobium modérée (2,3 % en poids de Nb₂O₅), mais elle est riche en titane (1,47 % en poids de TiO₂) et pauvre en tantale (un rapport Nb/Ta de 0,91). En revanche, au sommet de la coupole de granite "muscovite"-topaze, la wolframite a un niveau de fer de 0,68, une teneur en niobium similaire (2,6 % en poids de Nb₂O₅), mais est appauvrie en titane (0,06 % en poids de TiO₂) et a un rapport Nb/Ta considérablement réduit à 0,76.

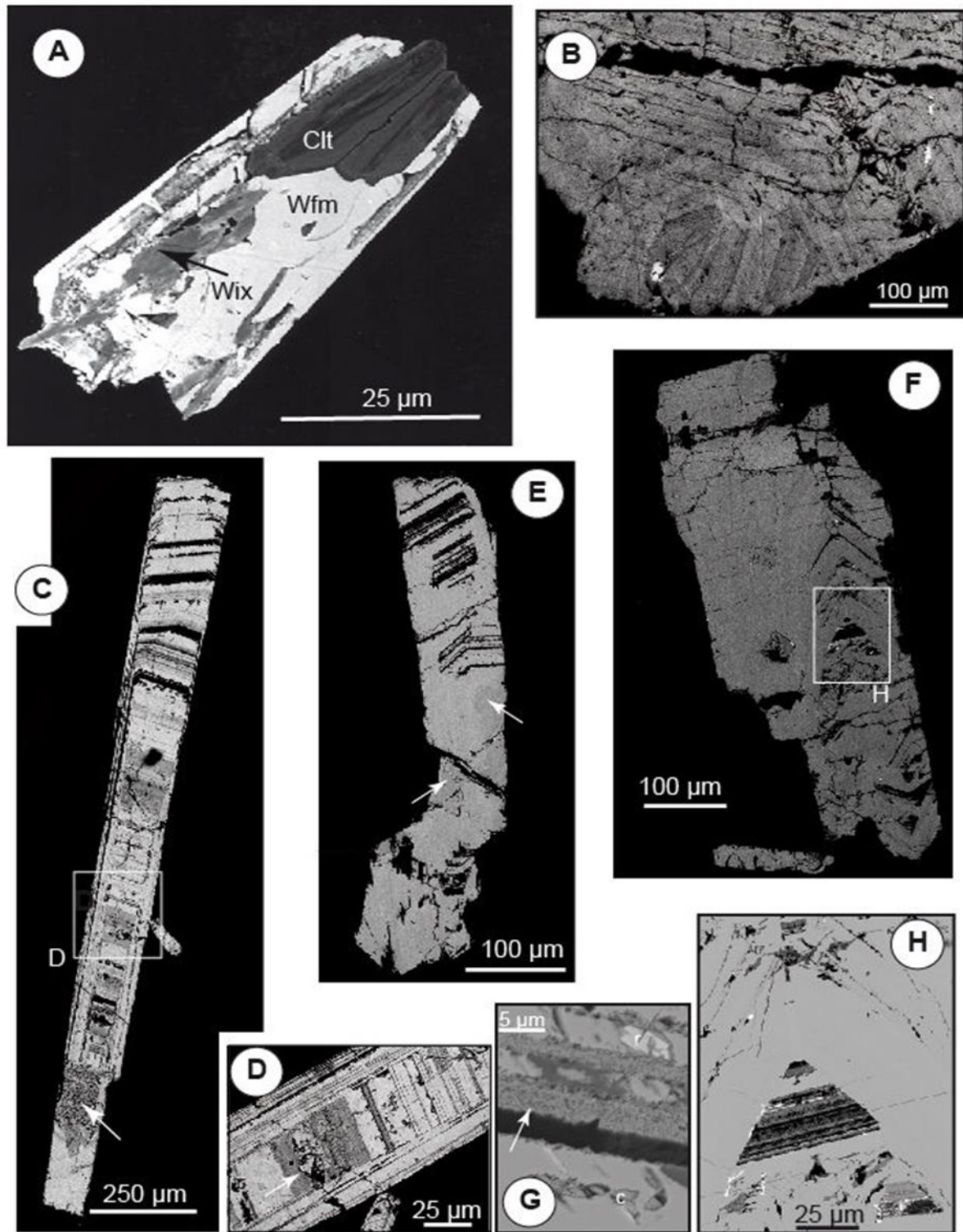


Figure 33 : Minéraux de métaux rares dans les granites et les greisens de Tamanrasset (SEM-BSE).

Photo A. Une excroissance de wolframite (Wfm) se forme sur un assemblage de columbo-tantalite (Clt) + wolframoixiolite (Wix) dans la partie apicale du granite caché à topaze-muscovite de Tin Amzi (échantillon TH2n). **Photo B.** Cassitérite zonée provenant d'une veine

de quartz-zinnwaldite-cassitérite d'Aléméda (échantillon LH103) ; l'OZ est contrôlée par les variations de la teneur en Ti. **Photo C.** Prisme lancéolé (forme allongée et pointue, similaire à une pointe de lance.) de wolframite zonée provenant d'une veine de quartz-wolframite de la région d'In Tounine (échantillon LH1) ; notez la transformation locale de la zonation primaire en agrégats microgranulaires (flèche). **Photo D.** Détail de de la photo **C**, montrant l'altération des bandes de croissance riches en Nb ; notez la croissance d'une nouvelle génération de wolframite dans une cavité de dissolution (flèche). **Photo E.** Un wolframite zoné provenant d'un greisen topaze-mica-quartz dans le granite de Hanana (échantillon LH135a) ; notez la surimpression du cristal vierge par un wolframite secondaire, homogène, et légèrement enrichi en Mn (flèche). **Photo F.** Un autre cristal zoné provenant du même greisen que E (échantillon LH135a). Une phase faiblement zonée a recouvert un cristal zoné oscillant. **Photo G.** Détail de l'OZ dans **F**, montrant la nature granulaire des bandes sombres, avec des granules gris foncé disséminés qui sont probablement de la colombite (flèche), et les tungstates tardifs et en surimpression contenant du Pb (répit, r) et du Cu (cuprotungstite, c). **Photo H.** Détail de la photo **F**, montrant les bandes riches en Nb altérées.*

4 Conclusion

4.1 Pour la cassitérite :

Dans le dyke de microgranite d'El Karoussa, des veines de cassitérite et des lisières de topaze sont présentes, mais leur distribution est discontinue et peut être altérée par la limite du microgranite. À Aléméda, une veine de quartz-cassitérite avec une lisière de mica est encaissée dans un greisen à quartz, tandis qu'à Hanana, de petits cristaux de cassitérite se trouvent dispersés dans les greisens.

La veine de quartz d'Aléméda contient de la cassitérite présentant une zonation oscillatoire marquée par des variations de teneur en titane (0,4 % à 3 % de TiO_2) et en silicium (0,4 % à 0,6 % de SiO_2). Contrairement à la cassitérite présente dans la "veine" d'El Karoussa et le greisen à quartz-protolithionite-topaze de Hanana, celle d'Aléméda ne contient pas de niobium (Nb), de tantale (Ta) ni de tungstène (W) détection par l'EPMA. Ces différences de composition suggèrent des variations géochimiques significatives entre ces différentes occurrences de cassitérite.

4-2-Pour la wolframite

La coupole de Tin Amzi la wolframite est présente dans les granites inférieur et supérieur. Elle est disséminée dans ces roches et sa fréquence augmente du bas vers le haut. Elle remplace progressivement la columbo-tantalite, donnant lieu à la formation de wolframoixiolite. Dans la zone greisénisée au sommet, seule la wolframite est présente, avec quelques reliques de wolframoixiolite. Cela suggère une évolution verticale de la distribution de la wolframite dans les différentes parties de la coupole de Tin Amzi.

Dans les dykes de microgranite de Tin Amzi et la coupole de Hanana, La wolframite est présente dans des veines de quartz associées à des roches murales greisénisées composées de quartz, de mica et de topaze, ainsi que dans les zones bordant les veines de mica présentant un zonage distinct, dans les deux cas, ils apparaissent fortement zonés sous l'imagerie SEM-BSE

La wolframite est observée dans les veines de quartz qui traversent les gneiss en dehors des granites évolués, notamment dans la région d'In Tounine. Elle se présente sous différentes formes, telles que des prismes, des agrégats ou des bandes, qui semblent résulter de la fermeture de fissures. De plus, la wolframite présente un fort zonage, comme illustré dans les imageries SEM-BSE.

Les veines de quartz d'In Tounine contiennent du wolframite présentant une zonation oscillatoire. Les zones claires et sombres diffèrent par leur teneur en niobium (Nb), avec des teneurs plus élevées en Nb dans les zones sombres. L'altération se manifeste par la dissolution de certaines zones sombres suivie d'une nouvelle croissance de wolframite légèrement enrichie en manganèse (Mn) et appauvrie en Nb. Dans les greisens quartz-mica-topaze de la coupole de Hanana, on observe une transformation des zones sombres en agrégats granuleux. Ces agrégats contiennent des granules riches en Nb ainsi que des granules riches en tungstène et enrichis en plomb (Pb) ou en cuivre (Cu). Des phases d'altération telles que le rastite (PbWO_4) et la cuprotungstite ($\text{Cu}_3(\text{WO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) sont également présentes.

Les observations faites révèlent des mécanismes complexes d'altération et de formation de phases secondaires dans les veines de quartz contenant du wolframite, apportant ainsi une contribution essentielle à notre compréhension de la géochimie de ces systèmes minéralisés.

La cassitérite, présente dans les veines de quartz d'Aléméda et d'El Karoussa, montre des variations dans les teneurs en titane et en silicium. Les échantillons d'El Karoussa contiennent du niobium, du tantale et du tungstène, tandis que ceux d'Aléméda ne contiennent pas de titane mais ont une teneur en niobium, tantale et tungstène.

Dans les veines de quartz d'In Tounine, la wolfaramite présente une forte zonation oscillatoire, avec des variations dans les teneurs en ferbélite et en niobium. Des processus d'altération sont observés, conduisant à la dissolution de certaines bandes sombres et à la formation de nouvelles zones de wolfaramite enrichies en manganèse et appauvries en niobium. Dans les coupes de granite supérieur à protolithionite-topaze et de granite inférieur à muscovite-topaze, la wolfaramite présente des variations de composition en fonction de la position dans la coupole, avec des différences dans les niveaux de fer, de niobium, de tantale et de titane.

Les minéraux de columbo-tantalite magmatique des coupes de Hanana et Tin Amzi sont riches en tungstène, modérément enrichis en tantale et riches en manganèse. Dans les parties les plus élevées du pluton de Hanana, une augmentation secondaire de tantale est observée, indiquée par une zonation discontinue dans la columbo-tantalite ou dans le tungstène, montrant des remplacements de la columbo-tantalite par de la wolframoixiolite.

En résumé, la cassitérite, la wolframite et la columbo-tantalite présentent des variations de composition en fonction de leur position géologique et de processus d'altération. Ces minéraux sont associés à des veines de quartz et se trouvent dans différents types de roches, tels que le granite et les greisens. Leur composition chimique peut varier en termes de teneurs en éléments tels que le titane, le niobium, le tantale et le tungstène, ainsi qu'en fer et en manganèse.

Chapitre VI
Synthèse et Discussion
(Première Partie)

1 Introduction

En se basant sur les données pétrographiques et en effectuant des calculs de bilan de masse sur divers greisens, ainsi qu'en étudiant la cristallogénèse des micas dans les greisens et les minéralisations associés, il est possible d'acquérir des informations importantes sur la composition des fluides ayant participé à leur formation. Ces informations ont été utilisées pour élaborer un modèle conceptuel des greisens de Tamanrasset et pour distinguer les différents réservoirs de fluides ayant contribué à leur genèse.

Dans le cas des greisens de Tamanrasset, la comparaison des compositions des micas magmatiques et hydrothermaux peut aider à déterminer l'origine des fluides responsables de la formation des greisens.

La discussion est organisée par chapitre, et à la fin, nous présentons un modèle de modélisation des greisens de Tamanrasset en utilisant les micas comme indicateurs de fluides.

2 Une analyse stimulante du Chapitre III

2.1 « Discussion approfondie sur la pétrographie et la géochimie des greisens » :

2.2 Greisen and pseudo-greisen

La géochimie des roches en vrac et les preuves pétrographiques indiquent que les greisens de Tamanrasset résultent d'un processus en deux étapes. Tout d'abord, un événement de lixiviation acide conduit à la formation de greisens à quartz-topaze riches en quartz, suivi par un épisode d'épisyénite caractérisé par la dissolution du quartz et son remplacement par des micas riches en Li. Cela conduit à la formation de greisens riches en mica, qui peuvent être mieux décrits comme des "pseudo-greisens". Ce n'est pas un cas unique, car des processus similaires sont déjà observés, tant dans des environnements non minéralisés (par exemple [Boushaba 1987](#)) que dans des environnements minéralisés (par exemple [Marignac et al. 2020](#)).

2.3 Détermination de la composition des fluides à partir de calculs de bilan de masse

2.3.1 greisens riches en quartz-topaze

Les calculs de bilan de masse sont souvent utilisés pour déduire la composition des fluides hydrothermaux à partir des minéraux qui les précipitent ou les altèrent. Cette méthode repose sur la conservation de la masse des éléments chimiques impliqués dans les réactions chimiques entre les fluides et les minéraux. En d'autres termes, si l'on connaît la composition

chimique des minéraux qui précipitent ou altèrent en présence de fluides hydrothermaux, on peut déduire la composition des fluides en supposant que tous les éléments ont été conservés.

Le bilan de masse des greisens contenant du quartz et de la topaze indique une réduction des éléments contenus dans les feldspaths dégradés, tels que K, Na, Rb, Al, Ba et Sr. De plus, il y a une augmentation des éléments qui semblent provenir des fluides de greisenisation. En effet, F, Li, W et Sn peuvent être attribués au fluide magmatique-hydrothermal : des enrichissements similaires sont observés dans les fluides magmatiques provenant de la fusion du granite à métaux rares de Beauvoir dans le Massif central français, comme l'indiquent Harlaux et al. en 2017. Cependant, ces mêmes auteurs notent également des enrichissements en K, Na et Rb dans ces fluides, qui sont des éléments constitutifs de la zinnwaldite. L'appauvrissement observé en ces éléments est en réalité dû à l'équilibre minéral, car la quantité de zinnwaldite nouvellement formée n'est pas suffisante pour compenser la destruction du feldspath.

Il convient également de noter que l'appauvrissement en Al est partiellement limité par sa rétention dans la topaze et la zinnwaldite nouvellement formées. Cependant, il y a des importations d'autres éléments qui ne peuvent pas être associés aux fondus de métaux rares, tels que Fe, Mg, Ti, V, Cr, Ni et Co (tous présents dans la zinnwaldite nouvellement formée), et qui sont liés à la composante fluide métamorphique.

Le bilan de masse pour les greisens riches en quartz (après avoir pris en compte les effets de la cristallisation de la fluorine et des micas secondaires) montre les effets d'une lixiviation acide plus sévère, où le F est éliminé sans qu'une néoformation significative de topaze ne se produise. Cependant, une certaine quantité de zinnwaldite se forme néanmoins, limitant probablement l'appauvrissement en K et en éléments associés. Cette zinnwaldite contient les mêmes éléments (Fe, Mg, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu) qui caractérisent la composante fluide métamorphique.

2.3.2 Altération de la coupole apicale de Tin Amzi

2.3.3 Les greisens micacés riches en mica

La figure 18 (chapitre 3) montre que le développement de la zinnwaldite dans la coupole apicale de Tin Amzi est associé à des augmentations significatives des éléments tels que F, Li, Rb, Fe, Mn, W et Sn (et Y, Zn, Ga, non mesurés dans les échantillons de greisen), ainsi qu'à une invariance (Ti et Mg) ou un appauvrissement (Cu) des éléments caractéristiques

du membre terminal (EM). Ces observations suggèrent que les effets sont dus à un fluide dominé par la composante magmatique-hydrothermale, ce qui est cohérent avec les observations pétrographiques.

Preuve de l'existence d'un second fluide magmatique-hydrothermal dans les greisens peut être suggérée par l'appauvrissement systématique en Co et Cu, ainsi que par le comportement erratique de certains éléments tels que Ti, V, Cr et Ni (Figure 17- chapitre 3), Ceci est cohérent avec une diminution de l'influence de la composante fluide métamorphique, s'il y en a une.

En l'absence de fixation sous forme de fluorine, le calcium est également appauvri. En revanche, l'apparition de micas dioctaédriques riches en lithium et en fer est généralement accompagnée d'une augmentation de potassium, de rubidium, de lithium, de fer, de magnésium et de manganèse, qui sont présents dans le fluide de greisenisation. Cela suggère que ces éléments sont peut-être présents dans le(s) membre(s) terminal (aux) [mh], bien que le fer et le magnésium en particulier puissent être en partie associés au membre terminal [EM].

Cela soulève la question de savoir quelle est la nature du fluide [mh]. Bien qu'il ait clairement les caractéristiques d'un fluide magmatique-hydrothermal, la zone correspondante de la figure 19 indique qu'il ne peut pas être associé aux fontes de protolithionite AT. La position du domaine [mh] près du champ de lépidolite suggère que le fluide [mh] pourrait être associé à un granite RMG (peralumineux à topaze-lépidolite), qui est connu pour être enrichi en Li et appauvri en Fe. Cependant, même s'il n'y a pas d'affleurement de granite peralumineux à topaze-lépidolite dans la région de Tamanrasset, une étude détaillée des RMG de cette région permet à [Marignac et al. \(2016\)](#) de conclure que leur géochimie est le résultat d'un mélange magmatique entre deux suites de roches fondues évoluées : l'une du magmatisme de Taourirt de type A et l'autre d'un type de phosphore intermédiaire peralumineux (PIP) décrit par [Linnen et Cuney \(2005\)](#). Il est donc suggéré que des intrusions de ce deuxième type, ayant la capacité de transporter des fluides de composition [mh], soient présentes en profondeur.

En examinant les calculs de bilan de masse présentés dans la (Figure 17-chapitre 3), on peut remarquer une apparente contradiction entre les greisens riches en quartz et en topaze, qui sont appauvris en F, et les greisens riches en quartz et en mica, qui sont quant à eux enrichis en F. Cependant, cette différence semble être due à la variation de l'abondance de zinnwaldite dans les deux types de greisens, étant plus élevée dans les greisens riches en

quartz et topaze. Comme indiqué dans le diagramme de Monier et Robert Al-Si-R₂⁺ (chapitre 4), les micas di-octaédriques ont une teneur en F nettement plus faible que les micas tri-octaédriques. Ainsi, dans les greisens de quartz-topaze, la diminution de la teneur en F due à la résorption de la zinnwaldite n'est pas compensée par la formation simultanée de micas di-octaédriques secondaires.

Alors qu'au contraire, dans les greisens précoces pauvres en mica et riches en quartz, la cristallisation des micas secondaires est normalement associée à un enrichissement en F. Ces considérations permettent de conclure que, si les fluides associés aux greisens riches en mica contiennent du F, c'est effectivement en concentration moindre que dans les fluides associés à la cristallisation de la zinnwaldite. En revanche, dans les greisens précoces contenant peu de mica et riches en quartz, la formation de micas secondaires est généralement associée à une augmentation de la teneur en fluor. Ainsi, on peut en conclure que si les fluides associés aux greisens riches en mica contiennent du fluor, leur concentration est plus faible que dans les fluides responsables de la cristallisation de la zinnwaldite. En contradiction avec l'hypothèse selon laquelle le fluide [mh] est probablement riche en F (Harlaux et al. 2017), cette observation implique plutôt que dans les processus de mélange [mh]-[ES] décrits dans la (Figure 20-chapitre 3), les fluides [ES] jouent un rôle de dilution, ce qui est en accord avec leur origine présumée peu profonde ("météorique").

3 Une analyse stimulante du Chapitre IV

« Discussion approfondie sur la Cristallochimies des Micas » : Les micas comme proxys fluides

Dans la mesure où les compositions minérales enregistrent des paramètres physico-chimiques de l'interaction fluide-roche et des processus métasomatiques (par exemple, [Gaillard et al. 2018](#)), la composition des micas est utilisée comme un proxy pour les fluides magmatiques ou hydrothermaux associés, et en effet plusieurs travaux récents utilisent la composition des micas pour connaître l'évolution des fluides dans les systèmes magmatiques, hydrothermaux et minéralisés (par exemple, [Selby et al. 2000](#) ; [Ayati et al. 2008](#) ; [Li. et al. 2016](#) ; [Legros et al. 2016, 2018](#); [Codeço et al. 2021](#)).

Sous cette hypothèse, la chimie détaillée du Li-mica présentée dans les Figures 26 et 27 peut fournir des informations précieuses sur les fluides magmatiques, hydrothermaux et métamorphiques qui ont interagi avec la roche hôte. Dans le cas des greisens de Tamanrasset,

la comparaison des compositions des micas magmatiques et hydrothermaux peut aider à déterminer l'origine des fluides responsables de la formation des greisens.

3.2 Schémas de mica trioctaédrique

Il s'agit de distinguer les contributions des fluides magmatiques, hydrothermaux et métamorphiques dans l'altération hydrothermale des granites et la formation des greisens à quartz-topaze.

Les micas trioctaédriques sont des minéraux qui se forment dans des conditions magmatiques-hydrothermales. Leur présence dans les greisens quartz-topazes suggère que ces roches sont affectées par des fluides issus d'un système magmatique-hydrothermal. Ces fluides sont riches en composés alcalins tels que le potassium, le sodium et le rubidium, ainsi qu'en fluor. Ils proviennent généralement de la fusion partielle d'un granite riche en éléments lithophiles, tels que le lithium, et appauvri en fer.

D'autre part, l'altération hydrothermale des granites peut également impliquer des fluides de nature métamorphique. Ces fluides proviennent des processus de métamorphisme qui se produisent à des températures et des pressions élevées en profondeur. Ils peuvent contenir des éléments tels que le fer, le magnésium, le titane, le vanadium, le chrome, le nickel et le cobalt.

Les schémas de mica trioctaédrique permettent de différencier ces deux types de fluides. En effet, les micas trioctaédriques formés à partir de fluides magmatiques-hydrothermaux sont enrichis en potassium, sodium, rubidium et fluor, tandis que les micas trioctaédriques formés à partir de fluides métamorphiques présentent une teneur plus élevée en fer, magnésium, titane, vanadium, chrome, nickel et cobalt.

Les études de [Kesraoui et al. \(2000\)](#) et [Marignac et al. \(2001\)](#) se basent sur des observations pétrographiques et la minéralogie des métaux rares, ce qui leur permet de conclure que les deux sous-intrusions de la coupole cachée de Tin Amzi subissent une interaction magmatique tardive et/ou subsolidus à haute température avec un fluide magmatique-hydrothermal. Cela entraîne la formation d'un greisen-zinnwaldite dans la partie supérieure de la coupole, comme illustré dans la figure 3 (chapitre II).

Les résultats des inclusions fluides conduisent [Bouabsa et al. \(2012\)](#) à conclure que des fluides magmatiques-hydrothermaux tardifs se mélangent à des fluides externes d'origine métamorphique tard dans le processus de cristallisation des métaux rares fondus de

Tamanrasset. Cette conclusion est étayée par leur contenu en composants volatils (CO₂-CH₄-N₂).

Nous allons examiner les informations fournies par les micas trioctaédriques de Tamanrasset en lien avec ces résultats.

Nous examinons le cas de la coupole cachée de Tin Amzi pour dissocier l'influence des fluides magmatiques et métamorphiques dans les granites et les greisens. Les figures 26 (chapitre 4) et 34-A montrent que les micas magmatiques (protolithionite) des parties inférieures et intermédiaires du faciès supérieur de la coupole présentent une tendance linéaire vers des compositions plus zinnwaldites. Au sommet de la coupole, qui a été altéré pour former un "greisen à zinnwaldite", la tendance à la protolithionite, déjà présente, se poursuit vers la zinnwaldite. Cette tendance coexiste avec la vraie zinnwaldite, qui est caractéristique du sommet et occupe un champ assez large dans le prolongement de cette tendance, comme le montre la figure 34-A.

De manière significative, le faciès inférieur, qui a subi une transformation importante en conditions subsolidus selon [Kesraoui \(2010\)](#), ne montre que des zinnwaldites. Ces zinnwaldites sont également disposées en un large champ, mais elles sont décalées vers des compositions moins riches en fer que celles du faciès supérieur, comme le montre la figure 34-A.

Exactement, les schémas de composition des micas trioctaédriques observés dans la coupole cachée de Tin Amzi s'interprètent de la manière suivante :

- (i) La tendance linéaire partant de la protolithionite magmatique enregistre l'exsolution d'un fluide magmatique-hydrothermal issu de la fonte de la coupole.
- (ii) Les domaines de zinnwaldite correspondent à l'interaction de ce fluide avec un fluide métamorphique externe.

Cette hypothèse est renforcée par d'autres cas, tels que le granite AT de Hanana et les microgranites AT porphyriques de Tin Amzi et d'El Karoussa. La figure 26 du chapitre IV et la figure 34-A (voir ci-dessous) montrent que les micas de ces occurrences présentent des profils similaires. Dans l'ensemble, la composition des micas dans les granites et microgranites AT de Tamanrasset se caractérise par un ensemble de tendances linéaires marquées par les protolithionites magmatiques (flèches colorées sur la figure 34-A), qui mènent à un large domaine de zinnwaldite. Cependant, plusieurs occurrences présentent des

tendances linéaires qui ne correspondent pas aux précédentes. Ainsi, en se basant sur ces observations, nous pouvons proposer que les zones de zinnwaldite témoignent du mélange entre plusieurs fluides magmatiques-hydrothermaux, correspondant chacun à une intrusion particulière, représentés par le champ [MH] sur la figure 34-A, et des fluides externes d'origine métamorphique, représentés par le champ [ES].

Les micas présents dans les greisens de quartz-topaze associés semblent suivre les mêmes schémas. Certains micas sont des protolithionites, des reliques évidentes du stade magmatique, mais la plupart sont des zinnwaldites, indiquant que les greisens se développent à partir de granites ou de microgranites altérés métasomatiquement en relation avec le processus de mélange décrit précédemment. Nous pouvons spéculer que la greisenisation est le résultat de la prédominance du fluide [EM] contenant du CO₂, fournissant ainsi une source d'acidité dans le processus.

3.3 Schémas de mica dioctaédriques

3.3.1 Le rôle des fluides peu profonds dans les greisens quartz-mica

Les compositions di-octaédriques (Fe-Li et Li-muscovite) présentent deux tendances linéaires distinctes, clairement exprimées par des échantillons spécifiques, dans les figures 26, 27 et 34-A. Ces tendances convergent vers un domaine ([mh] dans la figure 34-A) qui est distinct de celui de [MH]. Il est possible d'interpréter ces deux tendances comme des lignes de mélange entre le fluide [mh] et deux autres fluides potentiels, hypothétiquement situés à [ES1] et [ES2] dans la Figure 34-A. Étant distincts des fluides magmatiques ou métamorphiques, ces fluides proviennent de réservoirs moins profonds et sont donc considérés comme "superficiels". Cependant, la dispersion observée des compositions di-octaédriques suggère une histoire plus complexe où les fluides mélangés des deux tendances ([mh]-[ES1] et [mh]-[ES2]) interagissent entre eux. Cette interaction produit un large domaine de zinnwaldite lors du mélange des fluides [EM] et [MH]. Par conséquent, il est plus judicieux de considérer un domaine fluide élargi [ES] (tel que représenté dans la Figure 34-A). Comme un membre final potentiel, plutôt que de se limiter aux deux tendances linéaires, le mélange des fluides externes [EM] et [em] conduit à l'évolution des quartz-topazes en quartz-mica et mica greisens. Il est probable que ces mêmes fluides soient responsables de la dernière altération dans la coupole de Tin Amzi. Cette altération est marquée par la transformation de la zinnwaldite en un assemblage Fe-Li muscovite + sidérite (Kesraoui et al.

2000), ce qui constitue une preuve évidente de l'implication d'un fluide porteur de CO₂ (c'est-à-dire [EM]).

3.3.2 Le cas de la lisière de la zinnwaldite d'Aléméda

Les figures 27 et 34-A montrent que la zinnwaldite des sillons d'Aléméda contraste nettement avec le greisen micacé antérieur, indiquant un mélange clair entre les fluides terminaux [EM] et [MH]. Cependant, il est intéressant de noter que les premiers stades de développement de cette structure restent dans le même champ que les greisens quartz-mica, ce qui montre une tendance linéaire entre [mh] et [ES1] (Fig. 34-A).

4 Définition d'un modèle conceptuel pour les greisens de Tamanrasset

4.1 Nature des réservoirs de fluides

Dans l'ensemble, ces données suggèrent que l'altération des greisen dans la région de Tamanrasset est le résultat d'une interaction prolongée entre les fluides magmatiques-hydrothermaux et la roche murale, avec un apport plus ou moins continu de matières fondues fraîches et les observations pétrographiques qui montrent une altération hydrothermale progressive de la roche murale, allant de la transformation partielle des minéraux primaires de la roche murale en phyllosilicates, à la formation d'un réseau dense de veines de quartz, de feldspath et de micas qui sont le produit d'une forte fracturation et d'un intense apport de fluides hydrothermaux. Ces veines sont souvent associées à des minéralisations de sulfures et d'oxydes, ainsi qu'à des assemblages de greisen.

De plus, l'analyse des micas des échantillons de greisen montre des signatures géochimiques qui suggèrent une origine magmatique. Cela indique que les fluides magmatiques jouent un rôle important dans le processus de greisenisation à Tamanrasset, en plus des fluides hydrothermaux externes.

Il semble donc que l'évolution hydrothermale et magmatique à Tin Amzi et El Karoussa été complexe et implique une superposition de différents événements géologiques. Les dykes de microgranite AT porphyrique se sont superposés à la coupole métasomatiquement transformée de Tin Amzi, puis eux-mêmes été affectés par une nouvelle altération hydrothermale. De même, à El Karoussa, un assemblage de cassitérite-topaze a été remanié dans un dike de microgranite AT porphyrique du même groupe que ceux qui ont été affectés par la greisenisation. Cette superposition d'événements magmatiques et hydrothermaux semble avoir été fréquente dans la région de Tamanrasset.

Le modèle conceptuel postule que des coupoles dissimulées sont responsables de l'apport continu de fondants riches en métaux rares et de fluides magmatiques-hydrothermaux. Bien que certaines de ces coupoles soient effectivement observées, comme c'est le cas à Tin Amzi, d'autres restent hypothétiques et supposées situées à une plus grande profondeur. Les sources de ces fluides magmatiques peuvent appartenir soit au groupe des protolithionites AT Figure.34-B1 et 3, soit aux membres d'un RMG de type PIP (Figure. 34-B2), en accord avec les considérations précédentes.

D'après certaines considérations, le système hydrothermal nécessite un apport continu de fluides métamorphiques. Cependant, lors de la formation des granites de Taourirt et du RM dans le terrane de Laouni ([Cheilletz et al. 1992](#)) il y a environ 540-520 millions d'années, il n'y a pas d'apport régulier de ces fluides.

Il est probable que les fluides correspondants au haut degré de métamorphisme atteint dans les roches environnantes se soient écoulés hors d'atteinte depuis 520 Ma, étant donné que plusieurs dizaines de millions d'années se sont écoulées depuis cette période.

Cependant, le haut degré de métamorphisme observé dans les roches environnantes exclut la possibilité d'un apport de fluide par un métamorphisme thermique potentiellement lié à la mise en place du Taourirt et du RMG. Néanmoins, [Marignac et al. \(2016\)](#) soulignent que les processus de fusion partielle dans la croûte continentale inférieure, impliqués dans la formation des granites de Taourirt, pourraient être associés à un renouvellement des transformations métamorphiques dans la croûte moyenne, et donc à une nouvelle remontée de fluides métamorphiques.

La Figure 34-B illustre une hypothèse selon laquelle le réservoir crustal supérieur (à environ 5 km de profondeur selon [Bouabsa et al. 2012](#)) est rempli de manière généralisée par le processus de mobilisation des fluides à partir des gradients thermiques induits par les intrusions. Cependant, une autre hypothèse est possible : un apport répétitif de fluides en quantités limitées en provenance de profondeurs plus importantes peut également être envisagé.

Enfin, des fluides provenant d'un niveau peu profond sont également nécessaires. Vers 540 Ma, la série sédimentaire de la couverture discordante du Hoggar Tassili commence déjà à se déposer, et une épaisse pile de sédiments clastiques est probablement déjà présente (bien

que son épaisseur exacte soit inconnue en raison de l'érosion intra-cambrienne), ce qui fournit le réservoir requis.

Il est nécessaire qu'il y ait des fluides provenant d'un niveau peu profond pour alimenter les systèmes hydrothermaux à l'époque de la mise en place des granites de Taourirt et de RMG dans le terrane de Laouni. La série sédimentaire de la couverture discordante du Hoggar Tassili commence déjà à se déposer à cette époque, fournissant ainsi le réservoir requis.

Toutefois, il devait exister une barrière de faible perméabilité séparant ce réservoir peu profond du réservoir plus profond de fluides métamorphiques, car leur participation permanente aux systèmes hydrothermaux n'a pas été observée. La nature de cette barrière reste inconnue et pourrait éventuellement être liée à la discordance située sous les sédiments du Cambrien précoce.

Selon ce modèle, on peut interpréter les deux extrêmes [ES1] et [ES2] comme résultant d'une différence de temps de résidence dans le réservoir [ES]. [ES1] pourrait correspondre à un temps de résidence plus long tandis que [ES2] pourrait représenter des fluides ayant passé moins de temps dans le réservoir et provenant de niveaux plus proches de la surface (comme illustré dans la figure 34-B2).

4.2 Dynamique des systèmes hydrothermaux

Le développement des greisens de Tamanrasset peut être divisé en trois étapes différentes, comme indiqué dans la Figure 34-B. Pendant la première étape, le réservoir profond était isolé du réservoir superficiel et les systèmes hydrothermaux étaient contrôlés par l'interaction entre les fluides magmatiques-hydrothermaux et métamorphiques (Fig.34-B1). Deux scénarios sont possibles :

- * une interaction précoce au sein des corps magmatiques, comme dans la coupole de Tin Amzi, où les fluides magmatiques ont joué le rôle principal (cas "a" dans la Fig. 34-B1), ou un mélange de fluides dans les chenaux fracturés, avec une prédominance des fluides métamorphiques (cas "b"), ce qui a conduit à la formation de greisens à quartz-topaze ou riches en quartz en plusieurs épisodes associés à la mise en place pulsée du RMG ("c" dans la Fig. 34-B1).
- * Au cours du deuxième épisode du développement des greisens de Tamanrasset, la barrière de faible perméabilité qui séparait le réservoir profond du réservoir peu profond a été rompue. Cela a permis aux fluides peu profonds de pénétrer dans le

réservoir profond et d'interagir avec les fluides plus profonds, produisant des greisens riches en mica dioctaédrique. Ces greisens peuvent provenir directement des protolithes granitiques ou métamorphiques ou de l'extension de greisens antérieurs (Fig. 34-B2).

La rupture de la barrière est attribuée à une activité tectonique, probablement en lien avec l'activation tardive des linéaments majeurs dans le super-terrane LATEA à la fin de l'Édiacarien. Cette même activité tectonique a également favorisé l'accès vers la surface d'une fusion RMG évoluée (la source du fluide magmatique-hydrothermal [mh], "d" dans la Figure 34-B2) , En outre, l'environnement tectonique actif peut expliquer la forte zonation des micas dioctaédriques, qui reflète peut-être des cycles de systèmes de failles et de vannes induits par des séismes ex., (Sibson 1990).

- * Au cours du troisième épisode, qui correspond aux assemblages de zinnwaldite-cassitérite à Alemeda, la barrière de faible perméabilité s'est progressivement reformée, ce qui a permis une pénétration tardive des fluides résiduels [ES1] vers le bas. Cette pénétration a marqué le stade précoce du développement de la lisière à Alemeda, et le système hydrothermal a été dominé de nouveau par l'interaction entre les fluides [EM] et [MH]. Ainsi, on peut interpréter ce troisième épisode comme un renouvellement de la production de matière fondue dans la croûte inférieure et de la production de fluides métamorphiques dans la croûte moyenne, ce qui a permis la mise en place d'une source de fluides [MH] ("e" dans la Figure 34-B3) et d'un flux ascendant de fluides [EM].

5 Minéralisation

Il y a des gisements de métaux rares associés au développement du greisen dans la région de Tamanrasset. Étant donné que plusieurs types de fluides sont impliqués dans les processus hydrothermaux, il est difficile de déterminer l'origine exacte de ces enrichissements ou minéralisations en métaux rares.

Les informations concernant l'évolution des minéraux accessoires de métaux rares liés à l'altération hydrothermale dans les coupoles de Hanana et Tin Amzi (voir chapitre V) indiquent que les fluides magmatiques libérés lors de la cristallisation des fontes AT ([MH] sur la (Figure. 20 –chapitre III) contiennent une concentration élevée en Sn, W, Nb et Ta. Ainsi, la source des métaux des assemblages cassitérite-topaze de Hanana et El Karoussa, où

la cassitérite est régulièrement enrichie en W et Nb-Ta (voir chapitre V), est susceptible d'être liée à ces fluides magmatiques.

Les fluides magmatiques-hydrothermaux tardifs qui contribuent à la formation de la cassitérite d'Aléméda sont probablement les mêmes que ceux impliqués dans la formation de la cassitérite de Hanana et El Karoussa, ainsi que dans les altérations hydrothermales des coupes de Hanana et Tin Amzi. En effet, ces fluides sont associés aux mêmes membres terminaux [MH] que l'on retrouve dans la bordure de zinnwaldite de la cassitérite d'Aléméda (voir Figure. 34). Toutefois, contrairement aux cassitérites de Hanana et El Karoussa qui sont enrichies en W, Nb et Ta, celle d'Aléméda est pauvre en ces éléments et riche en Ti, dont l'abondance relative contrôle l'OZ (voir Figure. 33 - chapitre V).

En analysant la contradiction apparente entre la composition de la cassitérite d'Aléméda et celle des greisens de Hanana et Tin Amzi, nous pouvons considérer que le membre terminal métamorphique [EM] joue un rôle prédominant dans la lisière de la zinnwaldite d'Aléméda et dans le processus de mélange avec les fluides [MH]. Cette prédominance peut expliquer l'appauvrissement en W, Nb et Ta ainsi que l'enrichissement en Ti de la cassitérite d'Aléméda, dû à la dilution par le composant [EM].

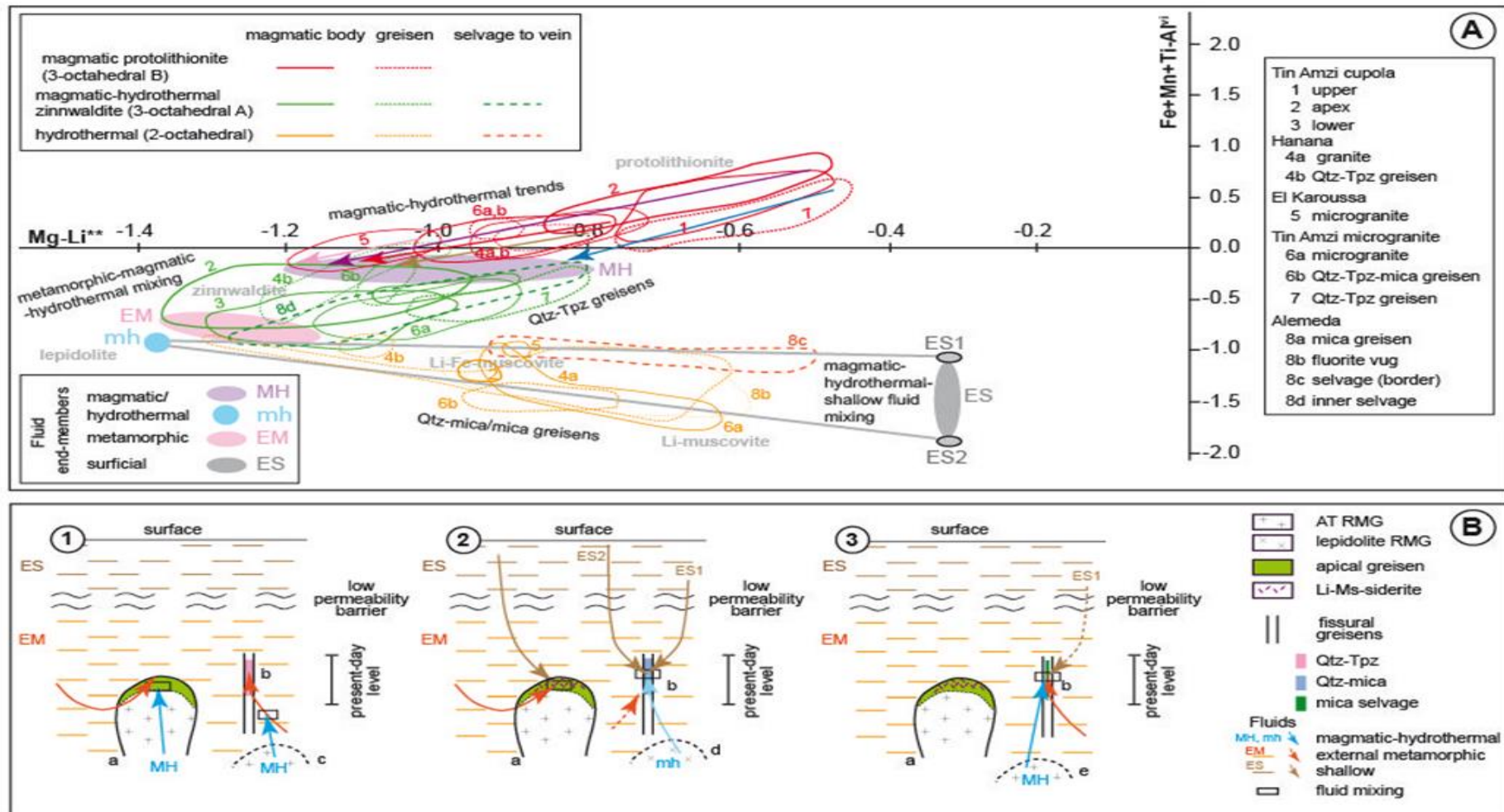


Figure 34 : modélisation des greisens de Tamanrasset en utilisant les micas comme indicateurs de fluides

Le diagramme de Tischendorff présenté dans les figures 26 et 27 a permis de prouver l'existence de plusieurs fluides magmatiques-hydrothermaux et de leurs interactions par mélange. Les flèches colorées représentent des tendances spécifiques de ces fluides. Le modèle conceptuel de l'évolution en trois étapes des systèmes magmatiques/hydrothermaux de Tamanrasset vers 520 Ma est illustré par trois dessins : le cas de la coupole de Tin Amzi, le cas des greisens fissuraux, et les hypothétiques coupoles plus profondes produisant des fluides magmatiques-hydrothermaux.

Le stade 1 : correspond au métasomatisme dans la partie apicale de la coupole de Tin Amzi et à la formation de greisens à quartz-topaze.

Le stade 2 : correspond à la formation de greisens à quartz-mica.

Enfin, le stade 3 : correspond à la formation de veines de zinnwaldite-quartz-cassitérite à Aléméda.

Deuxième partie

Le complexe granitique de

Filfila

**Les micas-Li comme indicateurs de l'évolution
pétrogénétique**

1 Introduction

Pendant le cycle alpin, qui se distingue par un magmatisme acide intense dans les zones internes de la chaîne des Maghrébides, les composants peralumineux ne sont pas absents (Fourcade et al., 2001) mais peu documentés : on a signalé quelques dykes rhyolitiques dans le massif de l'Edough (NE Algérie) (Aïssa et al., 1995) et l'étude des skarns de Karézas dans le même massif conduit à soupçonner l'existence en profondeur d'un RMG (Aïssa et al., 2001). Cependant, de nouvelles observations dans le petit massif tertiaire du Filfila (Semroud, 1970 ; Bourefis, 1997) conduisent à l'interpréter comme constitué en grande partie de granites d'affinité GMR, incluant des aplites et des granites à topaze (Gherbi, 1998 ; Marignac et al., 2003 ; Bouabssa et al., 2005; Bouabssa et Marignac, 2007).

L'objet de ce chapitre est de caractériser ces manifestations, par une approche minéralogique basée essentiellement sur la cristallogénèse des micas et de discuter les relations génétiques entre les différents types pétrographiques présents dans ce massif.

2 Cadre géologique

Le massif du Filfila, situé en Petite Kabylie, à 20 km à l'Est de Skikda, appartient à la zone interne des Maghrébides, dont il présente toutes les unités classiques, sous forme d'un ensemble d'unités tectoniques empilées (Lemoy, 1969). Du haut vers le bas, on y trouve (Figure. 34) : **(4)** la nappe Numidienne, formée de grès de couleur blanche à dragées de quartz et d'argilites fines, d'âge oligo-miocène ; **(3)** la nappe des flyschs kabyles maurétaniens, composée de bas en haut par des phanites du Vracono-Cénomaniens, un flysch schisto-gréseux et une formation pélitique d'âge Sénonien ; **(2)** la nappe du socle kabyle, comprenant des terrains cristallophylliens (schistes satinés, gneiss ocellés), des grès épimétamorphiques et des calcaires, surmontés par une couverture grésopélitique discordante (l'Oligo-Miocène kabyle), avec des conglomérats à galets du socle kabyle à sa base ; **(1)** l'unité parautochtone du Dj. Filfila, correspondant à la couverture « ultra - tellienne » du socle africain.

L'unité du Dj. Filfila, qui ressort en fenêtre tectonique sous les nappes à la faveur d'un bombement anticlinorial, comprend des terrains jurassiques et crétacés: Lias calcaire (carrière de marbres du Filfila.); Dogger pélitique, à lentilles carbonatées (calcaires et dolomies); Malm pélitique, à petits bancs et lentilles gréseuses, passant progressivement vers le haut au Néocomien où les bancs gréseux prennent de l'importance ; « Albo-Aptien » schisto-gréseux où dominant les grès.

Ces terrains épi - métamorphiques présentent une tectonique polyphasée : à une tectonique tangentielle précoce (plis couchés synchistoux, chevauchement de l'échelle de marbres liasiques) succède un plissement en anticlinoriums-synclinoriums et droits d'axes WNW-ESE. Les deux massifs granitiques visibles à l'affleurement sont réputés post-tectoniques, mais occupent les cœurs de deux anticlinoriums majeurs (Figure. 35. A.B).

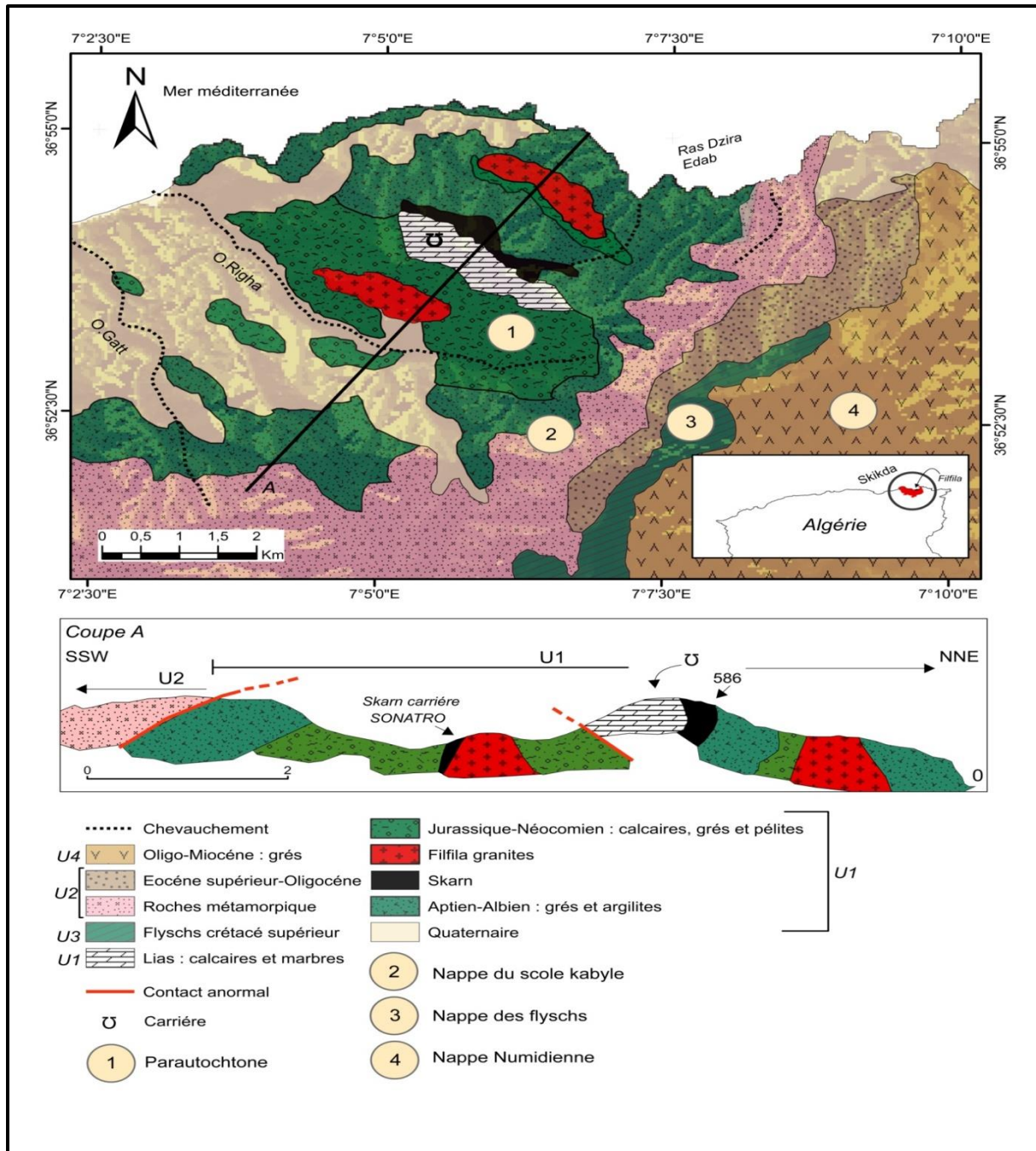


Figure 35 : Carte géologique et structural de la région du Filfila (Lemoy 1969)

2.1 LES GRANITES DU FILFILA

Les granitoïdes du Filfila constituent deux petits stocks (figure.35) allongés dans la direction WNW-ESE. Le stock Nord (Figure 35.A) a une superficie de 3 km² environ. Son affleurement en petites coupes, dispersées çà et là rend difficile aussi bien l'échantillonnage que la détermination des relations entre les différentes variétés de granites. Le massif Sud (Figure 35.B) a une superficie de 4 km² environ et est entièrement encaissé dans les formations du Néocomien. Les formations qui l'entourent sont caractérisées par un pendage faible à l'Est et au Nord - Est et assez fort dans les autres endroits. Ces deux stocks peu érodés montrent un toit qui plonge doucement, de façon symétrique, sous l'écaille liasique de la carrière de marbre. La région entre les deux principaux stocks est caractérisée par la présence de plusieurs petits pointements granitiques et aplitiques dont les diamètres oscillent entre 1 et 20 mètres et un important métamorphisme de contact, ce qui laisse supposer l'existence en profondeur d'une continuité entre les deux intrusions (cf Fig. 34). Une datation faite par [Penven et Zimmermann \(1986\)](#) lui attribue un âge (K/Ar) de 15,3 Ma. D'après les travaux antérieurs, il existe deux grands types de granites dans le massif : un granite à tourmaline de grain grossier à moyen, qui est le faciès dominant ; et un granite fin à nodules de cordiérite, peu représenté. Il s'y ajoute trois variétés de microgranites : (1) quartzo - feldspathiques à fluorite, leucocrates; (2) à biotite et tourmaline, riches en micropegmatite ; (3) porphyriques à phénocristaux d'orthose en tablettes, avec biotite et tourmaline. Ces microgranites se présentent soit en filons, soit en petits massifs, généralement en bordure des plutons.

Dans ce dernier cas, ils montrent systématiquement des microfractures remplies d'épidote et de fluorite. Les études de ([Bouabsa et al., 2005](#)) ont mis en évidence la présence, dans le massif Nord, d'un leucogranite à topaze accompagné de stockscheiders sur sa bordure et intrusif dans les granites à tourmaline. Des filons d'aplite à topaze primaire, de direction générale NNW-SSE, de puissance centimétrique à métrique et d'extension variant entre quelques mètres et quelques centaines de mètres, sont présents dans le massif Sud, où ils indiqueraient l'existence, à faible profondeur, d'une autre coupole de granite à topaze.

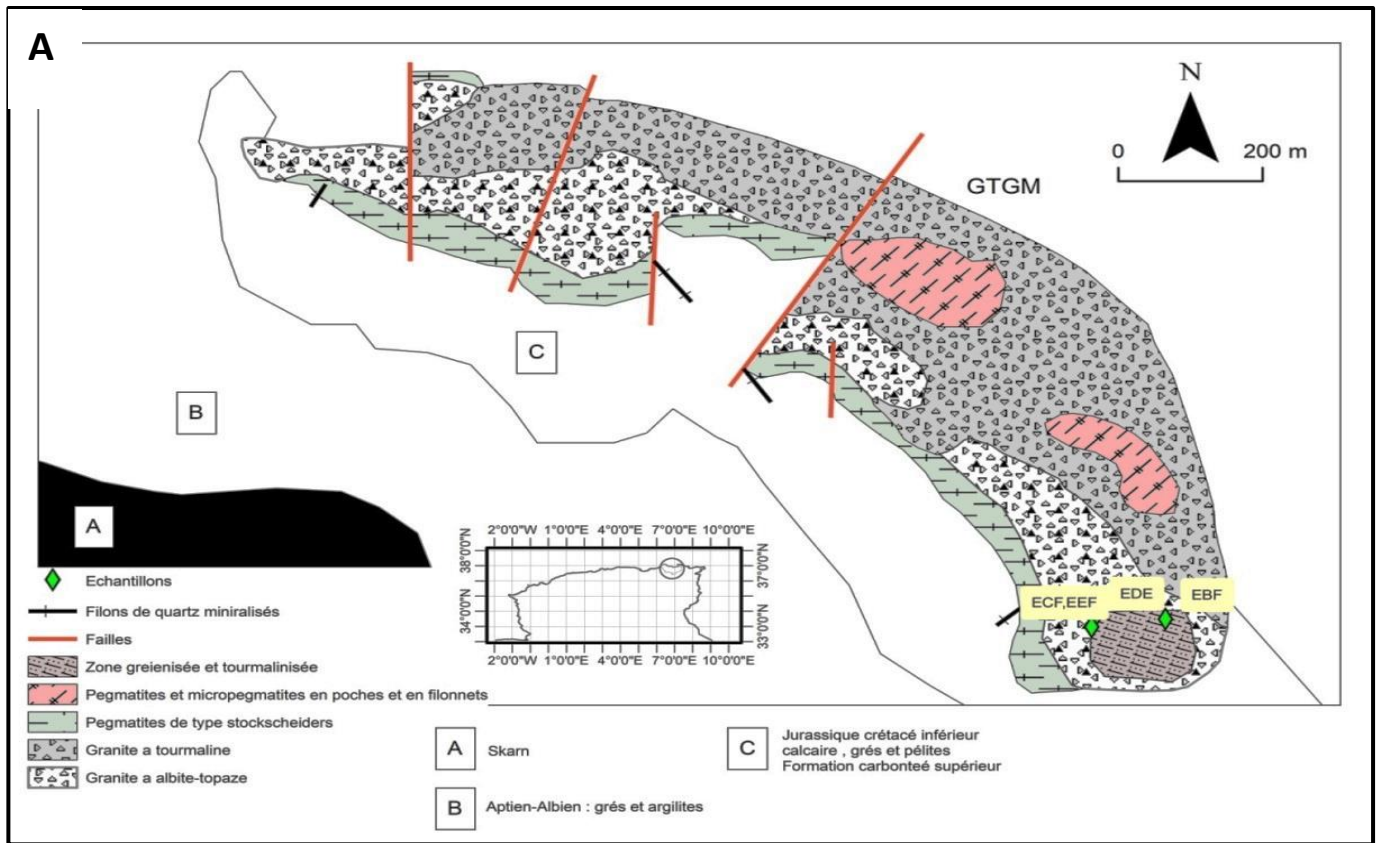


Figure 36 - A : Carte géologique du massif granitique de Filfila (Stock Nord) (Gherbi 1998, Bouabssa et al. 2001) modifié.

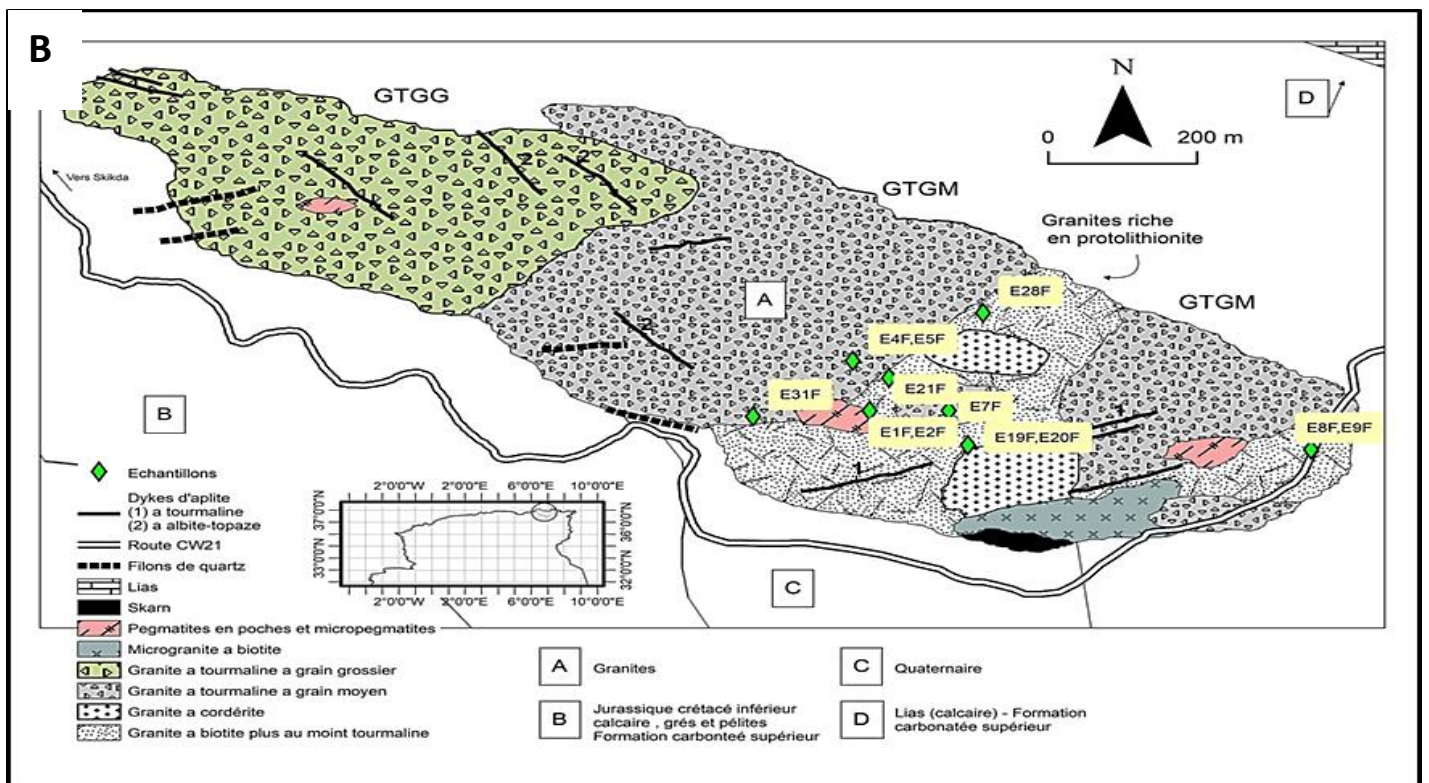


Figure 36 - B : Carte géologique du massif granitique de Filfila (Stock Sud) (Gherbi 1998, Bouabssa et al. 2001) modifié

3 Pétrographie des deux massifs :

Les granites à cordiérite, les microgranites et les granites à tourmalines ont été décrit par plusieurs auteurs (Semeroud, 1970 ; Ouabadi, 1994 ; Fourcade et al. ,2001 ; Bouabssa et al .,2005 ;Bouabssa et al.,2010) .

L'étude pétrographique des roches granitiques du secteur Nord et Sud de la région de Filfila est basée sur les observations de terrain et l'examen des échantillons prélevés (16 lames minces) confectionnées à partir d'échantillons sélectionnés (figure 35 A et B) selon leur état de fraîcheur et leur représentativité des faciès rencontrés sur le terrain.

Dans notre travail, nous présentons une description complémentaire concernant les granites à micas et les granites à tourmaline, ainsi que les faciès aplitiques et pegmatitiques qui se présentent sous forme de filons dans les deux massifs.

Ces faciès sont soumis à des altérations hydrothermales intenses qui ont souvent pour effet de transformer complètement la structure originelle de la roche. Les types d'altération rencontrés comprennent la séricitisation, la tourmalinisation, l'albitisation et la greisenisation.

3.1 Le massif du Sud

3.1.1 Texture et composition minéralogique :

Ces granites présentent différents types de texture :

- les granites à grains fins : les minéraux sont de petites tailles dans l'ordre du millimètre à micas et tourmaline, ou à micas seuls ;
- les granites à grains moyens : les minéraux constitutifs sont compris entre 1-3 mm;
- les granites à grains grossiers : les minéraux sont de grandes tailles supérieure à 3 mm , tantôt riches en tourmaline, tantôt riche en micas.

Les granites examinés sont généralement leucocrates, comme indiqué dans la (figure 36). Bien que la taille des grains varie, tous les granites présentent une texture grenue à grain moyen à grossier porphyroïde, et une association minéralogique relativement constante, indépendamment du type de granite observé. Parfois, les granites sont coupés par des enclaves surmicacées de couleur sombre, composées de micas de taille et d'abondance très variable (Figure 36 : c, d, f). En outre, les granites sont également traversés par des roches filoniennes telles que les aplites (Figure 36, e) et les pegmatites. Enfin, de petits cristaux de pyrite

disséminés ont été observés (figure 36, b).

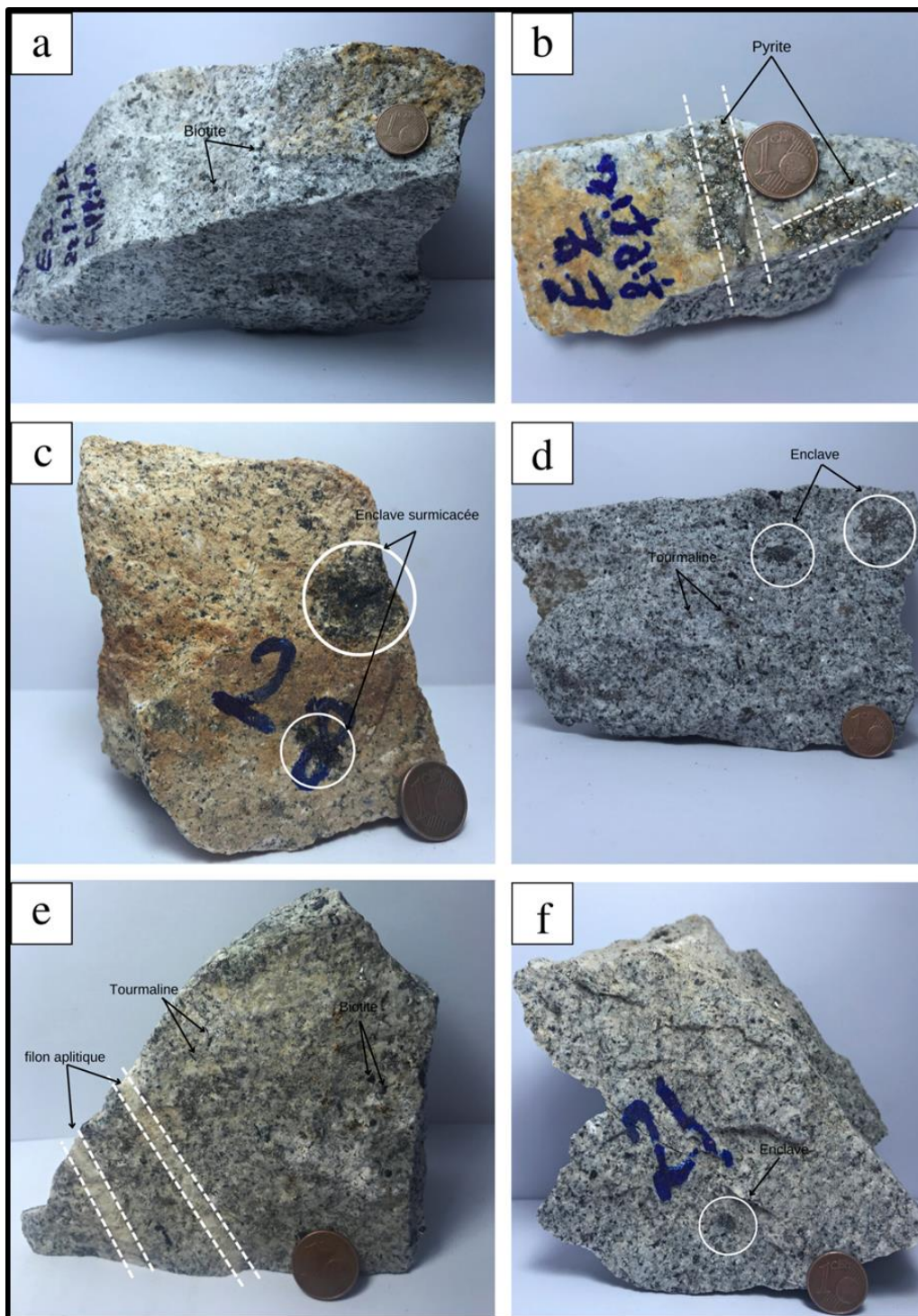


Figure 37 : Aspect macroscopique des granites du massif Sud de Filfila

(a) granite à biotite de couleur grisâtre à texture grenue avec présence de phénocristaux de plagioclases (Ech1) ; (b) granite altéré jaunâtre avec la présence de minéralisation de pyrite (Ech 2) ; (c) enclave surmicacée (sombre) au sein d'un granite altéré (Ech28) ; (d) granite a tourmaline de couleur grisâtre à texture grenue avec présence d'enclave surmicacée (Ech5) ; (e) granite a Tourmaline a grains moyen avec présence de filon aplitique recoupant le granite (Ech31) ; (f) granite a Tourmaline à grains moyen (Ech21).

3.1.2 Etude microscopique

L'étude pétrographique détaillée de ces roches a permis de distinguer plusieurs variétés faciales de granites, d'après la proportion des minéraux de couleur qui les renferment :

a- Le granite à tourmaline

ce granite est représenté par les échantillons (Echantillons : 4,5, 8, 9 ; voir figure 35 B). C'est la variété la plus fréquente, le granite à tourmaline se caractérise par sa richesse en quartz de grains grossiers xénomorphe (5 à 7 mm), de feldspath potassique sous forme de gros cristaux automorphes ou d'agrégats de biotite et tourmaline, la tourmaline se présente en gros prismes à fort pléochroïsme en teinte jaune, les minéraux accessoires sont le zircon et les minéraux métalliques.

b-Le granite à biotite

Ce granite est représenté par les échantillons (Echantillons : 1, 2, 7,19, 20, 21,28, 31 ; voir figure 35 B).

La composition de granites à biotite se distingue de celle de granite à tourmaline par une proportion plus grande de mica atteignant (6-7 %), (1-2 %) dans le granite à tourmaline.

Au microscope, le granite à biotite montre la composition minéralogique suivante : orthose, plagioclase, quartz et biotite

Du point de vue minéralogique, ces deux facies sont identiques et constituées par :

Les feldspaths potassiques, tels que l'orthose, sont présents en abondance et se présentent sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes de grande à moyenne taille (Figure 37.A). Il y a souvent une prédominance de l'orthose perthitique, qui forme des rubans ou des flammes et présente par endroits un début d'albitisation. Les feldspaths potassiques sont parfois troubles en raison de la présence d'inclusions.

Les feldspaths calco-sodiques, tels que le plagioclase, sont relativement nombreux mais de petite taille (figure 37. B). Ils présentent des macles polysynthétiques typiques d'albite et sont souvent altérés en séricite, formant des paillettes de micas blancs orientées selon le clivage et parfois selon les macles. Dans certaines zones, le plagioclase ne subsiste que sous forme de reliques.

Dans certaines lames minces, nous pouvons observer des plagioclases qui montrent des zones concentriques de composition et d'orientation optique différente, qui ne s'éteignent pas simultanément. Ce sont des plagioclases zonés (figure 37.C).

Le quartz est présent en abondance dans les échantillons étudiés (environ 25 à 30 %) et sa taille et son apparence varient. On peut observer des cristaux sub-automorphes isolés de taille moyenne, avec des faces cristallines nettes et une extinction toujours franche, ainsi que des plages polycristallines xénomorphes plus grandes avec une extinction roulante. Le quartz peut également se présenter sous forme de grains xénomorphes interstitiels dans la matrice. On observe une intercroissance microscopique entre le quartz vermiculaire et le plagioclase albitique, ce qui est appelé myrmékisation (figure 37. G). Cette association minéralogique particulière donne lieu à la formation de myrmékites.

Le mica est présent sous deux formes principales : **la muscovite et la biotite**. La muscovite se développe dans les microfissures et en plages de corrosion aux dépens des feldspaths (Figure 37. F). Elle est caractérisée par un clivage fin et régulier. La biotite est quant à elle très abondante dans les granites à micas, constituant plus de 20 % de la roche (figure 37 A,B). Elle se présente sous forme de grandes plages subautomorphes à xénomorphes et montre une teinte brun pâle ou verdâtre homogène. Les cristaux de biotite présentent des oxydes opaques le long de leurs clivages et ont de nombreuses inclusions de zircon.

La tourmaline est fréquente dans les sections basales et longitudinales des échantillons de granite, mais sa proportion peut varier (figure 37. C,D). Elle est souvent de couleur brune, plus ou moins foncée, et présente une forme prismatique zonée. Dans les granites à tourmaline, les tourmalines zonées sont souvent des schorlites très alumineuses qui contiennent du fluor (bouabsa,2005).

La topaze : se présente sous deux aspects : cristaux automorphes (topaze I) d'apparence primaire (magmatique) ; et des microcristaux (topaze II) corrodant l'albite où se développant

le long de microfissures, équivalent probable de la topaze secondaire dans les granites à tourmaline.

Les granites à micas contiennent généralement des **minéraux accessoires** tels que le zircon et l'apatite, ainsi que des minéraux opaques qui se trouvent souvent dans les micas ou à proximité.

Le zircon est le principal minéral accessoire et se présente sous forme de fines aiguilles ou de petits prismes automorphes, généralement limpides et incolores à jaunâtres. Il est souvent inclus dans le mica et entouré d'une auréole radioactive caractéristique. (Figure.37.E).

- **Les minéraux d'altération**

La séricite, qui est observée sous forme de fines paillettes constituant le principal minéral d'altération des plagioclases (Figure.37. H). Cette altération se développe le long des plans de clivage des plagioclases.

L'albite, quant à elle, se développe en échiquier à partir des bordures et des perthites des Méga-FK et est considérée comme la première manifestation de l'albitisation .

3.2 Corps filoniens de pegmatites et d'aplite

Les pegmatites se rencontrent sous forme de corps filoniens, ce sont des filons métriques qui s'étendent sur 5-10 m , la composition minéralogique est : le feldspath potassique sous forme des gros cristaux (5-7 mm) , de quartz xénomorphe, de muscovites subordonnées, les fluorines est parfois rencontrées sous forme de grains isolés (bouabsa et al 2005).(figure 38)

Les filons d'aprites sont fréquents dans les granites, la puissance varie de 5 à 30 cm, et s'étendent sur plusieurs dizaines de mètres, ils sont constitués de quartz et de feldspath, albite zinnwaldite et topaze. Ces filons sont liés probablement au magma résiduel de cette même intrusion acide. (Chabbi R. 2007). Deux épisodes de mise en place de filons de pegmatites et d'aprites sont distingués :

Premièrement les filons de pegmatite grenue à grains grossiers à feldspaths se mettent en place ensuite les filons apritiques grenue à grains fins. Le caractère pétrographique des pegmatites montrent que la cristallisation a été très lente. Cela se matérialise par les gros cristaux dans les pegmatites .Alors que les aprites ont un caractère tardif et leur cristallisation est rapide marquée par leur texture à grains fins.

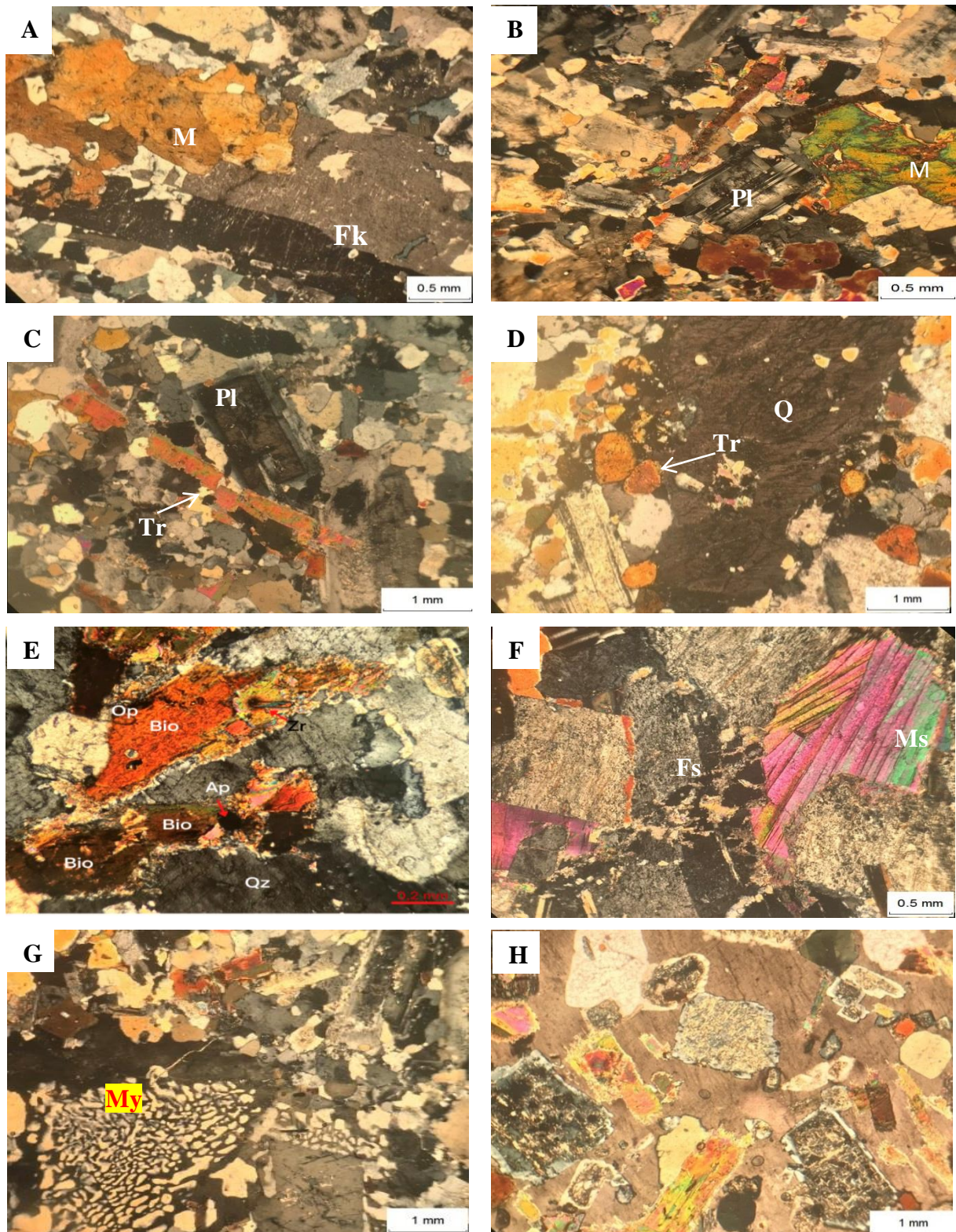


Figure 38 : Aspect microscopiques des granites à tourmaline ±Micas du massif Sud

Photo A : Feldspath potassique (Fk) type orthose maclés « carlsbad » associé au mica (M) (Obj X5 LPA) **Photo B** : Plagioclase maclé (Pl) type albite avec le Quartz (Q) et Biotite (Obj X5 LPA) **Photo C** : Plagioclase zoné avec la présence de Tourmaline (Tr) en section

longitudinale et Quartz xénomorphe, (Obj X5 LPA) **Photo D** : Aspect de la tourmaline (Tr) en section basale, Plagioclase (Pl), et quartz **Photo E** : Aspect des minéraux accessoires dans les granites : Zircon, Biotite, Apatite, minéraux Opaques (Op),). Obj X10. LPNA **Photo F** : Aspect de la muscovite (Ms) montrant un clivage très fin et régulier entouré de Quartz et de Plagioclase maclé type albite (Obj X5. LPA). **Photo G** : Aspect microscopique des textures myrmékitique (My) (Obj X5 LPA) **Photo H** : Aspect microscopique de la séricitisation dans un granite, (Obj X5 LPA).

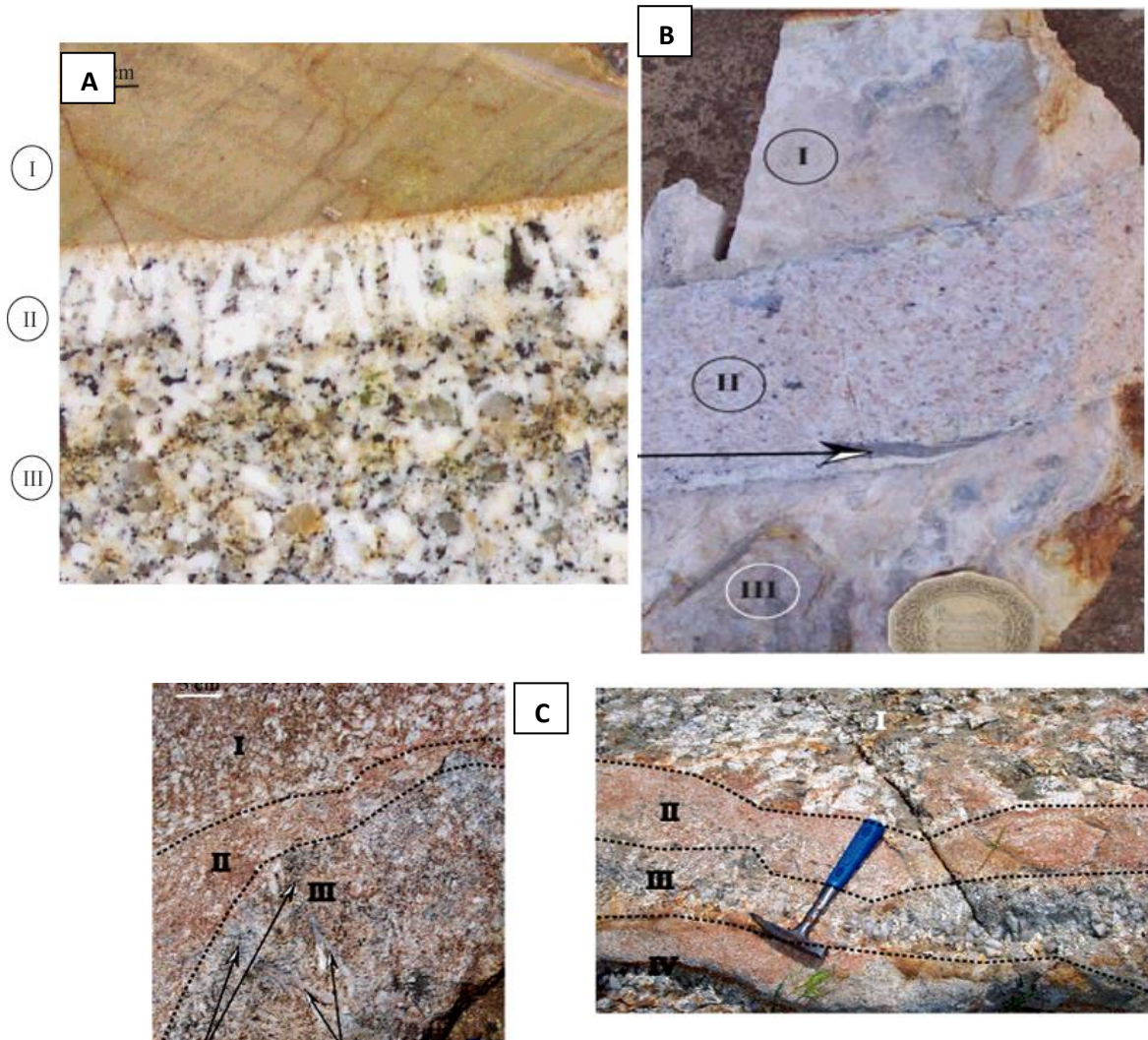


Figure 39 : Aspect des affleurements de stockscheiders et des aplites

Photo A : Aspect présenté par les veines à structure litée de type stockscheider (échantillon prélevé au SW du massif Nord) ; **I** : encaissant sédimentaire très légèrement métamorphisé ; **II** : zone à méga feldspaths et micas à aspect branchu et plumeux poussant à partir d'une bande aplitique ; **III** : zone à texture microgrenue de composition granitique (essentiellement quartzo-feldspathique avec micas et tourmaline).

Photo B : aspect d'un filon centimétrique d'aplite à topaze (échantillon prélevé au nord du massif Sud) ; **I** et **III** Encaissant sédimentaire avec léger métamorphisme de contact ; **II** : Filon d'aplite à topaze ; **flèche** : Enclave d'encaissant (argilite épimétamorphique dans l'aplite à topaze).

Photo C : Aspect du stockscheider à l'affleurement (massif Nord) ; **I** : zone à feldspath en bâtonnet ; **II** : zone aplitique ; **III** : zone à feldspath en plaquette (les feldspaths à aspect plumeux et arborescent peuvent atteindre plus de 20 cm).

3.2.1 Le massif du nord

3.2.2 Le granite et le microgranite à topaze (figure 39)

ce granite est représenté par les échantillons (Echantillons EBF . ECF. EDF. EEF fig 35 .A)
Le faciès à topaze est clair et à grain assez fin, il est riche en mica, ce faciès est bien représenté dans le stock granitique du Nord.

Au microscope la composition minéralogique est pratiquement la même que le massif Sud composé du : quartz, l'albite, feldspath potassique, plagioclase, Micas « Biotite et Muscovite », à ces minéraux s'ajoute de la tourmaline et de la myrmékite et des minéraux accessoires tels que le zircon et les minéraux opaques.

Mais la topaze se présente sous deux aspects : des cristaux automorphes d'apparence primaire (magmatique) ; et des microcristaux corrodant l'albite ou se développant le long des microfissures, équivalent probablement de la topaze secondaire dans les granites à tourmaline.

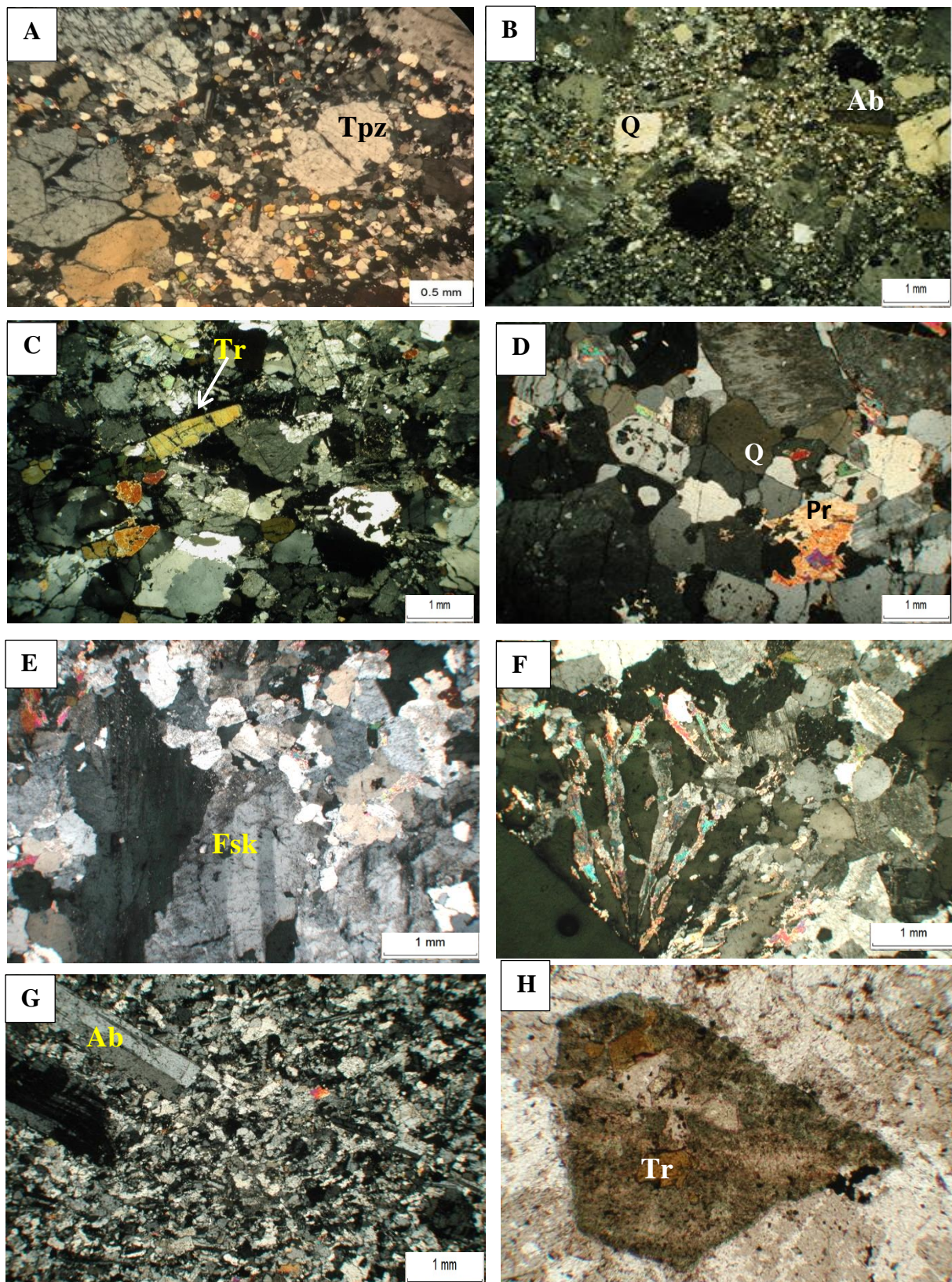


Figure 40 : Aspect microscopique des granites et microgranites à tourmaline du massif Nord (Obj X5. LPA);

Photo A :Microgranite porphyrique leucocrate à tourmaline et Topaze primaire **xénomorphe**,
Photo B : texture porphyrique à Quartz , albite ; **Photo C** : granite à tourmaline ; **Photo D** :
granite à albite et protolithionite et quartz ; **Photos E,F,G** : Différents aspects des minéraux
branchus arborescents et palmés dans les stockscheiders ; **Photo E** : Aspect branchu du
feldspath potassique ; **Photo F** : Association de quartz et muscovite à aspect arborescent et
poussant en éventail ; **Photo G** : Feldspath potassique et albite (Ab) poussant à partir du
granite à tourmaline vers la matrice aplitique. ; **Photo H** : Biotite à aspect palmé avec
inclusions de tourmaline (Tr).

4- Caractères géochimiques des granites du filfila (bouabsa et al .2005)

Les résultats des analyses des éléments majeurs et en traces sont donnés dans les annexes n°V

Tous les faciès granitiques présents dans le massif du Filfila , partagent les caractéristiques géochimiques communes suivantes:

- ils sont peralumineux ($A/CNK > 1.1$); - faiblement fractionnés (SiO_2 compris entre 71.47 et 76.01; (figures 41,42)
- généralement potassiques (K_2O/Na_2O compris entre 1.15 et 1.9);
- pauvres en CaO, (inférieure à 1.3%, sauf pour les microgranites, où une teneur élevée en CaO accompagne logiquement le développement de l'altération à fluorite-épidote);
- peu magnésiens (l'indice magnésien M de Hughes & Hussey (1976) est le plus souvent inférieur à 35);
- des teneurs en P_2O_5 relativement élevées (comprises entre 0.19 et 0.44%);
- et des teneurs en Cr et Ni exceptionnellement basses, même dans les granites à cordiérite. Ils contiennent tous des teneurs significatives en fluor ($\geq 0.2\%$ F) ;
- sont remarquablement riches en uranium (jusqu'à 29 ppm), avec des rapports Th/U proches de 1, indiquant que la majorité de l'uranium est présent sous forme d'uraninite (Hacini 2000) ; et que les enrichissements significatifs en étain (10 à 39 ppm), tungstène (11 à 266 ppm), lithium (24 à 885 ppm), rubidium (379 à 1217 ppm) et césium (20 à 207 ppm) sont diagnostiques de l'affinité de ces granites avec les granites à métaux rares.

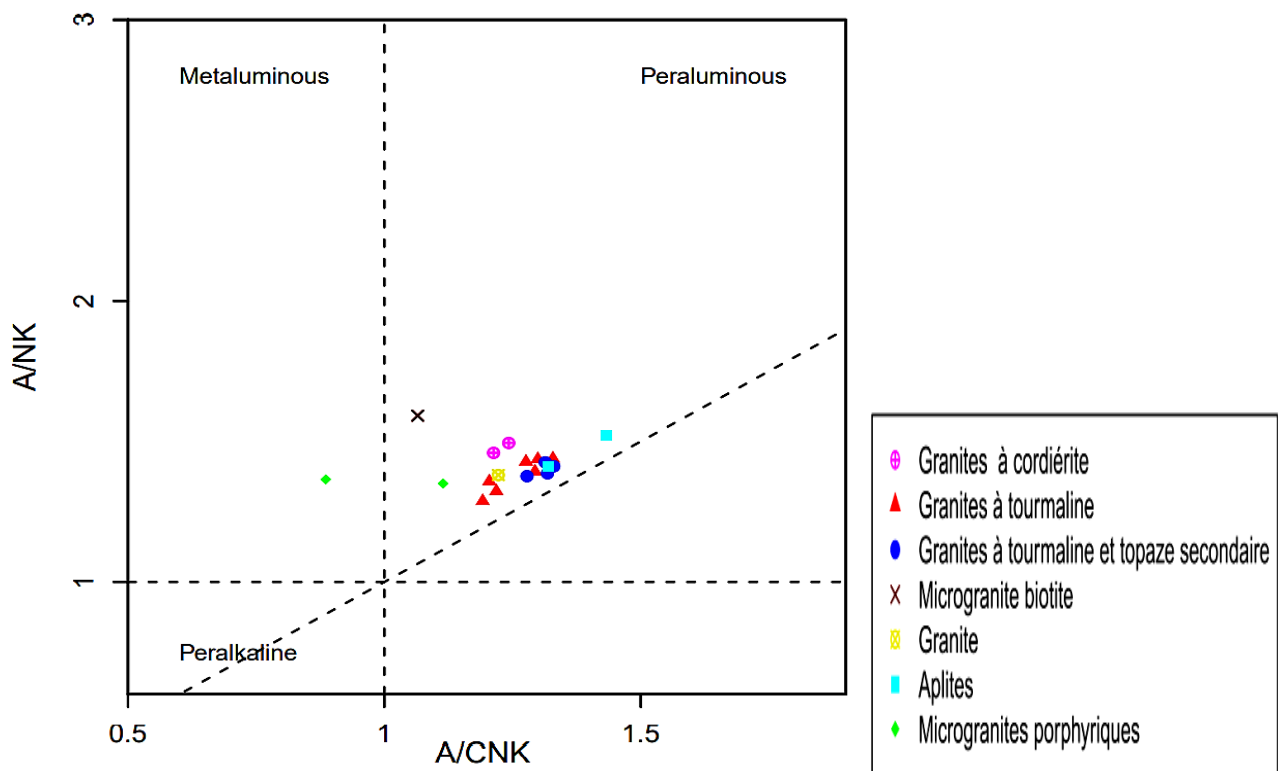


Figure 41 : Diagramme A/NK vs A/CNK (de Maniar et Piccoli, 1984) dans lequel sont projetées les roches du massif de Filfila

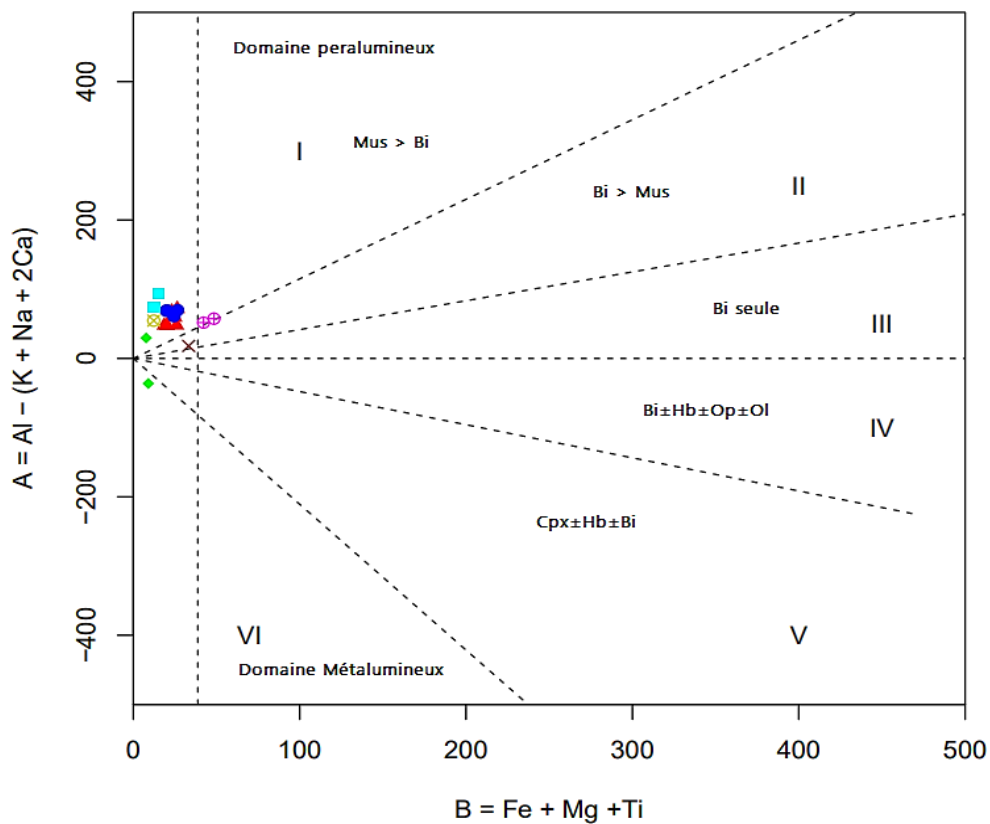


Figure 42 : Position des roches du massif de Filfila dans le diagramme A vs B de Debon et Lefort (1988).

3.3 Granites et aplites à topaze

Les faciès à topaze, un peu moins riches en SiO₂ (72.40 à 74.39%), sont les plus sodiques, avec des rapports K₂O/Na₂O inférieurs ou égaux à 1; des teneurs faibles en CaO (0.34 à 0.79%); mais ils sont encore moins magnésiens (M = 9±1) et ce sont les faciès les plus riches en P₂O₅ (entre 0.33 et 0.44%) et les plus pauvres en titane; ils sont encore moins riches en REE que les granites à tourmaline, et leurs spectres sont très semblables à ceux des RMG à teneurs intermédiaires en phosphore (Raimbault *et al.*, 1991); enfin, ils sont très riches en F (entre 1.20 et 1.54%) et ce sont les plus lithinifères des granites du Filfila (Li entre 510 et 1230 ppm); en revanche, ce sont les plus pauvres en B (< 150 ppm).

Ces magmas seraient les plus froids du complexe du Filfila, comme l'indiquent les très faibles teneurs en Th (jusqu'à 2.8 ppm), Zr (jusqu'à 15 ppm) et SREE (jusqu'à 11.1 ppm) (Watson & Harrison, 1983 ; Pichavant *et al.*, 1992 .

4 Etude des phases micacées

4.1 Méthodologie d'étude

4.1.1 Moyens analytique

Les micas des différents granitoïdes (à l'exception des granites à cordiérite) du Filfila ont été analysés à la microsonde électronique CAMECA (SX 50 pour l'année 2000 et SX 100 pour l'année 2002), au laboratoire commun de microanalyse de l'UHP – Nancy.France.

4.2 Conditions analytique

15 Kv, 10 nA, temps de comptage variable (20s pour F et Rb) et 10s pour les autres éléments; correction PAP; étalons minéraux naturels (sauf pour Cs et Rb: titanates de synthèse). Les seuils de détection sont: F = 800ppm; Cl =190ppm; Rb = 1000ppm; Cs=600ppm. Cette méthode ponctuelle ne permet cependant pas le dosage des éléments légers (Be et Li) qui sont des constituants essentiels des micas des granites à métaux rares. Il faut cependant signaler que des méthodes d'analyses ponctuelles du lithium par la microsonde ionique ou par ablation laser « ICP-MS » existent, mais ces dernières restent coûteuses.

4.2.1 Estimation de Li₂O

De nombreuses méthodes empiriques ont été élaborées afin d'estimer les teneurs en lithium.

* **Pour les micas dioctaédriques**, on a utilisé les teneurs en fluor et la loi de puissance proposée par [Tischendorf et al. \(1997\)](#): $\text{Li}_2\text{O} = 0.3935 \times \text{F}^{1.326}$.

* **Pour les micas trioctaédriques**, il existe trois types de régression utilisant les teneurs en MgO, Rb, F ou en SiO₂ [Tischendorf et al. \(1997\)](#).

Après leur application à des micas connus, il est apparu que la régression basée sur la silice est celle qui minimise à la fois le biais et la variation d'estimation: $\text{Li}_2\text{O} = (0.289 \times \text{SiO}_2) - 9.658$.

5 Caracérisation pétrographique des micas

5.1.1 Les biotites

Dans les microgranites, les biotites se trouvent en petits cristaux sub automorphes, soit dans la matrice, soit blindés dans le quartz ; ils sont donc considérés comme précoces en grandes plages xénomorphes dont la composition contraste avec celle des biotites précoces.

5.1.2 Les phengites

Dans le microgranite et dans les stockscheiders, ce sont des micas sub-automorphes apparemment synchrones des micas tri-octaédriques, tandis que dans les granites à tourmaline, ce sont des phases typiquement secondaires, qui corrodent les protolithionites.

5.1.3 Les protolithionites et zinnwaldites

Elles se trouvent dans les stockscheiders, dans les granites à tourmaline et dans les faciès à topaze .Dans les **granites à tourmaline**, ce sont des **protolithionites** (cf. Fig.43 B.C) qui se présentent en grandes plages sub-automorphes ou xénomorphes; quoique optiquement homogènes, ces micas sont distinctement zonés quand on les examine au MEB: c'est une zonation confuse ("patchy zoning")(fig. 43 D), où des plages "sombres" en réseaux anastomosés paraissent venir corroder le mica "clair" dominant, avec parfois des stades intermédiaires.

Dans les **granites à topaze**, ce sont des **zinnwaldites** (cf. Fig.43 A) qui se présentent sous forme de grandes plages sub-automorphes à xénomorphes chargées en inclusions d'oxydes à métaux rares (Rutiles Nb-Ta, Columbo-tantalites et wolframites) , plus rarement de petites lattes, généralement incluses dans les précédentes. Ils sont de même optiquement homogènes,

mais montrent également au MEB un "patchy zoning" (fig. 43 F) très net, avec des plages "sombres" qui corrodent les micas "clairs", parfois en deux temps nettement successifs.

Enfin, dans les **aplites à topaze**, ce sont aussi des zinnwaldites, très voisines de celles des granites à topaze, avec les mêmes morphologies et un "patchy zoning" semblable: mais, à la différence des précédentes, ce sont ici des plages "claires" qui paraissent corroder le mica "sombre " (fig. 43 D.E).

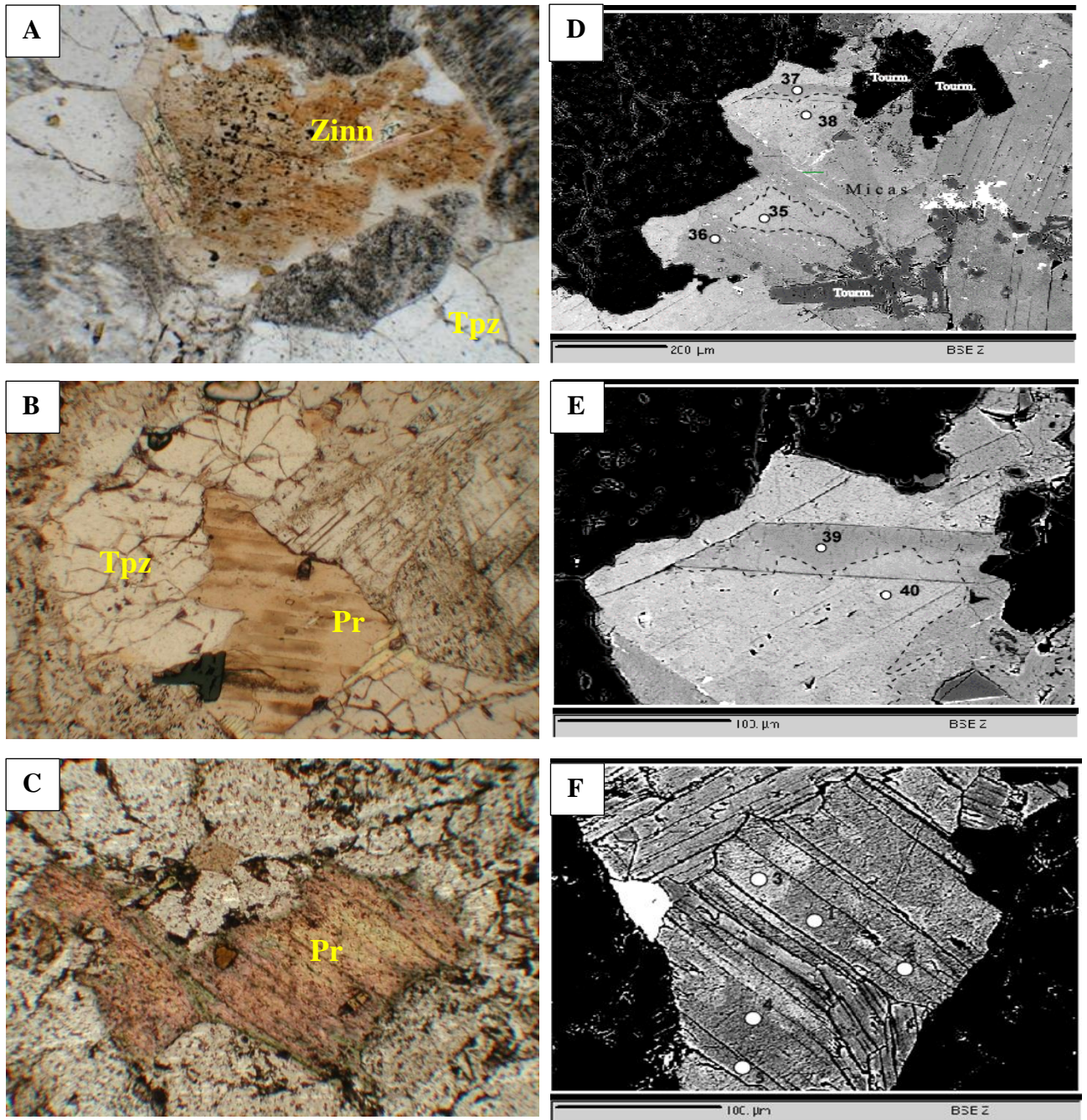


Figure 43 : aspect des phases micacées montrant la zonation oscillante des micas

Photos **A**,: Zinnwaldites (Zinn) chargées en inclusions de minéraux à métaux rares **B,C** : protolithionites (Pr) dans les granites à topaze **Photos D,F** : Aspect du front corrosif dans les protolithionites des granites à tourmaline . **D** : aspect des zinnwaldites des granites à topaze **E** : dans les zinnwaldites des aplites à topaze. SEM-BSE (Les numéros marquent les points SEM).**Photo F** : Aspect du zonage à caractère confus «patchy zoning» des zinnwaldites des aplites à topaze. Deux générations sont également visibles (1, 2) (EPMA-BSE).Les numéros marquent les points SEM.

6 Classification:

Tous les micas analysés sont plus ou moins riches en lithium et fluor. Selon le diagramme de Tischendorf et *al.*, (1997) (figure. 44), Les micas des différents granitoïdes du Filfila, montrent qu'ils sont représentés par :

des **Fe-biotites et sidérophyllites** ($\text{Si}_{2,73-2,86} \text{Al}^{\text{IV}}_{1,14-1,27} (\text{Al}^{\text{VI}}_{0,25-0,59} \text{Ti}_{0,16-0,21} \text{Fe}_{1,2-1,48} \text{Mg}_{0,32-1,01} \text{Li}_{0,17-0,28}) \text{Na}_{0,02-0,05} \text{K}_{0,87-0,94} (\text{F}_{0-0,62} \text{OH}_{2-1,38})$) pour les granites à cordiérite, microgranites, ou encore les granites à tourmalines ;

- des **protolithionites** ($\text{Si}_{2,88-2,9} \text{Al}^{\text{IV}}_{1,1-1,12} (\text{Al}^{\text{VI}}_{0,79-0,89} \text{Ti}_{0,06-0,08} \text{Fe}_{1,04-1,16} \text{Mg}_{0,26-0,33} \text{Li}_{0,46-0,55}) \text{Na}_{0,04-0,06} \text{K}_{0,9} (\text{F}_{0,59-1,06} \text{OH}_{1,41-0,94})$) pour les granites à tourmalines et les stockscheiders ;

- des **zinnwaldites** ($\text{Si}_{3,16-3,27} \text{Al}^{\text{IV}}_{0,74-0,83} (\text{Al}^{\text{VI}}_{1,04-1,08} \text{Ti}_{0,01-0,03} \text{Fe}_{0,61-0,81} \text{Mg}_{0,03-0,13} \text{Li}_{0,89-1,07}) \text{Na}_{0,02-0,04} \text{K}_{0,89-0,9} (\text{F}_{1,2-1,59} \text{OH}_{0,8-0,41})$) très riches en F, Rb (0.52 à 0.67%) et Cs (0.1 à 0.5%) pour l'ensemble des granites et aplites à topaze.

Des **phengites** et **Li-phengites**.

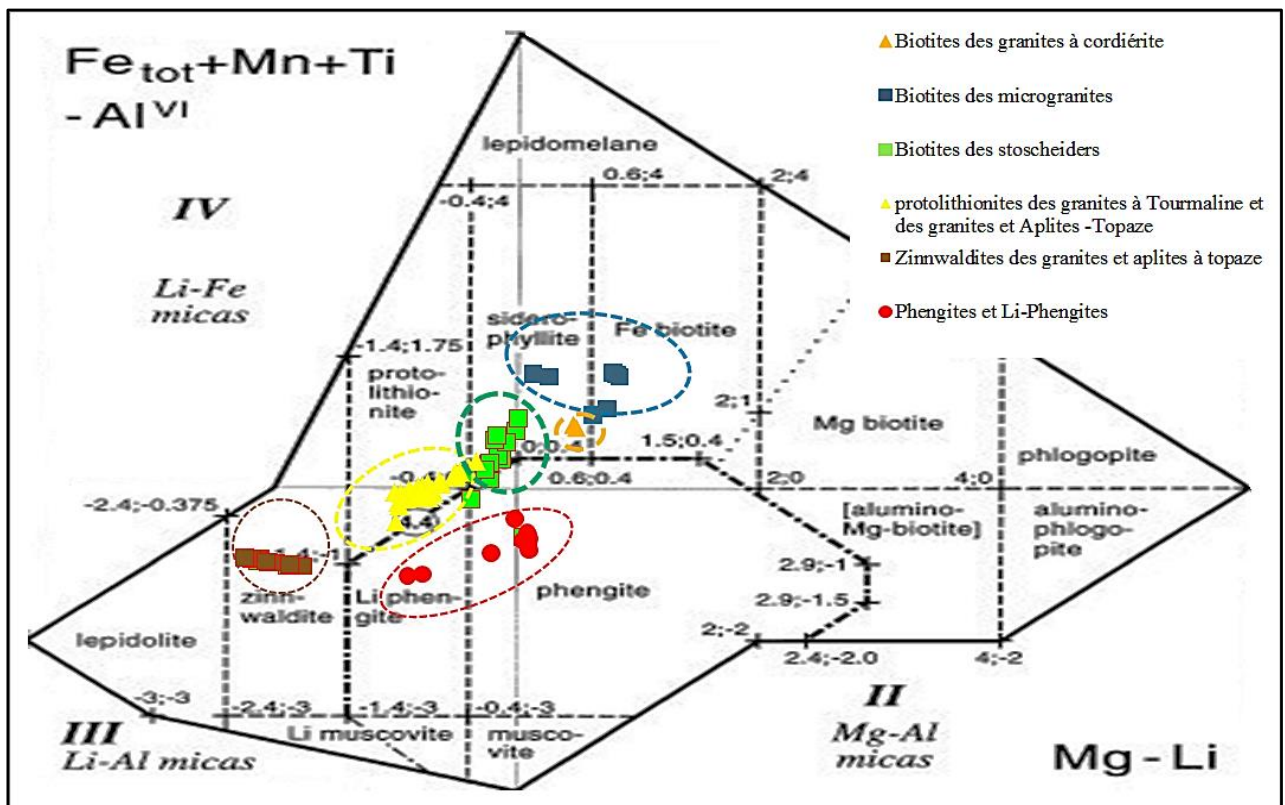


Figure 44 : Projection des micas des différents types de granitoïdes du Filfila dans le diagramme $\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mn}+\text{Ti} - \text{Al}^{\text{VI}}$ vs. Mg-Li (a. /u.f.s) de Tischendorf, 1997

7 Interpretation et mecanismes de substitutions:

Les divers mecanismes de substitution intervenant aussi bien dans les micas di-octaédriques que tri-octaédriques peuvent être résumés dans la représentation tétraédrique (M^{2+} - Si - Al - Li) de Monier, 1987. Pour mieux visualiser et expliquer les différents types de solutions solides, l'auteur a projeté les micas sur deux plans :

- **Le plan " M^{2+} - Al - Si"** sur lequel sont projetés les micas sans lithium, montre trois principaux mecanismes de substitution délimités par trois joints :(figure 45)

1- le joint muscovite - phengite - céladonite est régit par la substitution anti-Tschermak ($Al^{(IV)} Al^{(VI)}, \Leftrightarrow Si^{(IV)}, M^{2+(VI)}$) ;

2- le joint biotite - sidérophyllite contrôlé par la substitution de type "Tschermak " ($M^{2+(VI)}, Si^{(IV)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, Al^{(IV)}$) ;

3- Le joint muscovite - biotite qui correspond à la solution solide di- tri-octaédrique avec un rapport Si/Al "tétraédrique" = 3 ; cette solution solide n'est possible que dans des milieux riches en lithium. Ces deux pôles sont séparés par une lacune dite "lacune de miscibilité" (Monier, 1987). Les mecanismes de substitution qui interviennent sont les suivants : $M^{2+(VI)} \Leftrightarrow 2/3 Al^{(VI)}, 1/3 \square^{(IV)}$.

- **Le plan " M^{2+} - Li - Al"** : Sur ce plan, quatre joints sont distingués : (Figure 46)

1- Le joint muscovite - zinnwaldite avec la substitution $M^{2+(VI)}, Li^{(VI)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, \square^{(VI)}$;

2- Le joint muscovite - trilithionite avec la substitution $3Li^{(VI)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, 2\square^{(VI)}$;

3- Le joint biotite - trilithionite avec la substitution $2M^{2+(VI)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, Li^{(VI)}$;

4- Le joint trilithionite-polyolithionite avec la substitution $Li^{(VI)}, 2Si^{(IV)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, 2Al^{(IV)}$.

La polyolithionite, la trilithionite et la zinnwaldite forment les pôles dits lépidolitiques.

En conclusion, et vu la complémentarité entre les méthodes de Monier (1987) et Tischendorf et al. (1997), elles seront utilisées dans le présent travail.

Reportés dans le diagramme " M^{2+} - Al - Si" de Monier (1987), les micas étudiés (tous faciès confondus) se positionnent dans le quadrilatère "annite – sidérophyllite – muscovite - phengite" (figure 45). La plupart des Biotites ($0 < Li < 0.75$) ont une composition +/- stable de leur couche tétraédrique (proche de Si_3Al) et tendent ainsi à s'aligner le long du joint annite -muscovite (flèche a, b). Ceci suggère la mise en jeu d'un mecanisme de substitution impliquant les sites octaédriques avec l'intervention d'Al et M^{2+} .

Pour les micas - Li ($0.75 < Li < 1$), principalement protolithionites et zinnwaldites, les compositions sont proches et coïncident avec le pôle zinnwadite (flèche c, d).

Pour les micas - Li ($Li > 1$), elles sont plus siliceuses, leurs compositions s'éloignent du joint "annite - muscovite" et évoluent vers le pôle polyolithionite (flèche d, e).

Dans le diagramme triangulaire "Li - M^{2+} - Al", (figure 46) qui souligne l'importance du rôle du lithium (Li) dans l'évolution cristallochimique, on retrouve les trois familles de micas observées auparavant. La première population représentée par les biotites des granites à cordiérites, microgranites et granites à tourmaline est subparallèle au côté M^{2+} - Al, confirmant ainsi la substitution $M^{2+} \rightarrow Al$ déjà définie (diagramme. " M^{2+} - Al - Si"), avec un léger enrichissement en Li (flèche a, b).

Les protolithionites longent le flanc gauche de la lacune de miscibilité définie entre micas di-octaédriques et tri-octaédriques.

Les points montrent une évolution subparallèle au joint M^{2+} - Li, supposant ainsi, l'existence de substitution entre cations divalents et lithium.

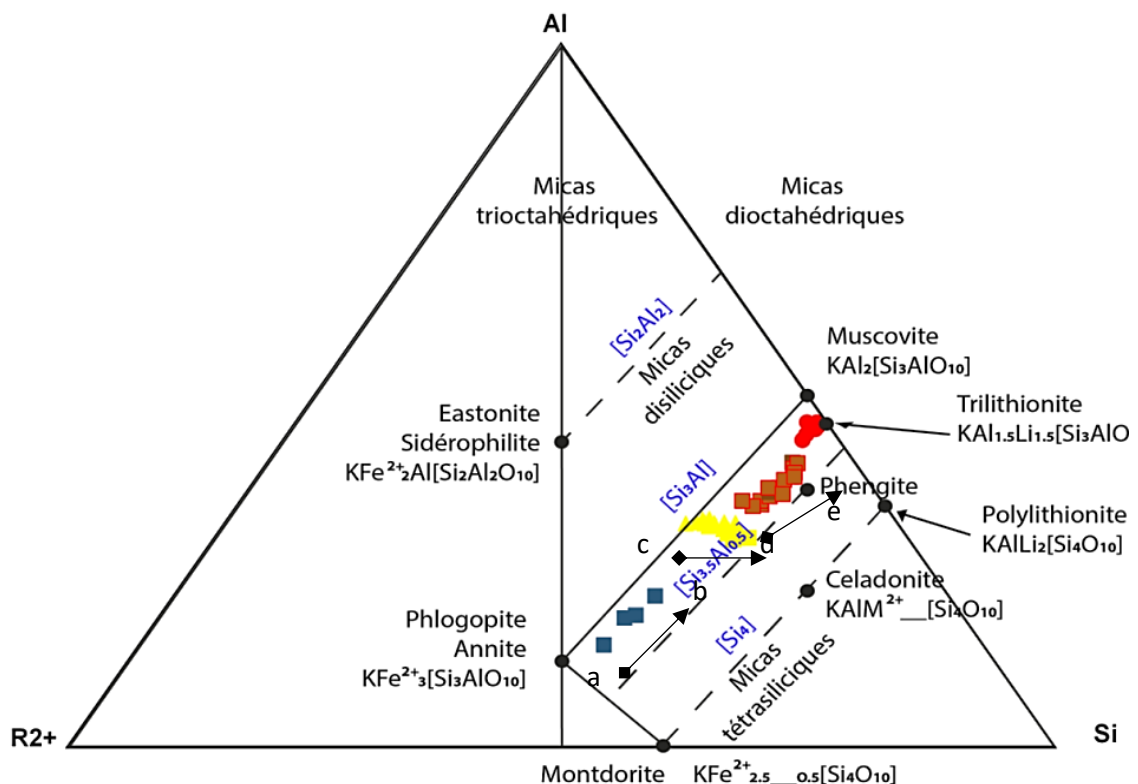


Figure 45 : Représentation des micas des granitoïdes du Filfila dans le diagramme Al-Si-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Si et R2+ (Fe2++Mg2+) en apfu des micas

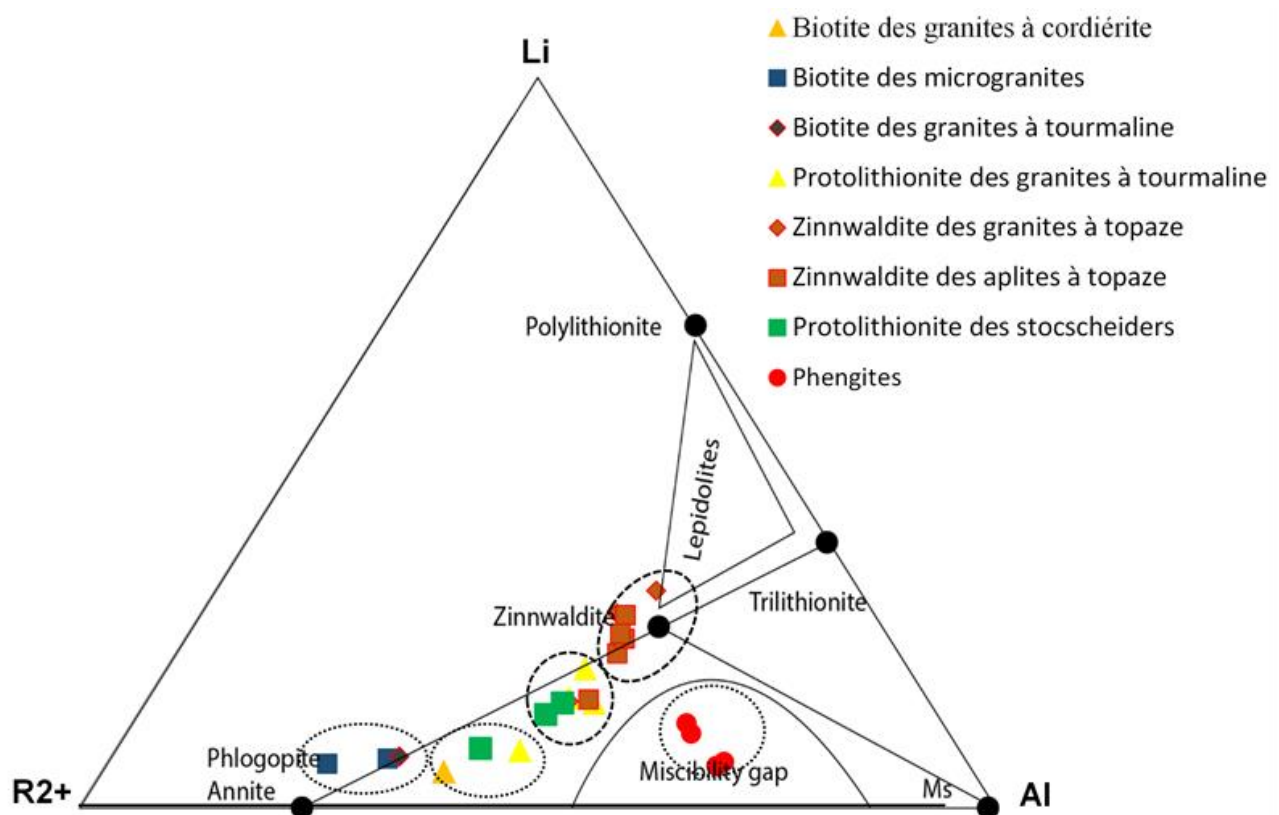


Figure 46 : Représentation des micas des granitoïdes du Filfila dans le diagramme Al-Li-R2+ de Monier et Robert (1986b), où sont projetées les compositions Al, Li et R2+ (Fe²⁺⁺Mg²⁺) en apfu des micas

8 A l'échelle du cristal:

Les changements de structure et de composition chimique des micas sont contrôlés par les variations du milieu de cristallisation (pression, température, fO_2 , richesse en éléments volatils et Li). Les micas sont aussi connus pour être de très bons marqueurs de leurs milieux de croissances en mémorisant les conditions (interactions magma - magma, magma - fluides hydrothermaux et magma - roches) de leur cristallisation se traduisant parfois par des zonations chimiques à l'échelle du cristal; [Monier, 1987](#) ; [Bouabssa, 1987](#) ; [Charoy et Norona, 1996](#) ; [Belkasmi, 2000](#)).

Dans les granites à topaze du Filfila, montre que les plages sombres des zinnwaldites sont systématiquement plus évoluées vers les pôles lithinifères, dessinant une série de tendances évolutives plus ou moins parallèles avec quelques cas d'évolutions régressives.

Dans les aplites à topaze, ce sont les plages claires qui paraissent corroder les plages sombres, ce qui se marque par des trends parallèles mais de sens inverse à ceux des granites à topaze.

Il s'en sort aussi, deux tendances évolutives bien distinctes :

→ l'une enracinée dans les sidérophyllites des granites à tourmaline et mènerait aux protolithionites de ces granites ;

→ l'autre enracinée dans les Fe-biotites des microgranites et conduirait aux zinnwaldites des faciès à topaze ;

→ Les micas-Li des stockscheiders appartiendraient à l'évolution des zinnwaldites dont ils représenteraient un stade moins évolué.

Le "patchy zoning" des micas tri-octaédriques lithinifères suggère l'intervention de processus de mélange entre des magmas plus ou moins fortement différenciés vers des compositions riches en Li et F.

9 Conclusion

Les Fe-biotites et sidérophyllites sont les micas représentant les granites à cordiérites, microgranites et en partie les granites à tourmaline. Les protolithionites sont les micas dominants dans les granites à tourmaline et les stockscheiders. Les zinnwaldites sont les micas représentant les granites et aplites à topaze.

* D'un point de vue typologique, l'étude des micas nous permet de proposer, (en complément de l'ancienne nomenclature), la nomenclature suivante:

- granite à cordiérite et Fe-biotite;
- granites à tourmaline et protolithionite;
- granite et aplites à topaze et zinnwaldite.

L'analyse des micas permet de proposer une nouvelle nomenclature, en complément de l'ancienne, pour les différents types de granitoïdes. On distingue ainsi les granites à cordiérite et Fe-biotite, les granites à tourmaline et protolithionite, ainsi que les granites et aplites à topaze et zinnwaldite.

* Sur un plan pétrogénétique: le premier résultat de l'étude cristallogénétique détaillée des micas des faciès à topaze consiste en leur caractère peu évolué par comparaison aux RMG décrits dans la littérature.

* Sur un plan métallogénique, les micas peuvent être utilisés comme guides dans la prospection minière. En la présence quasi-systématique des micas riches en F et Li (famille des lépidolites) dans les granites dits à métaux rares (GMR) illustre parfaitement bien ce rôle de guide. On note aussi que les micas concentrent des quantités importantes d'éléments rares (Be, Li). [Levashev \(1970\)](#), définit le caractère spécialisé (potentialités métallifères) des granitoïdes en utilisant le diagramme binaire opposant Al^{VI}/Al^{IV} des micas dans différents ensembles granitiques.

-Les caractéristiques chimiques des micas présents dans les faciès à topaze du Filfila, en complément des données géochimiques majeures, traces et TR ainsi que des données minéralogiques (Bouabsa et al., 2005), peuvent servir d'indicateurs potentiels de la présence d'une minéralisation à métaux rares (MR) ;

- teneurs importantes en F et Li;
- phases micacées ultimes représentées par la zinnwaldite qui témoigne d'un milieu géochimiquement moins évolué que les magmas très enrichis en éléments incompatibles.

Ce comportement rend difficile l'extraction des éléments des métaux rares (Nb, Ta, Sn, ou W) et leur concentration dans les fluides résiduels. Enfin, le caractère peu évolué des micas (zinnwaldites) reflète bien la nature des minéraux à métaux rares déjà identifiés (Bouabsa et al., 2010): rutil-Nb, woodginitite, ferro-columbite et wolframite (type ferbérinite). Cette étude conforte la conclusion déjà émise par Marignac et al. (2003) quant à l'existence potentielle de RMG non contaminé (type Beauvoir) en profondeur dans les Maghrébides.

Conclusion générale

Première partie : Hoggar Central

La présente étude se concentre sur le Terrane de Laouni, situé à Tamanrasset, dans le sud de l'Algérie. Cette région est caractérisée par une abondance de granites qui représentent plus de 70% des roches exposées. Ces granites sont associés au magmatisme syn-tectonique panafricain et sont datés entre 630 et 600 millions d'années. On trouve également dans la région des granites à faible profondeur, datés entre 580 et 520 millions d'années, qui sont enrichis en sodium, fluor et lithium. Ces granites appartiennent au groupe des granites à métaux rares (RMG) et sont associés à des altérations greisénisantes et à des filons de quartz contenant des minéraux tels que la cassitérite et la wolframite.

Les altérations dans la région sont principalement caractérisées par la présence de minéraux lithinifères et fluorés, tels que la protolithionite, la muscovite lithinifère, la topaze et la fluorine. Les minéralisations de minerais d'étain et de tungstène, qui se trouvent principalement dans les granites à albite-topaze, sont associées à ces altérations greisénisantes.

Les régions suivantes de Tamanrasset abritent la majorité des granites à métaux rares ou à albites-topaze du Hoggar, situés dans le terrane de Laouni (LATEA, Hoggar central) :

- **Tin Amzi –El Karoussa**: située à environ 30 km au sud de Tamanrasset, cette région comprend une coupole elliptique qui est constituée d'un granite à topaze et protolithionite. Le toit de la coupole subit une greisenisation importante.

- **Aléméda** : située à 50 km au sud-sud-est de Tamanrasset, cette région présente des filons granitiques similaires à ceux de Tin Amzi. Les greisens dans cette région sont principalement liées à la fracturation et se présentent sous forme de filons d'épaisseur variable ou se développent aux épontes des filons et des veines quartzeuses minéralisées en cassitérite et wolframite.

- **Massif de l'In-Tounine** : représentant un exemple de magmatisme tardif panafricain, ce massif est principalement composé de granites. Parmi eux, le granite rose à biotite porphyroïde est le plus courant, mais on trouve également d'autres types de granites tels que le microgranite porphyrique, le granite à topaze et le granite leucocrate. Ces granites sont associés à un magma riche en fluor, lithium, rubidium et étain, et appartiennent à la catégorie des granites peralumineux à métaux rares. Le massif de l'In-Tounine présente des

caractéristiques géologiques distinctives, avec des contours bien définis et des contacts marqués par des corps pegmatitiques.

• **Hanana et Hananère** : ces deux petites coupoles isolées sont situées à l'extrémité nord du massif de l'In-Tounine. Hanana est une coupole granitique composée d'un granite albitique évolué, encaissée dans des granito-gneiss. Hananère, proche de Hanana, est constituée d'un granite à topaze avec une partie supérieure greisenisée visible à l'affleurement. Ces deux coupoles sont des manifestations du magmatisme évolué d'albite et de topaze dans la région.

Les greisens dans la région de Tamanrasset sont principalement liés à la fracturation. Ils se présentent sous forme de filons d'épaisseur variable ou se développent aux épontes des veines quartzieuses minéralisées en cassitérite et wolframite. Ces roches massives ont une cohérence variable et des couleurs diverses (blanc, gris, verdâtre, brun rougeâtre). Leur composition minéralogique, dominée par le quartz et le mica, varie en fonction des proportions de topaze. Les greisens ont également été influencés par des fluides magmatiques-hydrothermaux.

Les études géochimiques et pétrographiques indiquent que les greisens de Tamanrasset ont connu un processus en deux étapes. Tout d'abord, une lixiviation acide a conduit à la formation de greisens riches en quartz et en topaze. Ensuite, un épisode d'épisyénite s'est produit, caractérisé par la dissolution du quartz et son remplacement par des micas riches en lithium. Cela a donné naissance à des greisens riches en mica, pouvant être considérés comme des "pseudo-greisens". Ce processus en deux étapes n'est pas spécifique à Tamanrasset, car des phénomènes similaires ont été observés dans d'autres contextes géologiques, qu'ils soient minéralisés ou non.

Les calculs de bilan de masse ont révélé des variations de teneur en fluor entre les greisens riches en mica et ceux pauvres en mica, ce qui suggère des différences dans la composition des fluides associés à ces roches. Les micas di-octaédriques contiennent moins de fluor que les micas tri-octaédriques, expliquant ainsi la baisse de fluor dans les greisens riches en quartz-topaze et zinnwaldite. En revanche, les greisens riches en quartz et mica présentent une augmentation de fluor (F) due à la cristallisation de micas secondaires. Certains éléments, tels que le cobalt (Co) et le cuivre (Cu), sont généralement absents des greisens riches en mica, tandis que d'autres éléments, tels que le titane (Ti), le vanadium (V), le chrome (Cr) et le nickel (Ni), montrent un comportement imprévisible mais souvent appauvri.

La composition et la chimie détaillée des micas fournissent des informations sur l'origine des fluides impliqués dans la formation des greisens de Tamanrasset. Les micas riches en lithium, typiquement magmatiques, suggèrent la contribution d'un fluide magmatique. D'autre part, les micas moins riches en lithium (Li) mais plus riches en aluminium (Al), sodium (Na) et potassium (K), suggèrent une contribution plus importante des fluides hydrothermaux.

Les études menées sur les micas tri-octaédriques dans différentes intrusions de la région de Tamanrasset ont révélé l'interaction des fluides magmatiques-hydrothermaux et métamorphiques dans la formation de ces roches. Les micas magmatiques évoluent vers la composition de la zinnwaldite, ce qui suggère l'exsolution d'un fluide magmatique-hydrothermal lors de la cristallisation du magma. Les domaines de zinnwaldite indiquent l'interaction de ce fluide avec un fluide métamorphique externe.

Ces observations sont soutenues par d'autres études sur les granites et microgranites de la région, montrant des schémas similaires de composition des micas. Les micas présents dans les greisens de quartz-topaze suivent également ces schémas, indiquant un développement à partir de granites ou de microgranites altérés métasomatiquement.

Les schémas de composition des micas di-octaédriques dans les greisens de quartz-mica révèlent l'interaction de différents fluides peu profonds provenant de réservoirs externes avec les fluides magmatiques-hydrothermaux. Ces schémas montrent deux tendances linéaires convergentes vers la zinnwaldite, résultant du mélange de différents fluides et indiquant une interaction complexe entre eux.

Le mélange des fluides conduit à l'évolution des greisens de quartz-mica à partir des greisens de quartz-topaze. Ces fluides sont également impliqués dans l'altération finale de la coupole de Tin Amzi, où la zinnwaldite se transforme en muscovite riche en fer et en lithium, ainsi qu'en sidérite, témoignant de la présence d'un fluide riche en CO₂.

En conclusion, il est suggéré que les coupoles cachées pourraient jouer un rôle crucial en fournissant de manière continue des fluides magmatiques-hydrothermaux et des fondants riches en métaux rares. Ces coupoles, bien que certaines soient observées telles que celle à Tin Amzi, restent hypothétiques et supposées se trouver à des profondeurs plus importantes. Les fluides magmatiques nécessaires pourraient provenir des protolithionites AT ou d'autres types de roches magmatiques riches en métaux rares, telles que les membres d'un GMR de type PIP.

Le développement des greisens de Tamanrasset peut être divisé en trois étapes différentes :

- i. Au cours de la première étape, le réservoir profond était séparé du réservoir superficiel, et les systèmes hydrothermaux étaient contrôlés par l'interaction entre les fluides magmatiques-hydrothermaux et métamorphiques. Deux scénarios sont possibles : soit une interaction précoce au sein des corps magmatiques, où les fluides magmatiques jouent un rôle prédominant, soit un mélange de fluides dans les fractures avec une prédominance des fluides métamorphiques, conduisant à la formation de greisens riches en quartz.
- ii. La deuxième étape du développement des greisens de Tamanrasset se caractérise par la rupture de la barrière de faible perméabilité entre le réservoir profond et le réservoir peu profond. Cela permet aux fluides peu profonds de pénétrer dans le réservoir profond et d'interagir avec les fluides plus profonds, formant ainsi des greisens riches en mica dioctaédrique. Cette rupture de barrière est attribuée à une activité tectonique, probablement liée à l'activation tardive des linéaments majeurs.
- iii. Au cours du troisième épisode, la barrière de faible perméabilité se reforme progressivement, ce qui permet une pénétration tardive des fluides résiduels vers le bas. Ce stade correspond au développement de la lisière d'Alémeéda qui est dominé par l'interaction entre les fluides métamorphiques et magmatiques-hydrothermaux. Il est interprété comme un renouvellement de la production de matière fondue dans la croûte inférieure et de fluides métamorphiques dans la croûte moyenne.

Deuxième partie : le massif granitique de Filfila

L'étude de la chimie des micas des différents granitoïdes du Filfila a révélé des variations dans leur teneur en fluor (F) et lithium (Li).

Les Fe-biotites et sidérophyllites sont présentes dans les granites à cordiérite, microgranites et granites à tourmalines, tandis que les protolithionites se trouvent dans les granites à tourmalines et les stockscheiders.

Les zinnwaldites, qui sont riches en F, Rb et Cs, sont présentes dans l'ensemble des granites et aplites à topaze.

Les protolithionites et les zinnwaldites, bien qu'optiquement homogènes, présentent une zonation confuse lorsqu'elles sont examinées au microscope électronique à balayage.

L'analyse des différents micas révèle une augmentation de la teneur en F, Li et Si, ainsi qu'une diminution de Ti, Fe et Mg, des biotites des granites à cordiérite et des microgranites aux zinnwaldites des faciès à albite-topaze et métaux rares. Ces résultats montrent des différences significatives entre les biotites du complexe du Filfila, en particulier entre les micas précoces des granites à tourmalines et les biotites des microgranites et des granites à cordiérite.

Il existe également deux tendances évolutives distinctes : l'une est enracinée dans les sidérophyllites des granites à tourmalines et conduit aux protolithionites de ces granites, tandis que l'autre est enracinée dans les Fe-biotites des microgranites et conduit aux zinnwaldites des faciès à topaze. Les micas-Li des stockscheiders semblent représenter un stade moins évolué de l'évolution des zinnwaldites. Le "patchy zoning" observé dans les micas tri-octaédriques lithinifères suggère l'intervention de processus de mélange entre des magmas différenciés, conduisant à des compositions enrichies en Li et F.

Cette étude suggère l'existence potentielle de granitoïdes à métaux rares non contaminés en profondeur dans la région du Filfila, confirmant ainsi les conclusions précédemment émises par d'autres chercheurs. Les micas des faciès à topaze présentent des caractéristiques chimiques et cristallographiques qui font d'eux de bons indicateurs pour la prospection minière de métaux rares et soutiennent l'hypothèse d'une présence de réservoirs non contaminés en métaux rares en profondeur dans les Maghrébides.

Les études dans les deux régions suggèrent l'existence potentielle de réservoirs non contaminés en métaux rares en profondeur. Les micas des faciès à topaze et Zinnwaldite de Tamanrasset et de Filfila présentent des caractéristiques chimiques et cristallographiques qui les rendent de bons indicateurs pour la prospection minière des métaux rares et de Lithium.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

- Abdallah, N., Liégeois, J.-P., De Waele, B., Fezaa, N., Ouabadi, A. (2007) The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U–Pb SHRIMP age, petrology, origin and geo-dynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences* 49:153–178
- Abdelsalam, M., Liégeois, J.-P., Stern, R.J. (2002) The Saharan meta-craton. *Journal of African Earth Sciences* 34:119–136
- Acef, K., Liégeois, J.-P., Ouabadi, A., Latouche, L. (2003) The Anfeq 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
- Adjerid, Z., Godard, G., Ouzegane, K. (2015) High-oressure whiteschists from the Ti-N-Eggoleh area (Central Hoggar, Algeria): a record of Pan-African oceanic subduction. *Lithos* 226:201-216
- Aissa, D. E., Cheilletz, A., Gasquet, D. and Marignac, C., 1995. Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis: The Edough case (NE Algeria). In: Pasava, J., Kribek, B., Zak, K. (Eds), *Mineral deposits: From their origin to their environmental impact*, Balkema, Rotterdam, pp. 23-26
- Allan, M.M., Morrison, G.W., Yardley, B.W. (2011) Physicochemical Evolution of a Porphyry-Breccia System: A Laser Ablation ICP-MS Study of Fluid Inclusions in the Mount Leyshon Au Deposit, Queensland, Australia. *Economic Geology* 106: 413–436
- Allegre, C.J., Provost, A., Jaupart, C. (1981) Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. *Nature* 294:223-228
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A., Yavuz, R. (2008) Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran, *Mineralogy and Petrology* 94: 107-122
- Azzouni-Sekkal, A. (1995) 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). *Mémoires du Service Géologique de l’Algérie* 7:1-288
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.-P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-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 evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37:331-350

- Azzouni-Sekkal, A., Bonin, B., Bowden, P., Bechiri-Benmerzoug, F., Meddi, Y. (2020) Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in Ediacaran to Fortunian “Taourirt” granitic ring complexes (Silet and In Tedeini terranes, Tuareg shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 168: 103865
- Belkasmi, M., 2000. cristallochimie des micas et des minéraux accessoires des granites à métaux rares : implications pétrogénétiques. Découverte de disséminations à métaux rares dans le complexe granitique du Ment (Maroc central) .thèse Doct.Univde Fes (Maroc), 308 p.
- Bendaoud, A., Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R. (2004) Granulites of the Laouni terrane, (Tamanrasset, Tidjenouine, Tin Begane). *Journal of African Earth Sciences* 39:187–192
- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.-P., Kienast, J.R., Bruguier, O., Drareni, A. (2008) Geochronology and metamorphic P–T–X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (eds) *The boundaries of the west African craton*. Geological Society of London, Special Publication 297, p 111–146
- Berger, J., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Liégeois, J.-P., Kiénast, J.R., Bruguier, O., Caby, R. (2014) Continental subduction recorded by Neoproterozoic eclogite and garnet amphibolites from western Hoggar (Tassendjanet terrane, Tuareg Shield, Algeria). *Precambrian Research* 247:139–158
- Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D. (1986) Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5: 955–972
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W.B., Goraieb, C.L., Sparrenberger, I., Bello, R.M.S., Payoll, B.L. (2005) Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos* 80:363-386
- Bettioui, D., Liégeois, J.-P., Fettous, E.-H., Fezaa, N., Bruguier, O. (2022) Syn-kinematic emplacement of granitic batholith and leucogranite along the extensional detachment shear zone system of the Tin Begane area, Laouni terrane (LATEA metacraton, Central Hoggar, Algeria). *Precambrian Research* 368:106484
- 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, Centre de Recherches sur les Zones Arides, Série Géologie 16, 662 p.
- Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Buscail, F., Hammor, D., 2016. Orogenic development of the Adrar des Iforas (Tuareg Shield, NE Mali): new geochemical and geochronological data and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics* 96: 104–130.
- Botelho, N.F., Roger, G., d'Yvoire, F., Moelo, Y., Volfinger, M. (1994) Yanomamite, $\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new indium mineral from topaz-bearing greisen in the Goiás Tin Province, Brazil. *European Journal of Mineralogy* 6: 245-254
- Bouabsa, L. (1987) Intrusions granitiques à albite-topaze : minéralisations stannowolframifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. PhD thesis, Nancy I University (France), 193 p
- Bouabsa, L., Marignac, C., Cuney, M., Cherbi, C. (2005) le complexe granitique langhien du filfila (NE Constantinois, Algérie) : Granites à cordiérite, granites à tourmaline et granites à métaux rares .Nouvelles données minéralogiques et géochimiques et conséquences pétrologiques. *Bull. Serv. Geol. Algérie* 16 (1), 15-53.
- Bouabsa, L., Marignac, C., Chabbi, R., Cuney, M. 2010. The Filfila (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications. *Journal of African Earth Sciences* 56. 107–113.
- Bouabsa, L., Marignac, C., Bouguebrine, J., Boiron, M.-C. (2012) Transition magmatique-hydrothermale et interactions avec les fluides externes dans les systèmes granitiques: l'exemple des granites à métaux rares (RMG) du Hoggar central. *Proceedings of the 2^{ème} Conférence Internationale sur la Géologie du Sahara, Oujda, Morocco*: p 63–69
- Bourefis, A., (2017) Pétrologie, minéralogie et géochimie des Skarns, granites et cornéennes du Djebel Filfila (Skikda, Algérie).
- Brahimi, S., Liégeois, J.-P., Ghienne, J.-F., Munsch, M., Bourmatte, A. (2018) The Tuareg shield terranes revisited and extended towards the northern Gondwana margin: Magnetic and gravimetric constraints. *Earth Science Reviews* 185:572-599
- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, S., Hložková Vaňková, M., Vašinová Galiová, M., Kanický, V., Rambousek, P., Kněsl, I., Dobeš, P., Dosbaba, M. (2017) Assessment of magmatic vs. metasomatic processes in rare-metal granites: A case study of the Cínovec/Zinnwald Sn–W–Li deposit, Central Europe. *Lithos* 292-293: 198-217
- Bruguier, O., Caby, R., Bosch, D., Ouzegane, K., Deloule, E., Dhuime, B., Bendaoud, A., Kienast, J.R. (2020) A case study of in situ analyses (major and trace elements, U-Pb

- geochronology and Hf-O isotopes) of a zircon megacryst: Implication for the evolution of the Egéré terrane (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria). *Precambrian Research* 351:105966
- Burt, D.M. (1981) Acidity-salinity diagrams; application to greisen and porphyry deposits. *Economic Geology* 76: 832–843
- Caby, R. (2003) Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37:133–159
- Caby, R. (2014) Nature and evolution of Neoproterozoic ocean-continent transition: evidence from the passive margin of the west African craton in NE Mali. *Journal of African Earth Sciences* 91:1–11
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Pin, C. (1989) Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the pan-African trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26:1136–1146
- Cathelineau, M., 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granite rocks: Quartz dissolution and related subsolidus changes. *J. Petrol.* 27, 945–965.
- Cerny, P., Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist* 43, 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>.
- Chabbi, R., 2007. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoides et des pegmatites à métaux rares associées. L'exemple du massif du Filfila (NE Algérie), thèse de magister, Univ. Badji Mokhtar. Annaba, 164p.
- Chalal, Y. (2002) Magmatisme panafricain à albite-topaze, minéralisations Sn-W-Nb-Ta et fluides associés dans le terrane de Laouni (Hoggar central, Algérie). Unpubl Doct Etat, USTHB (Alger), Algeria 229 p.
- Charoy, B. (1979) Greisenisation, minéralisation et fluides associés à Cligga Head, Cornwall (sud-ouest de l'Angleterre). *Bulletin de Minéralogie* 102: 633-641
- Charoy B, Noronha F. 1996. Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology* 37: 73–94
- Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boulier, 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: 733-750

- Chen, Y-q., Wang, Z-y., Li, J-d. (2021) Ore-forming fluid evolution in the giant Gejiu Sn-Cu polymetallic ore field, SW China: evidence from fluid inclusions. *Frontiers in Earth Sciences* <https://doi.org/10.3389/feart.2021.655777>
- Codeço, M.S., Weis, P., Trumbull, R.B., Van Hinsberg, V., Pinto, F., Lecumberri-Sanchez, P., Schleicher, A.M. (2021) The imprint of hydrothermal fluids on trace-element contents in white mica and tourmaline from the Panasqueira W–Sn–Cu deposit, Portugal. *Mineralium Deposita* 56: 481–508
- Colombo, F., Lira, R., Pannunzio Miner, E.V. (2009) Mineralogical Characterization of Topaz from Mirolitic Pegmatites and W-Bearing Greisen in the A-Type El Portezuelo Granite, Papachacra (Catamarca Province). *Revista de la Asociacion Geologica Argentina* 64: 193-199
- Cottin, J.-Y., Lorand, J.-P., Agrinier, P., Bodinier, J.-L., Liégeois, 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 continental tholeiitic magmatism variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45:197–222
- Daubrée, A. (1841). Mémoire sur le gisement, la constitution et l'origine des amas de minerai d'étain. *Annales des Mines* , ser 3, 20: 65-112
- Debon, F., Lefort, P. (1984) Chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations-exemples from southern Asia belts. In *Proc.Int Symp.on geology of granites and metallogenitics relations : Nanjing Univ.1982,(Eds.K.Q.Xu and G.C.Tu) Beijing : Sci.Press.*
- Durisova, J., Charoy, B., Weisbrod, A. (1979) Fluid inclusion studies in minerals from tin and tungsten deposits in the Krušné Hory Mountains (Czechoslovakia). *Bulletin de Minéralogie* 102: 665-675
- El Hadek, H.H., Mohamed, M.A.-M., Bishara, W.W., El Habaak, G.H., Ali, K. (2016) Evolution of Mineralizing Fluids of Greisen and Fluorite Veins, Evidence from Fluid Inclusions. *International Journal of Geophysics and Geochemistry* 3: 49-56
- Fezaa, N., Liégeois, J.-P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A. (2010) Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research* 180:299–327
- Freiberger, R., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Cuney, M., Buschaert, S. (2000) Retrograde P–T evolution and high temperature–low pressure fluid circulation in relation to late

- Hercynian intrusions: a mineralogical and fluid inclusion study of the Charroux-Civray plutonic complex (north-western Massif Central, France). *Geofluids* 1:241-256
- Frindt, S., Poutiainen, M. (2002) P-T path fluid evolution in the Gross Spitzkoppe granite stock, Namibia. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 74: 103-114
- Foster, M. D., 1960a. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geol. Survey Prof. Paper , 354-B, p. 11-49
- Fourcad, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O.H.Sr.Nd) study. *Lithos* 57 , 187-216.
- Gaillard, N., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R., Lypaczewski, P., Salvi, S., Perrouty, S., Piette-Lauzière, N., Guilmette, C., Linnen, R.L. (2018) Mica composition as a vector to gold mineralization: Deciphering hydrothermal and metamorphic effects in the Malartic District, Québec. *Ore Geology Reviews* 95:789-820
- Gherbi, C., 1998. Caractérisation pétrologique, géochimique et métamorphique des leucogranites très évoluées du Filfila (Skikda). Nouvelles interprétations. Thèse de magister, Univ. Badji Mokhtar (Annaba), 164 p.
- Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R. (2000) Chemical zoning of muscovite from the Ervedosa granite, northern Portugal. *Mineralogical Magazine* 64: 347-358
- Guo, N.A., Cudahy, T., Tang, J.X., Tong, Q.X., 2019. Mapping white mica alteration associated with the Jiama porphyry-skarn Cu deposit, central Tibet using field SWIR spectrometry. *Ore Geol* 108, 147–157
- Haapala, I., Kinnunen, K. (1979) Fluid inclusions in cassiterite and beryl in greisen veins in the Eurajoki Stock, southwestern Finland. *Economic Geology* 74: 1231-1238
- Halter, W.E., Williams-Jones, A.E., Kontak, D.J. (1995) Origin and evolution of the greisenizing fluid at the East Kemptville tin deposits, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology* 93:1026-1051
- Halter, W.E., Williams-Jones, A.E., Kontak, D.J. (1996) The Role of Greisenization in Cassiterite Precipitation at the East Kemptville Tin Deposit, Nova Scotia. *Economic Geology* 91: 368-385
- Halter, W.E., Williams-Jones, A.E., Kontak, D.J. (1998) Modeling fluid-rock interaction during greisenization at the East Kemptville tin deposit: implications for mineralization. *Chemical Geology* 150: 1-17

- Hamis, A., Kesraoui, M., Boutaleb, A., Fuchs, Y., Marignac, C. (2021) Beryl occurrences in the granitic complex of Guerioune, Laouni, Southeastern Algeria: electron microprobe, infrared spectroscopy, and fluid inclusions data. *Arabian Journal of Geosciences* 14:357
- Harlaux, M., Mercadier, J., Bonzi, W.M.-E., Kremmer, V., Marignac, C., Cuney, M. (2017) Geochemical signature of magmatic hydrothermal fluids exsolved from the Beauvoir rare-metal granite (Massif Central, France): insights from LA-ICPMS analysis of primary fluid inclusions. *Geofluids* 2017: 25 p; doi.org/10.1155/2017/1925817
- Harris, A.C., Golding, S.D. (2002). New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: implications for the genesis of porphyry Cu deposits. *Geology* 30: 335-338
- Harris, A.C., Golding, S.D., White, N.C. (2005) Bajo de la Alumbrera Copper-Gold Deposit: Stable Isotope Evidence for a Porphyry-Related Hydrothermal System Dominated by Magmatic Aqueous Fluids. *Economic Geology* 100: 863–886
- Hein, U.F., Tistl M. (1987) Characteristics of fluid inclusions in the porphyry copper deposit at La Granja, Peru. *Chemical Geology* 61: 183-192
- Hemley, J.J. (1959) Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *American Journal of Science* 257: 241-270
- Henry, B., Derder, M.E.M., Bayou, B.M., Guemache, M.A., Nouar, O., Ouabadi, A., Djellit, H., Amenna, M., Hemmi, A. (2008) Inhomogeneous shearing related to rock composition: evidence from a major late-Panafrican shear zone in the Tuareg shield (Algeria). *Swiss Journal of Geosciences* 101:453-464
- Henry, B., Liégeois, J.-P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguière, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M. (2009) Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: an AMS and U-Pb zircon age study. *Tectonophysics* 474:417–434
- Hughes, C.J. Hussey E.M. (1967) M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe_2O_3 corrections. *Geochimica and cosmochimica Acta*. V, 40 : PP 485-486.
- Holten, T., Jamtveit, B., Meakin, P., Cortini, M., Blundy, J., Austrheim, H. (1997) Statistical characteristics and origin of oscillatory zoning in crystals. *American Mineralogist* 82:596-606
- Jebrak, M., Marcoux, E. (2008) *Géologie des Ressources Minérales*. Québec, Ministère des ressources naturelles et de la faune, 667 p.

- Hezarkhani, A. (2008) Hydrothermal Evolution of the Miduk Porphyry Copper System, Kerman, Iran: A Fluid Inclusion Investigation. *International Geology Review* 50: 665-684
- Idir, T., Abdallah, N., Ouabadi, A., Boissonnas, J., Liégeois, J.-P., Fezaa, N. (2015) Géochimie et géochronologie du massif tardif d'In Tounine (terrane de Laouni, Hoggar central, Algérie). In: *Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées (3MA)*, Agadir, p. 136-140
- Jackson, P., Changkakoti, A., Krouse, H.R., Gray, J. (2000) The Origin of Greisen Fluids of the Foley's Zone, Cleveland Tin Deposit, Tasmania, Australia. *Economic Geology* 95:227-236
- Kesraoui, M. (2005) Nature et évolutions comparées de granites à métaux rares dans le Hoggar central (Algérie) à travers la pétrographie, la cristallogénèse des micas et des minéraux à Ta, Nb, Sn. Unpublished Doctorat Etat, USTHB-Alger, Algeria, p. 257
- 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
- Kurguzova, A.V., Smirnov, S.Z., Klyukin, Yu.I., Karmanov, N.S. (2014) Bi-Rich Fluid Inclusions in Quartz from Zwitter Related to Li–F Granite in the Severny Pluton, Chukchi Peninsula: An Insight into Bismuth Behavior during Greisenization Process. *Geology of Ore Deposits* 56: 629–636.
- Launay, G., Sizaret, S., Guillou-Frottier, L., Fauguerolles, C., Champallier, R., Gloaguen, E. (2019) Dynamic Permeability Related to Greisenization Reactions in Sn-W Ore Deposits: Quantitative Petrophysical and Experimental Evidence. *Geofluids* 2019 Article ID 5976545, pp. 23
- La Roche de H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2–diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210
- Legros, H., Marignac, C., Mercadier, J., Richard, A., Cuney, M., Wang, R-c., Charles, N., Lespinasse, M. (2016) Detailed paragenesis and Li-mica compositions as recrders pf the magmatic-hydrothermal evolution of the Maoping W-Sn deposit (Jiangxi, China). *Lithos* 264: 108-124
- Legros, H., Marignac, C., Tabary, T., Mercadier, J., Cuney, M., Richard, A., Wang, R-c., Charles, N., Lespinasse, M. (2018) The ore-forming magmatic-hydrothrtmal system of

- the Piaotang W-Sn deposit (Jiangxi, China) as seen from Li-mica geochemistry. *American Mineralogist* 103: 39-54
- Lemoy, C., 1969. Contribution à l'étude géologique du massif du Filfila (Algérie nord-orientale). Stratigraphie des unités allochtones ; structure et métamorphisme du massif. Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. Nancy, 95 p.
- Li, J., Huang, X.-l., He, P.-l., Li, W.-x., Yu, Y., Chen, L. (2015) In situ analyses of micas in the Yashan granite, South China: constraints on magmatic and hydrothermal evolutions of W and Ta-Nb bearing granites. *Ore Geology Reviews* 65: 793–810
- Liégeois, J.-P. (2019) A New Synthetic Geological Map of the Tuareg Shield: An Overview of Its Global Structure and Geological Evolution. In: Bendaoud, A. et al. (eds.), *The Geology of the Arab World—An Overview*, Springer Nature Switzerland, p. 83-107
- Liégeois, J.-P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M. (2003) The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37:161–190
- Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., Ouabadi, A. (2013) Metacraton: nature, genesis and behavior. *Gondwana Res* 23:220–237
- Lira, R., Ripley, E.M., España, A. (1996) Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala Batholith, central Argentina. *Chemical Geology* 133:261-277
- Marcoux, E., Barré, B., Pichavant, M., Poujol, M. (2021) Âge et genèse de la coupole granitique à métaux rares (Sn, Li, Nb-Ta, W) de Montebras (Creuse, Massif central français). *Bulletin de la Société Géologique de France* 192: 16.
- Marignac, C., Zouhair, M. (1992) Fluid evolution in an unmineralized greisen-tourmaline system in the Ment granite (central Morocco): a fluid-inclusion study. *European Journal of Mineralogy* 4: 949-964
- Marignac, C., Cuney, M. (1999). Ore deposits of the French Massif central : insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineral. Deposita* 34,472-504.
- Marignac, C., Aïssa, D.E., Bouabssa, L., Kesraoui, M., Nedjari, S. (2016) The Hoggar Gold and Rare Metals Metallogenic Province of the Pan-African Tuareg Shield (Central Sahara, South Algeria): An Early Cambrian Echo of the Late Ediacaran Murzukian Event? In: Bouabdellah, M., Slack, J.F. (eds.), *Mineral Deposits of North Africa*, Springer International Publishing Switzerland, p. 371-404
- Marignac, C., Cuney, M., Cathelineau, M., Lecomte, A., Carocci, E., Pinto, F., 2020. The panasqueira rare metal granite suites and their involvement in the genesis of the

- world-class panasqueira W–Sn–Cu vein deposit a petrographic, mineralogical. and geochemical study. *Minerals* 6, 562.
- Markl, G., Schumacher, J.C. (1996) Spatial variations in temperature and composition of greisen-forming fluids; an example from the Variscan Triberg granite complex, Germany . *Economic Geology* 91: 576–589
- Meyer, C., Hemley, J.J. 1967 Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (1st edition), Holt, Rinehart and Winston, New York, p. 173-227
- Mohamed, M.A.-M. (2013) Immiscibility between silicate magma and aqueous fluids in Egyptian rare-metal granites: melt and fluid inclusions study. *Arabian Journal of Geosciences* 6: 4021-4033
- Monier, G. and Robert, J.-L. (1986a) Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine* 50: 257-266
- Monier, G., Robert, J.L. (1986b) 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, 2 kbar PH_2O : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine* 50: 641–651
- Monier, G., Charoy, B., Cuney, M., Ohnenstetter, D., Robert, J.-L. (1987) Evolution spatiale et temporelle de la composition des micas du granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. *Géologie de la France* 2-3: 179-88
- Monnier, L., Salvi, S., Jourdan, V., Salla, S., Bailly, L., Melleton, J., Béziat, D. (2020) Contrasting fluid behavior during two styles of greisen alteration leading to distinct wolframite mineralizations: The Echassières district (Massif Central, France). *Ore Geology Reviews* 124: 103648
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, K., Pontes, R.M. (2014) Genesis of the Proterozoic Mangabeira tin–indium mineralization, Central Brazil: Evidence from geology, petrology, fluid inclusion and stable isotope data. *Ore Geology Reviews* 60: 36-49
- Munhoz Krás Borges, R., Netuno Nobre Villas, R., Fuzikawa., K., Dall’Agnol, R., Assunção Pimenta, M. (2009) Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27:161-183

- Ni, P., Wang, G-g., Hui, W-y., Jiang, L-l., Wang, B-h., Zhang, H-d., Xua, Y-f. (2015) Evidence of fluid inclusions for two stages of fluid boiling in the formation of the giant Shapinggou porphyry Mo deposit, Dabie Orogen, Central China. *Ore Geology Reviews* 65: 1078-1094
- Nouar, O., Henry, B., Liegeois, J.-P., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M. (2011) Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: Image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Ténéré (Tuareg shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 60:133–152
- Nouar, O., Henry, B., Liégeois, J.-P., Amenna, M., Abdallah, N., Derder, M.E.M., Ayache, M. (2021) Late Pan-African Murzuq event in the Central Hoggar: Sinistral displacement along the Ounane major shear zone (Gour Oumelalen, Algeria) shown by the magnetic fabric of the Tisselliline pluton. *Journal of African Earth Sciences* 184: 104333
- Ouabadi, A., 1994. *Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufou Filfila) d'Algérie nord-orientale*. Thèse Doct. Etat, Univ. Rennes I, 257 pp.
- Oulebsir, F., Kesraoui, M., Nemmour-Zekiri, D., Marignac, C. (2021) The Djilouet granite suite (Djanet terrane, eastern Hoggar, Algeria): petrography, mineralogy, geochemistry, and relations with quartz-cassiterite-wolframite vein systems. *Arabian Journal of Geosciences* 14:128
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J. R., Touret, J. L. R. (2001). Pressure–temperature–fluid evolution in the Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria). *Journal of Geology*, 109, 247–263.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A. (2003) A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37:207–227
- Ouzegane, K., Liégeois, J.-P., Doukkari, S., Kiénast, J.-R., Arab, A., Drareni, A., Gärtner, A., Linnemann, U. (2023) The Egéré Paleo-Mesoproterozoic rifted passive margin of the LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria) subducted and exhumed during the Pan-African orogeny: U-Pb zircon ages, P-T-t paths, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *Earth-Science Reviews* 236: 104262
- Pašava, J., Veselovský, F., Drábek, M., Svojtka, M., Pour, O., Klomínský, J., Skoda, R., Ďurišová, J., Ackerman, L., Halodová, Haluzová, E. (2015) Molybdenite–tungstenite association in the tungsten-bearing topaz greisen at Vítkov (Krkonoše–Jizera Crystalline

- Complex, Bohemian Massif): indication of changes in physico-chemical conditions in mineralizing system. *Journal of Geosciences* 90:149-161
- Penven, M.J., Zimmermann, J.L., 1986. Mise en évidence par la méthode potassium-argon d'un âge langhien pour le plutonisme calco-alcalin de la Kabylie de Collo (Algérie). *CR Acad. Sci. Paris* 303 (II), 404-406.
- Petrík, I., Cík, Š., Migliorini, M., Vaculovic, T., Dianiška, I., Ozdín, D. (2014) Alpine oxidation of lithium micas in Permian S-type granites (Gemic unit, Western Carpathians, Slovakia). *Mineralogical Magazine* 78 : 507–533
- Pichavant, M., Montel, J.-M., Richard, L.R., 1992. Apatite solubility in peraluminous liquids : Experimental data and extension of the Harrison- Watson model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3855-3861.
- Pirajno, F., Schlögl, H.U. (1987) The alteration-mineralization of the Krantzberg tungsten deposit, South West Africa/Namibia. *South African Journal of Geology*, 90: 499-508
- Raimbault, L., Charoy, B., Cuney, M., Pollard, P.J., 1991. Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In : Pagel, M., Leroy, J. (Eds), *Source, Transport and deposition of metals*. Belkema, Rotterdam, pp, 793-796.
- Rieder, M. (1970) *Contrib. Mineral. Petrol.* 27, 131-58. [CrossRef](#) . [Google Scholar](#)
- Rieder M, Cavazzini G; D'yakonov Yu S, Frank-Kamenetskii VA, Gottardi G (1998) Nomenclature of the Micas. *Can Mineral* 36: 905-912
- Robb, L., 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, Hoboken.
- Rose, A.W., Burt, D.M. 1979 Hydrothermal alteration. In: Barnes, H.L. (ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (2nd edition), J. Wiley & Sons, New York, p. 166-235
- Schwartz, M.O., Surjono (1990) Greisenization and Albitization at the Tikus Tin-Tungsten Deposit, Belitung, Indonesia. *Economic Geology* 85: 691-713
- Selby, D., Nesbitt, B.E. (2000) Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au– Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology* 171: 77-93
- Shapovalov, Yu.B., Setkova, T.V. (2012) Experimental study of mineral equilibria in the system K₂O(Li₂O)-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HF at 300 to 600 °C and 100 MPa with application to natural greisen systems. *American Mineralogist* 97:1452-1459
- Semroud, B., et Fabriès., J., 1976. Le massif granitique du Filfila (Nord constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société d'histoire Naturelle de l'Afrique du nord* 67 (2-3), 197-214.
- Shcherba, G.N., 1970. Greisens. *Int. Geol. Rev.* 12, 114–150

- Siahcheshm, K., Calagari, A.A., Abedini, A. (2014) Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: Evidence from fluid inclusions. *Ore Geology Reviews* 58: 1-13
- Sibson, R. (1990) Conditions for fault-valve behaviour. Geological Society, London, Special Publications 54:15-28
- Štemprok, M., Pivec, E., Langrová, A. (2005) The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, Western Krušné Hory pluton (Czech Republic). *Bulletin of Geosciences* 80: 163-184
- Taylor, M., Smith, R.W., Ahler, B.A. (1984) Gorceixite in topaz greisen assemblages, Silvermine area, Missouri. *American Mineralogist* 69: 984-986
- Taylor, H.P. (1997) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (third edition): New York, John Wiley, p. 229–302
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, 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
- Ulrich, T., Günther, D., Heinrich, C.A. (2002) The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology* 97: 1889-1920
- Van Lichtervelde, M., Grégoire, M., Linnen, R.L., Béziat, D., Salvi, S. (2008) Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: 791–806
- Vindel, E., Lopez, J.A., Martin-Crespo, T., Garcia, E. (2000). Fluid evolution and hydrothermal processes of the Spanish Central System. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70: 359-362
- Wang, S-w., Zhou, T-f., Hollings, P., Yuan, F., White, N.C., Zhang, L-j. (2021) Ore genesis and hydrothermal evolution of the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Anhui province, Eastern China: evidence from isotopes (S–Sr–H–O), pyrite, and fluid inclusions *Mineralium Deposita* 56: 767–788
- Watson, E., B. & Harrison, T., M (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. [Earth and Planetary Science Letters](#) .Pages 295-304

- Witt, K.W. (1988) Evolution of High-Temperature Hydrothermal Fluids Associated with Greisenization and Feldspathic Alteration of a Tin-Mineralized Granite, Northeast Queensland. *Economic Geology* 83: 310-334
- Wright, J.H., Kwak, T.A.P. (1988) Endogreisen, brecciation and fluid activity at the Mount Bischoff Sn-deposit, north-west Tasmania, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 6:629-650
- Xie, L., Wang, R.C., Groat, L.A., Zhu, J.C., Huang, F.F., Cempírek, J. (2015) A combined EMPA and LA-ICP-MS study of Li-bearing mica and Sn-Ti oxide minerals from the Qiguling topaz rhyolite (Qitianling District, China): the role of fluorine in origin of tin mineralization. *Ore Geology Reviews* 65: 779–792

Annexes

Annexes I

Les résultats des analyses réalisées à l'aide de la microsonde
électronique

(EPMA, Electron Probe MicroAnalyzer)

(Annexe I-1) : Analyses EPMA représentatives des micas dans le greisen - Echantillon LH 103 Greisen d'Aléméda

Ech. N°	m2	m3	m4	m5	m6	m7	m8	m9	m10	m11	m12	m13	m14
SiO2	46,49	45,98	47,29	46,33	46,96	45,26	48,05	46,22	45,87	46,00	45,42	44,86	46,10
TiO2	0,12	0,01	0,08	0,03	0,08	0,12	0,19	0,19	0,11	0,11	0,13	0,13	0,22
Al2O3	30,17	35,03	29,77	32,83	30,10	32,67	29,55	26,83	25,46	26,98	25,77	25,10	26,34
FeO	5,19	1,50	5,27	3,00	4,51	1,45	4,04	7,51	9,87	8,14	9,02	10,38	8,55
MnO	0,22	0,13	0,29	0,07	0,28	0,00	0,15	0,33	0,30	0,25	0,47	0,21	0,30
MgO	0,9	0,50	1,07	0,70	0,98	1,10	1,95	1,43	1,78	1,39	2,01	2,04	1,68
CaO	0	0,00	0,00	0,01	0,00	2,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Na2O	0,32	0,38	0,30	0,28	0,29	0,27	0,20	0,18	0,35	0,22	0,14	0,13	0,15
K2O	11,06	10,89	10,92	10,82	10,78	10,15	10,88	10,63	10,74	10,81	10,63	10,55	10,63
Rb2O	0,31	0,22	0,21	0,25	0,16	0,25	0,30	0,26	0,28	0,33	0,35	0,40	0,38
Cs2O	0	0,03	0,00	0,00	0,00	0,13	0,08	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Li2O	2,02	1,36	1,71	1,32	1,90	2,00	1,48	1,55	1,79	1,84	1,87	1,66	1,90
F	2,04	0,94	1,55	0,85	1,86	2,01	1,15	1,29	1,68	1,76	1,82	1,48	1,86
Cl	0,02	0,02	0,01	0,02		0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
"H2O"	3,50	4,08	3,74	4,08	3,58	3,55	3,96	3,72	3,54	3,52	3,45	3,57	3,48
"Total"	101,498	100,68	101,559	100,23	100,7	100,92	101,49	99,614	101,08	100,64	100,43	99,906	100,84
Atomes per Base 12 [O,OH,F]													
Si	3,120	3,044	3,165	3,102	3,154	3,014	3,198	3,197	3,174	3,165	3,154	3,152	3,171
Al4	0,880	0,956	0,835	0,898	0,846	0,986	0,802	0,803	0,826	0,835	0,846	0,848	0,829
Ti	0,006	0,000	0,004	0,002	0,004	0,006	0,010	0,010	0,006	0,006	0,007	0,007	0,011
Al6	1,507	1,777	1,514	1,693	1,538	1,579	1,517	1,385	1,251	1,353	1,264	1,231	1,307
Fe	0,291	0,083	0,295	0,168	0,253	0,081	0,225	0,434	0,571	0,468	0,524	0,610	0,492
Mn	0,013	0,007	0,016	0,004	0,016	0,000	0,008	0,019	0,018	0,015	0,028	0,012	0,017
Mg	0,090	0,049	0,107	0,070	0,098	0,109	0,193	0,147	0,184	0,143	0,208	0,214	0,172
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,199	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Ba	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
Na	0,042	0,049	0,039	0,036	0,038	0,035	0,026	0,024	0,047	0,029	0,019	0,018	0,020
K	0,947	0,920	0,932	0,924	0,924	0,862	0,924	0,938	0,948	0,949	0,942	0,946	0,933
Cs	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Rb	0,013	0,009	0,009	0,011	0,007	0,011	0,013	0,012	0,012	0,015	0,016	0,018	0,017
Li	0,544	0,363	0,459	0,355	0,513	0,535	0,395	0,432	0,497	0,508	0,523	0,470	0,525
F	0,433	0,197	0,328	0,180	0,395	0,423	0,242	0,282	0,368	0,383	0,400	0,329	0,405

(Annexe I-2) : Analyses EPMA représentatives des micas dans le greisen- Echantillon LH 28 Greisens Tin Amzi

Ech.	m1	m2	m3	m4	m5	m6	m7
SiO2	42,69	39,12	41,35	45,52	40,61	38,64	38,83
TiO2	0,29	0,28	0,34	0,21	0,48	0,47	0,35
Al2O3	25,10	22,30	22,39	26,61	22,89	22,14	22,53
FeO	12,00	17,39	15,98	9,25	16,62	16,63	19,08
MnO	1,03	1,33	1,10	0,55	1,03	1,02	1,16
MgO	0,88	0,87	1,03	0,91	0,86	0,82	0,85
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
Na2O	0,31	0,25	0,24	0,24	0,08	0,57	0,36
K2O	9,80	9,40	10,10	10,68	10,05	9,41	9,78
Rb2O	0,63	0,63	0,59	0,22	0,59	0,63	0,54
Cs2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Li2O	3,68	2,65	3,29	2,48	3,08	2,51	2,56
F	3,08	3,64	3,97	2,71	3,48	3,75	3,57
Cl	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
"H2O"	2,81	2,28	2,27	3,08	2,48	2,17	2,35
"Total"	101,031	98,632	101,02	101,319	100,79	97,193	100,51
Atomes per Base 12 [O,OH,F]							
Si	2,999	2,930	2,989	3,128	2,951	2,933	2,882
Al4	1,001	1,070	1,011	0,872	1,049	1,067	1,118
Ti	0,015	0,016	0,018	0,011	0,026	0,027	0,020
Al6	1,077	0,899	0,897	1,284	0,913	0,913	0,854
Fe	0,705	1,089	0,966	0,532	1,010	1,056	1,184
Mn	0,061	0,084	0,067	0,032	0,063	0,066	0,073
Mg	0,092	0,097	0,111	0,093	0,093	0,093	0,094
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,042	0,036	0,034	0,032	0,011	0,084	0,052
K	0,878	0,898	0,932	0,936	0,932	0,911	0,926
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb	0,028	0,030	0,027	0,010	0,028	0,031	0,026
Li	1,040	0,798	0,957	0,686	0,900	0,766	0,765
F	0,684	0,862	0,908	0,589	0,800	0,900	0,838

(Annexe I-3) : Analyses EPMA représentatives des micas dans le greisen -Echantillon LH 176 Greisens Tin Amzi

Ech.	m13	m1	m2	m3	m4	m5	m6	m7	m8	m9	m10	m11	m12	m13	m17	m18	m19	m20	m22
SiO2	38,14	42,13	46,05	46,83	40,27	45,6	48,57	40,76	40,16	40,55	40,38	42,23	39,94	48,44	44,4	47,5	42,34	46,18	41,81
TiO2	0,38	0,21	0,03	0,02	0,02	0,01	0	0,18	0,05	0,05	0,01	0,17	0,01	0,03	0,05	0,03	0,14	0,03	0,12
Al2O3	22,36	21,55	27,02	34,31	22,83	26,84	36,3	21,97	22,58	22,2	22,63	22,2	22,28	35,82	26,58	34,5	21,45	27,95	21,73
FeO	19,67	16,66	8,8	1,52	17,68	9,62	1,08	16,12	18,48	17,51	18,67	15,54	18,43	1,9	10,36	1,93	16,8	8,48	17,11
MnO	1,04	0,83	0,52	0,01	1,18	0,61	0,08	1,11	1,28	1,03	1,08	0,88	1,11	0	0,62	0	1,09	0,46	1
MgO	0,89	0,06	0,45	0,07	0,03	0,02	0,18	0,02	0	0,01	0	0	0,03	0,22	0,05	0,12	0,02	0,08	0
CaO		0	0	0	0	0	0,13	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0,02	0,05	0,02
Na2O	0,29	0,33	0,16	0,57	0,24	0,16	0,3	1,69	0,32	0,3	0,14	0,28	0,26	0,18	0,08	0,09	0,2	0,2	0,17
K2O	9,59	9,84	10,83	10,34	9,9	10,53	10,05	9,74	9,66	9,79	10,06	9,8	9,57	9,83	10,57	10,8	9,81	10,46	9,51
Rb2O	0,59	0,79	0,38	0,49	0,74	0,73	0,37	0,92	0,7	0,8	0,74	0,81	0,72	0,46	0,78	0,62	1,02	0,53	0,98
Cs2O		0,08	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0,03	0,14	0	0,05	0	0	0,04	0,03	0	0,08
Li2O	2,36	3,52	2,58	1,19	2,98	2,50	1,14	3,12	2,95	3,06	3,01	3,55	2,88	1,15	2,45	1,34	3,58	2,30	3,43
F	3,36	4,8	2,84	0,57	4,27	2,74	0,46	4,01	4,34	4,2	4,07	4,37	4,33	0,48	2,66	0,9	4,82	2,46	4,68
Cl		0,01	0,01	0	0,04	0	0,03	0	0,03	0,02	0	0	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0	0
"H2O"	2,40	1,85	3,04	4,24	2,05	3,05	4,47	2,17	2,02	2,07	2,16	2,06	1,98	4,44	3,02	4,15	1,85	3,23	1,89
"Total"	99,65	100,6	101,5	99,91	100,4	101,2	102,9	100,1	100,7	99,85	101,3	100,0	99,78	102,7	100,5	101,	101,1	101,3	100,5
Atomes per Base 12 [O,OH,F]																			
Si	2,866	3,062	3,151	3,114	2,961	3,147	3,109	2,999	2,955	2,995	2,957	3,064	2,966	3,113	3,108	3,11	3,067	3,152	3,049
Al4	1,134	0,938	0,849	0,886	1,039	0,853	0,891	1,001	1,045	1,005	1,043	0,936	1,034	0,887	0,892	0,88	0,933	0,848	0,951
Ti	0,021	0,011	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,010	0,003	0,003	0,001	0,009	0,001	0,001	0,003	0,00	0,008	0,002	0,007
Al6	0,847	0,908	1,330	1,803	0,941	1,330	1,848	0,904	0,913	0,928	0,911	0,962	0,917	1,828	1,302	1,78	0,899	1,401	0,917
Fe	1,236	1,013	0,504	0,085	1,087	0,555	0,058	0,992	1,137	1,082	1,144	0,943	1,145	0,102	0,607	0,10	1,018	0,484	1,043
Mn	0,066	0,051	0,030	0,001	0,074	0,036	0,004	0,069	0,080	0,064	0,067	0,054	0,070	0,000	0,037	0,00	0,067	0,027	0,062
Mg	0,100	0,006	0,046	0,007	0,003	0,002	0,017	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,021	0,005	0,01	0,002	0,008	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,00	0,002	0,004	0,002
Ba	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	0,000	0,00	0,000	0,000	0,000
Na	0,042	0,047	0,021	0,073	0,034	0,021	0,037	0,241	0,046	0,043	0,020	0,039	0,037	0,022	0,011	0,01	0,028	0,026	0,024
K	0,919	0,912	0,945	0,877	0,929	0,927	0,821	0,914	0,907	0,922	0,940	0,907	0,907	0,806	0,944	0,88	0,907	0,911	0,885
Cs	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,00	0,001	0,000	0,002
Rb	0,029	0,037	0,017	0,021	0,035	0,032	0,015	0,044	0,033	0,038	0,035	0,038	0,034	0,019	0,035	0,02	0,048	0,023	0,046
Li	0,713	1,028	0,709	0,318	0,881	0,695	0,294	0,924	0,872	0,909	0,887	1,035	0,862	0,297	0,689	0,35	1,043	0,632	1,005
F	0,799	1,103	0,615	0,120	0,993	0,598	0,093	0,933	1,010	0,981	0,943	1,003	1,017	0,098	0,589	0,18	1,104	0,531	1,079

(Annexe I-4) : Analyses EPMA représentatives des micas dans le greisen -Echantillons LH36 Microgranite Tin Amzi –El Karoussa

Ech.	m5	m6	m11	m12	m13	m14	m18	m19	m20
SiO2	44,36	40,03	42,7	47,47	46,71	43,71	43,47	44,88	42,89
TiO2	0,3	0,49	0,39	0,32	0,39	0,27	0,12	0,14	0,39
Al2O3	21,22	21,77	21,41	28,61	26,36	20,93	20,98	21,07	21,49
FeO	13,03	14,53	13,35	5,38	7,23	12,48	12,86	11,49	13,29
MnO	1,36	1,35	1,43	0,59	0,49	1,15	1,30	1,13	1,43
MgO	2,21	1,84	1,81	1,07	1,40	2,17	2,10	2,13	1,94
CaO	0	0,11	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,07	0,06
Na2O	0,26	0,26	0,30	0,29	0,18	0,72	0,62	0,24	0,40
K2O	10,34	10,06	10,29	10,60	11,08	10,26	10,27	10,28	10,32
Rb2O	0,79	0,71	0,80	0,33	0,43	0,72	0,61	0,86	0,72
Cs2O	0	0	0,16	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,12
Li2O	4,16204	2,91067	3,68	2,11	2,63	3,97	3,90	4,31	3,74
F	5,16	4,18	5,07	2,18	2,91	5,29	5,30	5,31	5,12
Cl	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
"H2O"	1,84746	2,05763	1,78	3,44	3,03	1,72	1,70	1,76	1,78
"Total"	102,897	98,54	101,05	101,50	101,65	101,20	101,06	101,43	101,54
Atomes per Base 12 [O,OH,F]									
Si	3,09743	2,97116	3,0603	3,18335	3,17425	3,1027	3,0961	3,14876	3,05557
Al4	0,90257	1,029	0,940	0,817	0,826	0,897	0,904	0,851	0,944
Ti	0,01575	0,027	0,021	0,016	0,020	0,014	0,006	0,007	0,021
Al6	0,84423	0,876	0,869	1,445	1,286	0,854	0,858	0,892	0,861
Fe	0,7609	0,902	0,800	0,302	0,411	0,741	0,766	0,674	0,792
Mn	0,08044	0,085	0,087	0,034	0,028	0,069	0,078	0,067	0,086
Mg	0,22998	0,204	0,193	0,107	0,142	0,230	0,223	0,223	0,206
Ca	0	0,009	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,005	0,005
Ba	0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,0352	0,037	0,042	0,038	0,024	0,099	0,086	0,033	0,055
K	0,92111	0,953	0,941	0,907	0,961	0,929	0,933	0,920	0,938
Cs	0	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004
Rb	0,03548	0,034	0,037	0,014	0,019	0,033	0,028	0,039	0,033
Li	1,16888	0,869	1,061	0,569	0,718	1,135	1,119	1,217	1,071
F	1,13948	0,981	1,149	0,462	0,625	1,188	1,194	1,178	1,154

Annexe II

**Analyses MEB (microscope électronique à balayage)
Représentatives des micas dans le greisen d'Aléméda**

mica A-1	z1	z1	z2	z2	z3	z3	z3	z3	z4	z4	z5	z5	z5	z6	z6	z6
SiO2	48,54	48,35	50,09	48,74	51,13	51,12	50,53	50,58	47,88	49,31	47,00	46,19	47,57	46,29	48,87	47,89
TiO2	0,16	0,19	0,17	0,03	0,16	0,15		0,01	0,12	0,04	0,21	0,13	0,09	0,08	0,19	0,10
Al2O3	26,00	25,50	26,15	25,72	26,61	26,15	25,46	25,64	26,21	25,64	25,70	24,96	25,66	24,97	25,87	25,73
FeO	6,99	7,87	5,90	5,94	4,63	4,60	5,05	4,44	7,23	5,76	7,71	9,21	6,98	8,78	6,59	6,94
MnO	0,30	0,45	0,38	0,39	0,06	0,33	0,30	0,18	0,14	0,15	0,17	0,38	0,27	0,33	0,23	
MgO	1,37	1,45	1,68	1,71	1,47	1,67	1,87	1,77	1,37	1,21	1,39	1,39	1,41	1,34	1,23	1,18
Na2O	0,20	0,12	0,23	0,19	0,17	0,16	0,16	0,20	0,11	0,07	0,15	0,13	0,20	0,03	0,30	0,13
K2O	10,17	10,12	10,35	10,12	10,02	9,99	9,98	9,93	10,35	10,40	10,37	10,58	10,23	10,56	10,42	10,71
F	1,97	1,51	1,76	1,27	1,93	1,28	1,26	1,51	1,71	1,31	0,98	2,34	2,41	1,87	1,58	1,73
"H2O"	3,38	3,58	3,56	3,69	3,51	3,80	3,76	3,63	3,47	3,67	3,77	3,08	3,10	3,29	3,56	3,43
"Total"	98,24	98,51	99,53	97,26	98,88	98,72	97,84	97,26	97,87	97,01	97,03	97,40	96,90	96,75	98,18	97,11
Si	3,38	3,37	3,42	3,40	3,47	3,47	3,48	3,49	3,35	3,44	3,33	3,31	3,36	3,32	3,40	3,38
Al4	0,62	0,63	0,58	0,60	0,53	0,53	0,52	0,51	0,65	0,56	0,67	0,69	0,64	0,68	0,60	0,62
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Al6	1,51	1,47	1,52	1,52	1,59	1,57	1,54	1,57	1,51	1,56	1,48	1,41	1,50	1,44	1,52	1,52
Fe	0,41	0,46	0,34	0,35	0,26	0,26	0,29	0,26	0,42	0,34	0,46	0,55	0,41	0,53	0,38	0,41
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
Mg	0,14	0,15	0,17	0,18	0,15	0,17	0,19	0,18	0,14	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,13	0,12
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,04	0,02
K	0,90	0,90	0,90	0,90	0,87	0,87	0,88	0,87	0,92	0,93	0,94	0,97	0,92	0,97	0,92	0,96
F	0,43	0,33	0,38	0,28	0,41	0,28	0,27	0,33	0,38	0,29	0,22	0,53	0,54	0,42	0,35	0,39
K+Na	0,93	0,92	0,93	0,93	0,89	0,89	0,90	0,90	0,94	0,94	0,96	0,98	0,95	0,97	0,96	0,98
Fe#	0,74	0,75	0,66	0,66	0,64	0,61	0,60	0,58	0,75	0,73	0,76	0,79	0,74	0,79	0,75	0,77
Al	2,13	2,10	2,10	2,12	2,13	2,10	2,07	2,08	2,16	2,11	2,15	2,11	2,14	2,11	2,12	2,14
Si	3,38	3,37	3,42	3,40	3,47	3,47	3,48	3,49	3,35	3,44	3,33	3,31	3,36	3,32	3,40	3,38
R2+	0,57	0,64	0,53	0,55	0,41	0,45	0,50	0,45	0,57	0,47	0,61	0,72	0,58	0,69	0,52	0,53
al	35,1	34,3	34,8	34,9	35,4	34,8	34,2	34,6	35,5	35,0	35,2	34,3	35,2	34,5	35,1	35,4
si	55,6	55,2	56,5	56,1	57,7	57,7	57,5	57,9	55,0	57,1	54,7	53,9	55,3	54,2	56,2	55,8
r2+	9,3	10,4	8,8	9,0	6,9	7,5	8,3	7,5	9,4	7,8	10,1	11,8	9,5	11,3	8,7	8,8
Al	2,13	2,10	2,10	2,12	2,13	2,10	2,07	2,08	2,16	2,11	2,15	2,11	2,14	2,11	2,12	2,14
F	0,43	0,33	0,38	0,28	0,41	0,28	0,27	0,33	0,38	0,29	0,22	0,53	0,54	0,42	0,35	0,39
R2+	0,57	0,64	0,53	0,55	0,41	0,45	0,50	0,45	0,57	0,47	0,61	0,72	0,58	0,69	0,52	0,53
al	68,1	68,4	69,8	71,9	72,0	74,3	72,7	72,8	69,4	73,5	72,0	62,7	65,7	65,5	70,9	69,9
f	13,8	10,9	12,6	9,5	14,0	9,8	9,7	11,5	12,1	10,1	7,4	15,8	16,6	13,2	11,6	12,6
r2+	18,1	20,8	17,6	18,6	14,0	16,0	17,6	15,7	18,4	16,4	20,6	21,5	17,7	21,4	17,5	17,4
al	79,5	77,5	80,6	80,1	83,8	82,9	81,1	82,6	79,3	82,0	78,1	75,1	79,2	75,9	80,6	80,0
fe	15,2	17,0	12,9	13,1	10,3	10,4	11,4	10,2	15,5	13,1	16,6	19,6	15,3	18,9	14,6	15,3
mg	5,3	5,6	6,5	6,7	5,9	6,7	7,5	7,2	5,2	4,9	5,3	5,3	5,5	5,2	4,8	4,6

mica A-2	zn	zn	zn+1	zn+1	zn+1	zn+1	zn+2a	zn+2a	zn+2b	zn+2b	zn+2c	zn+2c	zn+3	zn+3
	sp17	sp18	sp19	sp20	sp21	sp22	sp23	sp24	sp25	sp26	sp27	sp28	sp29	sp30
SiO2	46,17	47,03	46,16	47,10	47,26	48,54	46,71	47,11	47,24	47,05	47,00	43,88	48,14	48,02
TiO2	0,11	0,09	0,18	0,08	0,16	0,03	0,31		0,29	0,13	0,15	0,04	0,16	0,28
Al2O3	25,57	25,86	24,03	24,77	25,49	26,22	25,60	25,95	25,09	25,37	24,34	22,94	25,51	24,30
FeO	8,71	8,98	9,75	8,14	7,99	5,99	7,81	6,92	7,35	8,59	9,63	12,48	8,34	8,42
MnO	0,25	0,40	0,58	0,34	0,50	0,23	0,23	0,33	0,28	0,13	0,38	0,34	0,40	0,43
MgO	1,11	1,19	1,59	1,54	1,36	1,22	1,25	1,32	1,34	1,44	1,75	2,00	1,74	1,71
Na2O	0,10	0,09	0,27	0,14	0,25	0,04	0,24	0,06	0,18	0,09	0,14	0,09	0,13	0,22
K2O	10,18	10,39	10,12	10,20	10,63	10,48	10,41	10,22	10,49	10,25	10,66	10,52	10,76	10,58
F	2,21	2,96	2,93	2,08	2,05	1,30	0,66	1,47	2,27	2,10	1,02		0,66	2,40
"H2O"	3,13	2,86	2,78	3,22	3,28	3,67	3,90	3,52	3,14	3,24	3,75	4,06	4,01	3,12
"Total"	96,61	98,59	97,15	96,73	98,10	97,17	96,84	96,29	96,71	97,50	98,39	96,35	99,57	98,47
Si	3,31	3,31	3,32	3,36	3,33	3,40	3,32	3,35	3,36	3,33	3,33	3,24	3,34	3,38
Al4	0,69	0,69	0,68	0,64	0,67	0,60	0,68	0,65	0,64	0,67	0,67	0,76	0,66	0,62
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al6	1,47	1,46	1,36	1,44	1,45	1,56	1,47	1,52	1,47	1,45	1,37	1,24	1,43	1,39
Fe	0,52	0,53	0,59	0,49	0,47	0,35	0,46	0,41	0,44	0,51	0,57	0,77	0,48	0,50
Mn	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	0,12	0,12	0,17	0,16	0,14	0,13	0,13	0,14	0,14	0,15	0,18	0,22	0,18	0,18
Na	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03
K	0,93	0,93	0,93	0,93	0,96	0,94	0,94	0,93	0,95	0,93	0,96	0,99	0,95	0,95
F	0,50	0,66	0,67	0,47	0,46	0,29	0,15	0,33	0,51	0,47	0,23	0,00	0,14	0,53
K+Na	0,94	0,95	0,97	0,95	0,99	0,94	0,98	0,94	0,98	0,94	0,98	1,00	0,97	0,98
Fe#	0,81	0,81	0,77	0,75	0,77	0,73	0,78	0,75	0,75	0,77	0,76	0,78	0,73	0,73
Al	2,16	2,15	2,04	2,08	2,12	2,16	2,15	2,17	2,11	2,12	2,03	2,00	2,09	2,02
Si	3,31	3,31	3,32	3,36	3,33	3,40	3,32	3,35	3,36	3,33	3,33	3,24	3,34	3,38
R2+	0,66	0,68	0,79	0,67	0,64	0,49	0,61	0,57	0,60	0,67	0,78	1,01	0,69	0,70
al	35,3	35,0	33,1	34,1	34,8	35,7	35,3	35,7	34,7	34,6	33,1	32,0	34,1	33,1
si	54,0	54,0	54,0	55,0	54,7	56,1	54,6	54,9	55,4	54,5	54,2	51,8	54,6	55,4
r2+	10,7	11,0	12,9	11,0	10,6	8,1	10,0	9,4	9,8	10,9	12,7	16,2	11,2	11,5
Al	2,16	2,15	2,04	2,08	2,12	2,16	2,15	2,17	2,11	2,12	2,03	2,00	2,09	2,02
F	0,50	0,66	0,67	0,47	0,46	0,29	0,15	0,33	0,51	0,47	0,23	0,00	0,14	0,53
R2+	0,66	0,68	0,79	0,67	0,64	0,49	0,61	0,57	0,60	0,67	0,78	1,01	0,69	0,70
al	65,1	61,6	58,3	64,6	65,8	73,5	73,9	70,7	65,5	65,0	66,9	66,4	71,5	62,0
f	15,1	18,9	19,1	14,6	14,2	9,8	5,1	10,7	15,9	14,4	7,5	0,0	5,0	16,4
r2+	19,8	19,4	22,7	20,8	20,0	16,7	21,0	18,6	18,6	20,5	25,6	33,6	23,5	21,5
al	77,1	76,7	72,9	76,2	77,5	81,9	78,2	79,8	78,4	76,2	72,9	66,8	75,9	74,9
fe	18,6	18,9	21,0	17,8	17,2	13,3	16,9	15,1	16,3	18,3	20,5	25,8	17,6	18,4
mg	4,2	4,5	6,1	6,0	5,2	4,8	4,8	5,1	5,3	5,5	6,6	7,4	6,5	6,7

mica-B	z1	z2	z3a	z3a	z3b	z3b	z3c	z3c	z3c	zn	zn+1	zn+1	zy	zp	zp	zq	zq	zq+1	zq+1	zq+2	zq+2
	sp33	sp34	sp35	sp36	sp37	sp38	sp39	sp40	sp41	sp42	sp43	sp44	sp45	sp46	sp47	sp48	sp49	sp50	sp51	sp52	sp53
SiO2	47,71	46,94	48,31	46,63	47,82	47,78	47,19	46,75	47,14	46,27	46,84	46,68	46,81	47,71	47,49	46,20	47,59	46,60	46,39	45,91	46,27
TiO2	0,30		0,13	0,23	0,28	0,17	0,06	0,08	0,19	0,26	0,52	0,25	0,37	0,28		0,19	0,15	0,24		0,22	0,09
Al2O3	31,34	32,79	28,49	29,38	28,43	29,52	28,37	29,70	31,77	32,64	27,95	30,19	32,23	27,76	31,56	31,23	28,82	30,66	28,76	30,49	28,92
FeO	2,82	1,00	4,85	4,11	4,78	4,60	4,64	3,86	2,30	0,66	5,23	3,55	1,06	5,15	1,76	3,04	4,14	2,46	4,61	2,80	3,77
MnO		0,15	0,15	0,13	0,45	0,43	0,24	0,40		0,09	0,27	0,08		0,31		0,30	0,30	0,18	0,29	0,01	0,28
MgO	0,63	0,69	0,79	0,58	0,78	0,67	0,79	0,44	0,42	0,93	1,13	0,70	1,10	1,33	0,59	0,47	0,82	0,75	0,66	0,38	0,83
NaO	0,19	0,45	0,24	0,37	0,20	0,27	0,34	0,45	0,29	0,28	0,36	0,27	0,43	0,45	0,35	0,31	0,34	0,23	0,33	0,38	0,29
K2O	10,95	10,91	10,74	10,69	10,60	10,47	10,38	10,47	10,50	10,79	10,49	10,41	10,91	10,59	10,81	10,78	10,32	10,45	10,67	10,62	10,27
F	1,45	1,40	1,73	1,81	2,42	2,35	1,98	2,44	2,26	1,05	1,80	1,89	0,62	1,52	0,97	0,95	1,88	1,51	1,22	0,96	0,78
H2O	3,72	3,73	3,53	3,43	3,18	3,25	3,34	3,14	3,30	3,86	3,43	3,41	4,10	3,60	3,91	3,87	3,42	3,59	3,67	3,80	3,86
Total	98,50	97,47	98,23	96,59	97,93	98,52	96,49	96,70	97,22	96,38	97,27	96,64	97,37	98,07	97,04	96,94	96,99	96,03	96,09	95,16	95,03
Si	3,24	3,20	3,33	3,26	3,31	3,28	3,31	3,27	3,24	3,18	3,28	3,25	3,20	3,31	3,26	3,20	3,31	3,24	3,27	3,23	3,28
Al4	0,76	0,80	0,67	0,74	0,69	0,72	0,69	0,73	0,76	0,82	0,72	0,75	0,80	0,69	0,74	0,80	0,69	0,76	0,73	0,77	0,72
Ti	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Al6	1,76	1,84	1,64	1,69	1,63	1,67	1,65	1,71	1,81	1,83	1,58	1,72	1,79	1,58	1,81	1,76	1,67	1,76	1,67	1,77	1,69
Fe	0,16	0,06	0,28	0,24	0,28	0,26	0,27	0,23	0,13	0,04	0,31	0,21	0,06	0,30	0,10	0,18	0,24	0,14	0,27	0,16	0,22
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02
Mg	0,06	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,08	0,05	0,04	0,10	0,12	0,07	0,11	0,14	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,04	0,09
Na	0,03	0,06	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04
K	0,95	0,95	0,94	0,95	0,94	0,92	0,93	0,93	0,92	0,95	0,94	0,92	0,95	0,94	0,95	0,95	0,92	0,93	0,96	0,95	0,93
F	0,31	0,30	0,38	0,40	0,53	0,51	0,44	0,54	0,49	0,23	0,40	0,42	0,13	0,33	0,21	0,21	0,41	0,33	0,27	0,21	0,17
K+Na	0,98	1,01	0,98	1,00	0,96	0,95	0,97	0,99	0,96	0,98	0,99	0,96	1,01	1,00	0,99	1,00	0,96	0,96	1,01	1,01	0,97
Fe#	0,72	0,45	0,77	0,80	0,77	0,79	0,77	0,83	0,75	0,28	0,72	0,74	0,35	0,68	0,63	0,78	0,74	0,65	0,80	0,81	0,72
Al	2,51	2,64	2,31	2,42	2,32	2,39	2,35	2,45	2,57	2,65	2,31	2,48	2,59	2,27	2,55	2,55	2,36	2,52	2,39	2,53	2,42
Si	3,24	3,20	3,33	3,26	3,31	3,28	3,31	3,27	3,24	3,18	3,28	3,25	3,20	3,31	3,26	3,20	3,31	3,24	3,27	3,23	3,28
R2+	0,22	0,14	0,37	0,31	0,38	0,36	0,37	0,29	0,18	0,14	0,44	0,28	0,17	0,45	0,16	0,24	0,34	0,23	0,36	0,21	0,33
al	42,0	44,1	38,5	40,4	38,6	39,6	38,9	40,7	43,0	44,4	38,3	41,2	43,5	37,6	42,7	42,6	39,3	42,0	39,7	42,4	40,1
si	54,2	53,6	55,4	54,4	55,0	54,4	54,9	54,4	54,1	53,3	54,4	54,1	53,6	54,8	54,6	53,4	55,0	54,1	54,3	54,2	54,4
r2+	3,8	2,3	6,1	5,1	6,4	5,9	6,1	4,9	2,9	2,3	7,3	4,7	2,9	7,5	2,7	4,0	5,7	3,9	6,0	3,4	5,4
Al	2,51	2,64	2,31	2,42	2,32	2,39	2,35	2,45	2,57	2,65	2,31	2,48	2,59	2,27	2,55	2,55	2,36	2,52	2,39	2,53	2,42
F	0,31	0,30	0,38	0,40	0,53	0,51	0,44	0,54	0,49	0,23	0,40	0,42	0,13	0,33	0,21	0,21	0,41	0,33	0,27	0,21	0,17
R2+	0,22	0,14	0,37	0,31	0,38	0,36	0,37	0,29	0,18	0,14	0,44	0,28	0,17	0,45	0,16	0,24	0,34	0,23	0,36	0,21	0,33
al	82,4	85,8	75,6	77,4	71,7	73,4	74,4	74,6	79,4	87,8	73,3	78,0	89,4	74,2	87,3	85,0	75,7	81,7	79,1	85,8	82,8
f	10,2	9,8	12,3	12,8	16,4	15,7	13,9	16,4	15,2	7,6	12,7	13,1	4,6	10,9	7,2	6,9	13,3	10,8	9,0	7,2	6,0
r2+	7,4	4,4	12,1	9,9	11,9	11,0	11,7	9,0	5,4	4,6	14,0	8,9	5,9	14,9	5,5	8,1	11,0	7,5	11,9	7,0	11,2
al	91,8	95,4	86,5	89,0	86,7	87,8	86,9	90,0	93,6	95,2	84,5	89,9	93,8	83,9	94,1	91,9	87,9	91,9	87,5	92,5	88,6
fe	5,9	2,1	10,4	8,8	10,3	9,7	10,1	8,3	4,8	1,4	11,2	7,5	2,2	11,0	3,7	6,3	8,9	5,2	10,0	6,0	8,2
mg	2,3	2,5	3,0	2,2	3,0	2,5	3,1	1,7	1,6	3,4	4,3	2,6	4,0	5,1	2,2	1,7	3,2	2,8	2,5	1,5	3,2

	mica C									ph33	mica D				
	z1	z2	z2	z3	z3	z4	z5	z5	zy		z0	z0	z1	z1	z2
	sp54	sp55	sp56	sp57	sp58	sp59	sp60	sp61	sp62	sp63	sp64	sp65	sp66	sp67	sp68
SiO2	48,43	49,49	48,67	48,90	48,72	48,96	48,76	46,92	47,49	47,43	46,82	48,65	46,81	47,39	49,51
TiO2	0,31	0,35	0,37	0,44	0,41	0,08	0,28	0,10	0,38	0,18	0,09	0,33	0,07	0,02	
Al2O3	31,05	27,21	27,72	26,77	28,20	27,31	28,47	28,61	32,70	33,74	29,81	26,54	32,86	30,57	28,31
FeO	2,45	3,91	4,34	4,04	3,06	4,99	4,28	4,19	0,79	1,17	3,73	5,49	1,29	3,15	4,78
MnO	0,21	0,19	0,07	0,13		0,17	0,16	0,08	0,00	0,22	0,03	0,19	0,23	0,16	0,13
MgO	1,12	1,95	1,80	1,98	1,97	1,14	1,37	1,21	1,04	0,74	0,96	0,98	0,86	0,60	1,75
Na2O	0,15	0,11	0,24	0,25	0,28	0,13	0,17	0,16	0,33	0,52	0,24	0,26	0,31	0,27	0,14
K2O	10,44	10,24	10,46	10,06	10,12	9,99	10,44	10,14	10,51	10,04	10,14	9,64	10,52	10,06	10,45
F	1,26	2,41	1,35	2,41	2,47	1,53	1,01	1,17	1,13	1,09	1,53	1,88	1,25	1,65	2,61
"H2O"	3,84	3,23	3,73	3,19	3,19	3,60	3,91	3,71	3,90	3,95	3,57	3,40	3,81	3,56	3,19
"Total"	98,73	98,08	98,18	97,15	97,38	97,26	98,42	95,80	97,79	98,62	96,28	96,57	97,48	96,73	99,77
Si	3,27	3,39	3,34	3,39	3,35	3,39	3,33	3,30	3,21	3,18	3,26	3,40	3,19	3,27	3,35
Al4	0,73	0,61	0,66	0,61	0,65	0,61	0,67	0,70	0,79	0,82	0,74	0,60	0,81	0,73	0,65
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Al6	1,74	1,59	1,59	1,57	1,63	1,62	1,63	1,67	1,82	1,85	1,71	1,59	1,83	1,76	1,61
Fe	0,14	0,22	0,25	0,23	0,18	0,29	0,24	0,25	0,04	0,07	0,22	0,32	0,07	0,18	0,27
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,11	0,20	0,18	0,20	0,20	0,12	0,14	0,13	0,10	0,07	0,10	0,10	0,09	0,06	0,18
Na	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,07	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02
K	0,90	0,89	0,92	0,89	0,89	0,88	0,91	0,91	0,91	0,86	0,90	0,86	0,91	0,89	0,90
F	0,27	0,52	0,29	0,53	0,54	0,34	0,22	0,26	0,24	0,23	0,34	0,42	0,27	0,36	0,56
K+Na	0,92	0,91	0,95	0,92	0,92	0,90	0,93	0,93	0,95	0,93	0,93	0,90	0,96	0,92	0,92
Fe#	0,55	0,53	0,58	0,53	0,47	0,71	0,64	0,66	0,30	0,47	0,69	0,76	0,46	0,75	0,60
Al	2,47	2,20	2,24	2,18	2,28	2,23	2,30	2,37	2,61	2,67	2,45	2,19	2,64	2,49	2,26
Si	3,27	3,39	3,34	3,39	3,35	3,39	3,33	3,30	3,21	3,18	3,26	3,40	3,19	3,27	3,35
R2+	0,26	0,43	0,44	0,45	0,38	0,42	0,39	0,38	0,15	0,15	0,32	0,43	0,17	0,25	0,45
al	41,2	36,5	37,3	36,3	38,0	36,9	38,1	39,2	43,7	44,5	40,6	36,3	44,0	41,4	37,3
si	54,5	56,3	55,5	56,3	55,7	56,2	55,4	54,5	53,8	53,0	54,1	56,5	53,1	54,4	55,3
r2+	4,4	7,2	7,3	7,4	6,3	6,9	6,5	6,2	2,5	2,5	5,3	7,2	2,9	4,2	7,5
Al	2,47	2,20	2,24	2,18	2,28	2,23	2,30	2,37	2,61	2,67	2,45	2,19	2,64	2,49	2,26
F	0,27	0,52	0,29	0,53	0,54	0,34	0,22	0,26	0,24	0,23	0,34	0,42	0,27	0,36	0,56
R2+	0,26	0,43	0,44	0,45	0,38	0,42	0,39	0,38	0,15	0,15	0,32	0,43	0,17	0,25	0,45
al	82,3	69,7	75,4	69,2	71,4	74,8	78,9	78,8	87,0	87,4	78,9	72,0	85,6	80,2	69,0
f	9,0	16,6	9,9	16,7	16,8	11,2	7,5	8,6	8,1	7,6	10,9	13,7	8,7	11,6	17,1
r2+	8,8	13,8	14,7	14,1	11,8	14,0	13,5	12,6	5,0	5,0	10,3	14,3	5,6	8,2	13,9
al	90,8	83,9	83,8	83,3	85,8	84,6	85,7	86,4	94,6	95,0	88,5	83,8	94,3	91,1	83,5
fe	5,1	8,6	9,3	8,9	6,6	11,0	9,1	9,0	1,6	2,3	7,9	12,3	2,6	6,7	10,0
mg	4,1	7,6	6,9	7,8	7,6	4,5	5,2	4,6	3,8	2,6	3,6	3,9	3,1	2,3	6,5

mica E									mica F		mica G	
	z1	z1	z2	z1	Z2	Z3	Z1	Z3				
	sp69	sp70	sp71	sp74	sp73	sp72	sp76	sp75	sp77	sp78	sp79	sp80
SiO2	47,43	48,19	47,49	49,67	47,97	45,75	49,65	48,12	47,14	49,67	47,19	47,88
TiO2	0,15		0,26	0,05	0,22	0,16	0,19		0,16	0,05	0,13	0,10
Al2O3	27,48	29,54	28,21	25,58	25,28	24,78	25,26	25,81	31,16	27,03	32,40	29,77
FeO	5,33	3,31	4,69	5,04	6,43	7,86	4,87	6,65	2,84	6,15	2,01	4,01
MnO	0,27		0,22	0,04	0,22		0,17	0,37	0,02	0,31	0,06	0,24
MgO	1,91	1,52	1,54	1,61	1,72	1,41	1,62	1,34	0,51	0,76	0,68	0,52
Na2O	0,28	0,30	0,26	0,15	0,08	0,32	0,21	0,25	0,38	0,25	0,44	0,34
K2O	10,64	10,43	10,16	10,19	10,36	10,10	9,58	10,50	10,19	10,00	10,74	10,34
F	2,87	2,42	2,07	1,26	0,83	0,77	0,89	2,27	2,19	2,54	1,66	1,86
"H2O"	2,95	3,23	3,34	3,71	3,85	3,75	3,86	3,19	3,31	3,17	3,63	3,47
"Total"	98,11	97,92	97,36	96,76	96,61	94,58	95,92	97,54	96,98	98,86	98,23	97,75
Si	3,30	3,30	3,30	3,46	3,39	3,33	3,47	3,38	3,25	3,41	3,21	3,30
Al4	0,70	0,70	0,70	0,54	0,61	0,67	0,53	0,62	0,75	0,59	0,79	0,70
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Al6	1,55	1,69	1,61	1,56	1,49	1,46	1,56	1,51	1,78	1,59	1,80	1,71
Fe	0,31	0,19	0,27	0,29	0,38	0,48	0,28	0,39	0,16	0,35	0,11	0,23
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
Mg	0,20	0,16	0,16	0,17	0,18	0,15	0,17	0,14	0,05	0,08	0,07	0,05
Na	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05	0,03	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05
K	0,94	0,91	0,90	0,91	0,93	0,94	0,86	0,94	0,90	0,88	0,93	0,91
F	0,63	0,52	0,45	0,28	0,19	0,18	0,20	0,50	0,48	0,55	0,36	0,40
K+Na	0,98	0,95	0,94	0,93	0,94	0,98	0,88	0,97	0,95	0,91	0,99	0,95
Fe#	0,61	0,55	0,63	0,64	0,68	0,76	0,63	0,74	0,76	0,82	0,62	0,81
Al	2,25	2,39	2,31	2,10	2,10	2,13	2,08	2,14	2,53	2,19	2,60	2,42
Si	3,30	3,30	3,30	3,46	3,39	3,33	3,47	3,38	3,25	3,41	3,21	3,30
R2+	0,52	0,34	0,44	0,46	0,57	0,63	0,46	0,55	0,22	0,45	0,19	0,30
al	37,1	39,6	38,2	34,9	34,7	34,9	34,6	35,2	42,2	36,2	43,3	40,2
si	54,3	54,7	54,5	57,4	55,8	54,7	57,7	55,7	54,2	56,4	53,5	54,8
r2+	8,6	5,7	7,3	7,7	9,5	10,4	7,7	9,1	3,6	7,4	3,1	5,0
Al	2,25	2,39	2,31	2,10	2,10	2,13	2,08	2,14	2,53	2,19	2,60	2,42
F	0,63	0,52	0,45	0,28	0,19	0,18	0,20	0,50	0,48	0,55	0,36	0,40
R2+	0,52	0,34	0,44	0,46	0,57	0,63	0,46	0,55	0,22	0,45	0,19	0,30
al	66,1	73,3	72,0	73,9	73,5	72,4	75,9	66,9	78,5	68,6	82,7	77,5
f	18,5	16,1	14,2	9,8	6,5	6,0	7,2	15,8	14,8	17,3	11,4	13,0
r2+	15,4	10,6	13,9	16,3	20,0	21,5	16,9	17,3	6,7	14,1	5,9	9,6
al	81,6	87,4	84,3	82,0	79,0	77,1	82,1	80,1	92,1	83,5	93,4	89,5
fe	11,2	6,9	9,9	11,5	14,2	17,3	11,2	14,6	6,0	13,5	4,1	8,6
mg	7,2	5,7	5,8	6,5	6,8	5,5	6,7	5,3	1,9	3,0	2,5	2,0

Annexe III

Analyses représentatives de la composition chimique des greisens par (Bouabsa,1987)

LH169,LH3,LH28 : greisen –topaz et protolithionite de Tin Amzi-El Karoussa

LH135,LH38,LH172 : Greisen de Hanana and Hananère

LH163 :Greisen de In Tounine

LH170 b,LH9, LH17 : greisen muscovite-quartz de Tin Amzi-El Karoussa

LH146,LH148,LH145,LH103 : greisen de Aléméda

Greisen Topaze et protolithionite							Greisen Muscovite et quartz							
Eléments Majeurs (W%)														
	LH169	LH3	LH135	LH38	LH172	LH28	LH163	170BIS	LH9	LH17	LH146	LH148	LH145	LH103
SiO2	78.57	77.05	78.56	79.42	83.85	75.048	78.55	68.63	81.02	74.62	76.48	69.75	78.79	66.46
Al2O3	12.87	12.15	10.74	11.61	10.93	13.12	805	14.38	9.56	10.85	13.8	13.44	10.63	16.03
FeOt	2.41	20.25	2.41	4.55	2.25	5.56	6.94	6.7	2.41	6.1	4.26	4.09	2.82	4.82
MnO	0.23	0.23	0.13	0.25	0.03	0.24	0.17	0.48	0.31	0.28	0.09	0.12	0.06	0.16
MgO	0.15	0.03	0.48	0.03	0.00	0.29	0	1.41	0.31	0.37	0.31	0.43	0	0.98
CaO	0.66	1.07	0.00	0.00	0.04	0.14	0	0	0.22	0.76	0.37	1.78	1.33	2.21
Na2O	0.00	0.11	0.00	0.07	0.01	0.04	0	0.01	0.11	0.04	0.04	0	0.03	0.05
K2O	1.50	1.32	3.96	2.61	1.05	3.23	3.35	4.9	4.4	3.87	2.13	4.68	3.97	6.05
TiO2	0.16	0.08	0.07	0.00	0.00	0.02	0.11	0.48	0.21	0.25	0.24	0.16	0.24	0.43
P2O5	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0	0	0.08	0.03	0.07	0	0.02	0
PF	2.32	1.30	2.25	1.38	1.48	1.04	2.79	2.13	1.05	1.92	1.83	4.23	2.22	2.88
TOTAL	98.87	95.60	98.61	99.92	99.67	99.29	100.4	99.12	99.58	99.09	99.62	98.68	100.1	100.1
Eléments en trace (ppm)														
Ba	167	208	162	15	24	514	90	727	1020	404	270	954	208	846
Co	41	99	36	112	39	72	27	14	62	63	32	22	39	15
Cr	28	10	25	10	14	10	17	37	35	10	36	23	18	10
Cu	114	110	16	35	790	308	156	13	188	971	459	136	248	27
Ni	59	24	76	32	55	30	37	35	23	23	66	39	77	20
Sr	51	110	23	10	16	86	19	79	146	80	188	88	22	121
V	97	33	90	34	69	39	72	95	52	36	97	63	87	53
Rb	642	503	1039	1131	394	1089	1103	2094	809	1259	542	799	635	1283
Li	1270	1259	650	1860	445	1580	989	2490	284	1595	706	47	167	765
F	4.54	4.74	1.3	2.72	3.13	3.08	0.93	2...96	0.66	2.35	3.86	1.24	1.36	2.64
Sn	nd	192	nd	8680	nd	1800	nd	nd	430	159	nd	nd	nd	271
W	nd	300	nd	1480	nd	9	nd	nd	10	14	nd	nd	nd	20

LH169,LH3,LH28 : greisen –topaz et protolithionite deTin Amzi-El Karoussa ; LH135,LH38,LH172 : Greisen de Hanana and Hananère

LH163 :Greisen de In Tounine ; LH170 b,LH9, LH17 : greisen muscovite-quartz de Tin Amzi-El Karoussa ;

LH146,LH148,LH145,LH103 : greisen de Aléméda

ANNEXES IV

Analyses représentatives de la composition chimique du mica (SEM) par (Kesraoui 2005)

**Li* Tischendorff (coupure 2-3-octa à FeO =6 ; coupure 3octa/A vs 3octa/B à B à FeO=12%), corrigé :
3octa Li**=Li*+0,6; 2octa Li**=Li*+2,5**

MEB											
Ech LH3A	3-octa/A	3-octa/A	3-octa/A	3octa/B	3octa/A-B	3octa/B	3octa/A-B	3octa/B	3octa/A	2-octa	2-octa
F brut	mica A		mica B	mica C	mica C	mica D	mica D	mica D	mica D	mica C	mica B
SiO2	45,78	45,10	48,08	43,30	44,73	41,98	45,66	43,24	48,25	47,14	48,84
TiO2	0,15	0,24	0,09	0,21	0,39	0,37	0,31	0,15	0,23	0,18	0,17
Al2O3	19,42	19,29	23,09	21,19	20,91	21,17	20,38	20,64	26,56	27,31	27,14
FeO	11,15	11,29	8,42	13,74	12,01	13,65	12,11	14,20	7,43	5,62	4,55
MnO	1,82	1,71	1,32	2,46	2,45	2,25	2,27	2,30	1,19	1,32	0,73
MgO	0,97	0,71	0,95	0,96	0,95	0,97	1,02	0,96	0,66	0,78	0,73
CaO											
Na2O	0,37	0,30	0,21	0,15	0,29	0,32	0,29	0,29	0,15	0,12	0,26
K2O	9,70	10,05	10,08	9,57	10,27	10,06	10,27	10,48	10,67	10,37	10,19
Rb2O											
Li2O*	3,59	3,39	4,25	2,88	3,29	2,50	3,55	2,86	4,30	1,82	1,92
F	6,66	6,66	5,73	6,46	6,82	6,84	7,84	6,80	4,03	3,16	3,29
"H2O"	0,99	0,93	1,70	1,06	0,96	0,80	0,52	0,90	2,66	2,87	2,86
"Total"	97,79	96,87	101,50	99,26	100,20	98,03	100,92	99,95	104,43	99,36	99,29
Base 12 [O,OH,F]											
Si	3,31	3,30	3,27	3,15	3,20	3,11	3,23	3,15	3,17	3,24	3,32
Al4	0,69	0,70	0,73	0,85	0,80	0,89	0,77	0,85	0,83	0,76	0,68
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al6	0,96	0,97	1,12	0,96	0,96	0,96	0,93	0,92	1,22	1,45	1,49
Fe	0,67	0,69	0,48	0,83	0,72	0,85	0,72	0,86	0,41	0,32	0,26
Mn	0,11	0,11	0,08	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,07	0,08	0,04
Mg	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,06	0,08	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03
K	0,89	0,94	0,87	0,89	0,94	0,95	0,93	0,97	0,89	0,91	0,88
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,04	1,00	1,16	0,84	0,94	0,74	1,01	0,84	1,13	0,50	0,52
F	1,52	1,54	1,23	1,48	1,54	1,60	1,76	1,56	0,84	0,69	0,71

Hanana - granite Albite-Topaze protolith													
	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B
SiO2	40,82	42,34	42,92	41,91	41,06	41,46	42,28	42,05	41,49	40,82	41,44	41,17	41,58
TiO2	0,22	0,15	0,16	0,17	0,22	0,15	0,26	0,15	0,21	0,25	0,14	0,11	0,10
Al2O3	21,66	22,94	21,37	22,02	21,49	21,73	21,68	22,18	21,43	21,66	21,60	21,62	21,94
FeO	17,02	15,77	16,40	17,28	16,13	17,44	17,13	16,53	16,42	16,65	15,66	16,71	16,19
MnO	0,97	0,87	1,05	0,95	0,92	1,02	1,19	0,92	0,99	1,19	1,05	1,02	1,01
MgO	0,04	0,11	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
Na2O	0,17	0,20	0,09	0,19	0,16	0,19	0,21	0,08	0,27	0,24	0,18	0,14	0,12
K2O	9,24	8,40	9,68	9,82	9,51	9,61	9,74	9,82	9,41	9,52	9,69	9,70	9,80
Li2O**	2,76	3,20	3,37	3,08	2,83	2,95	3,18	3,12	2,96	2,76	2,94	2,86	2,98
F	4,81	4,68	4,51	4,74	4,61	4,29	4,10	4,45	5,11	4,94	4,72	4,92	4,56
"H2O"	1,73	1,91	1,99	1,87	1,81	2,04	2,19	2,00	1,61	1,67	1,79	1,69	1,90
"Total"	97,41	98,62	99,68	100,07	96,84	99,09	100,28	99,46	97,75	97,62	97,26	97,92	98,29
Li**	3,36	3,80	3,97	3,68	3,43	3,55	3,78	3,72	3,56	3,36	3,54	3,46	3,58
Atomes Base 12 [O,OH,F]													
Si	3,05	3,07	3,11	3,05	3,08	3,05	3,07	3,07	3,08	3,05	3,09	3,07	3,07
Al4	0,95	0,93	0,89	0,95	0,92	0,95	0,93	0,93	0,92	0,95	0,91	0,93	0,93
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al6	0,97	1,04	0,94	0,95	0,98	0,94	0,93	0,97	0,96	0,96	0,99	0,96	0,98
Fe	1,07	0,96	1,00	1,05	1,01	1,07	1,04	1,01	1,02	1,04	0,98	1,04	1,00
Mn	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
K	0,88	0,78	0,90	0,91	0,91	0,90	0,90	0,91	0,89	0,91	0,92	0,92	0,92
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li**	0,83	0,93	0,98	0,90	0,85	0,87	0,93	0,91	0,88	0,83	0,88	0,86	0,89
F	1,14	1,07	1,04	1,09	1,09	1,00	0,94	1,03	1,20	1,17	1,11	1,16	1,07

Hanana granite fin Albite -Topaze Zinnwaldite								
	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B
SiO2	41,32	42,28	40,58	41,01	42,17	41,55	41,27	40,31
TiO2	0,19	0,10	0,29	0,21	0,10	0,18	0,24	0,19
Al2O3	21,82	22,18	22,04	22,06	21,52	21,08	21,14	21,93
FeO	16,78	16,20	17,12	16,95	14,52	16,35	15,82	17,56
MnO	1,04	1,10	1,07	1,18	0,94	0,96	0,87	1,22
MgO	0,01	0,08	0,02	0,03	0,17	0,03	0,05	0,00
CaO	0,00	0,07	0,00	0,01	0,39	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,20	0,21	0,26	0,21	0,14	0,13	0,18	0,26
K2O	9,73	8,96	9,53	9,44	8,60	9,50	9,50	9,48
Li2O**	2,91	3,18	2,69	2,82	3,15	2,97	2,89	2,62
F	5,32	4,20	4,68	4,91	4,48	4,83	4,40	5,06
"H2O"	1,53	2,12	1,80	1,72	1,91	1,73	1,90	1,61
"Total"	98,61	98,92	98,12	98,48	96,21	97,28	96,41	98,10
Li**	3,51	3,78	3,29	3,42	3,75	3,57	3,49	3,22
Atomes Base 12 [O,OH,F]								
Si	3,06	3,08	3,02	3,04	3,13	3,10	3,10	3,02
Al4	0,94	0,92	0,98	0,96	0,87	0,90	0,90	0,98
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al6	0,96	0,99	0,96	0,97	1,02	0,96	0,97	0,95
Fe	1,04	0,99	1,07	1,05	0,90	1,02	0,99	1,10
Mn	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
K	0,92	0,83	0,91	0,89	0,81	0,90	0,91	0,91
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li**	0,86	0,93	0,81	0,84	0,94	0,89	0,87	0,79
F	1,24	0,97	1,10	1,15	1,05	1,14	1,05	1,20

Hanana filon de pegmatite					
Zinnwaldite					
	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/B	3octa/A
SiO2	42,24	41,65	43,21	42,90	44,58
TiO2	0,31	0,27	0,30	0,29	0,16
Al2O3	21,99	22,36	21,19	21,23	25,00
FeO	15,34	15,82	15,43	14,66	11,50
MnO	1,09	1,12	1,00	1,15	0,82
MgO	0,04	0,01	0,02	0,00	0,11
CaO	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01
Na2O	0,18	0,11	0,22	0,19	0,06
K2O	10,11	9,92	9,71	9,92	9,61
Li2O**	3,17	3,00	3,45	3,36	3,84
F	5,57	5,85	5,80	5,89	4,12
"H2O"	1,47	1,31	1,38	1,30	2,35
"Total"	99,21	98,96	99,28	98,41	100,43
Li**	3,77	3,60	4,05	3,96	4,44
Atomes Base 12 [O,OH,F]					
Si	3,08	3,06	3,14	3,14	3,10
Al4	0,92	0,94	0,86	0,86	0,90
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Al6	0,98	0,99	0,95	0,97	1,16
Fe	0,94	0,97	0,94	0,90	0,67
Mn	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01
K	0,94	0,93	0,90	0,93	0,85
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li**	0,93	0,89	1,01	0,99	1,08
F	1,29	1,36	1,33	1,36	0,91

Coupole de Tin Amzi		Granite Topaze-protolithionite										
Facies profond												
	TMS6-1	TMS6-13	TMS6-14	TMS6-15	TMS6-16	TMS6-17	TMS6-2	TMS6-3	TMS6-4	TMS6-6	TMS6-7	TMS6-8
SiO2	39,64	40,03	38,40	39,36	39,52	39,00	39,30	39,03	38,85	39,76	39,00	40,53
TiO2	0,35	0,42	0,46	0,30	0,21	0,51	0,22	0,26	0,32	0,22	0,63	0,35
Al2O3	23,15	22,83	22,70	22,80	22,82	21,81	23,15	23,09	22,92	23,73	22,28	23,71
FeO	18,92	18,40	20,70	19,69	19,37	21,00	18,79	19,29	19,27	18,62	20,47	17,40
MnO	0,83	0,74	0,88	0,74	0,89	0,92	0,96	0,84	0,91	0,75	0,81	0,66
MgO	0,43	0,45	0,48	0,44	0,44	0,50	0,45	0,46	0,47	0,46	0,44	0,44
CaO												
Na2O	0,20	0,14	0,18	0,19	0,22	0,20	0,16	0,17	0,12	0,14	0,13	0,11
K2O	10,13	10,30	10,01	10,08	10,15	9,90	10,15	10,12	10,04	9,09	10,14	9,81
Rb2O												
Li2O**	2,42	2,54	2,07	2,34	2,39	2,24	2,33	2,25	2,20	2,46	2,24	2,68
F	4,71	4,59	4,49	4,77	4,80	4,55	4,59	4,48	4,47	4,42	4,46	4,55
"H2O"	1,84	1,90	1,88	1,79	1,78	1,86	1,87	1,91	1,89	1,98	1,92	1,96
"Total"	100,64	100,40	100,36	100,49	100,57	100,58	100,03	100,01	99,58	99,77	100,64	100,28
Li**	3,02	3,14	2,67	2,94	2,99	2,84	2,93	2,85	2,80	3,06	2,84	3,28
Atomes Base 12[O,OH,F]												
Si	2,92	2,94	2,87	2,91	2,92	2,91	2,91	2,90	2,90	2,92	2,90	2,95
Al4	1,08	1,06	1,13	1,09	1,08	1,09	1,09	1,10	1,10	1,08	1,10	1,05
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02
Al6	0,93	0,92	0,87	0,90	0,91	0,83	0,94	0,93	0,92	0,98	0,85	0,99
Fe	1,16	1,13	1,29	1,22	1,20	1,31	1,17	1,20	1,20	1,15	1,27	1,06
Mn	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04
Mg	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,95	0,97	0,95	0,95	0,96	0,94	0,96	0,96	0,96	0,85	0,96	0,91
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li**	0,72	0,75	0,62	0,70	0,71	0,67	0,69	0,67	0,66	0,73	0,67	0,79
F	1,10	1,07	1,06	1,12	1,12	1,07	1,08	1,05	1,06	1,03	1,05	1,05

Coupole de Tin Amzi												
Granite Topaze-protolithionite												
facies apical												
	TMS11-1	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-	TMS11-
SiO2	38,85	38,23	37,82	40,21	37,97	39,03	39,41	38,50	38,63	40,50	37,57	38,32
TiO2	0,02	0,11	0,00	0,07	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00
Al2O3	22,56	22,70	22,33	22,63	22,75	23,03	23,45	22,52	22,59	24,63	22,40	22,76
FeO	21,55	21,89	23,02	20,83	22,18	20,76	21,17	22,11	21,60	19,39	23,32	21,95
MnO	0,96	0,88	0,84	0,71	1,18	1,16	0,93	0,83	0,97	0,95	1,15	1,14
MgO	0,02	0,05	0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,08	0,05	0,06
CaO												
Na2O	0,17	0,13	0,15	0,08	0,18	0,20	0,11	0,07	0,14	0,15	0,13	0,14
K2O	9,94	9,88	9,82	10,31	9,86	9,86	9,86	10,19	10,01	9,82	9,85	10,03
Rb2O												
Li2O**	2,20	2,02	1,90	2,59	1,95	2,25	2,36	2,10	2,13	2,67	1,83	2,05
F	4,50	3,82	3,74	4,11	3,98	4,49	3,83	4,13	4,18	4,08	3,93	3,96
"H2O"	1,88	2,18	2,19	2,15	2,10	1,91	2,27	2,05	2,03	2,25	2,10	2,13
"Total"	100,75	100,28	100,26	102,00	100,56	100,90	101,89	100,84	100,59	102,80	100,75	100,87
Li**	2,80	2,62	2,50	3,19	2,55	2,85	2,96	2,70	2,73	3,27	2,43	2,65
Atomes Base 12[O,OH,F]												
Si	2,90	2,87	2,86	2,94	2,86	2,90	2,89	2,88	2,89	2,90	2,84	2,87
Al4	1,10	1,13	1,14	1,06	1,14	1,10	1,11	1,12	1,11	1,10	1,16	1,13
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al6	0,88	0,88	0,85	0,89	0,87	0,91	0,91	0,87	0,88	0,98	0,84	0,88
Fe	1,34	1,38	1,46	1,27	1,40	1,29	1,30	1,38	1,35	1,16	1,47	1,37
Mn	0,06	0,06	0,05	0,04	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,95	0,95	0,95	0,96	0,95	0,93	0,92	0,97	0,96	0,90	0,95	0,96
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li**	0,66	0,61	0,58	0,76	0,59	0,67	0,70	0,63	0,64	0,77	0,56	0,62
F	1,06	0,91	0,90	0,95	0,95	1,05	0,89	0,98	0,99	0,92	0,94	0,94

Annexes V

Le massif granitique de Filfila

« Analyse des roches totales »

Analyse des roches totales des principaux faciès du massif granitique de Filfila (Analyses CPRG).réalisées par (Bouabsa et al., 2005)

N° Ech.	Granites à cordiérite		Granites à tourmaline							Granites à tourmaline et topaze secondaire				Microgranite biotite	Granite	Aplites		Microgranites porphyriques	
	FS11	FS15	FN2	FN4	FN8	FN9	FN13	FN15	FN16	FS20	FS17	FS23	FN5	FS7	FN1	FS18	FS21	FS2	FS4
SiO ₂	71,95	71,96	74,10	73,51	74,63	73,50	74,79	72,89	76,01	74,78	73,84	74,38	74,37	71,47	73,54	73,46	74,39	73,83	71,66
Al ₂ O ₃	15,02	15,00	15,03	14,79	14,16	14,35	13,96	15,11	13,44	14,25	14,90	14,56	14,30	15,04	15,32	15,66	15,76	14,73	14,31
Fe ₂ O ₃	2,13	2,36	1,44	1,65	1,41	1,58	1,49	1,21	1,19	1,30	1,56	1,42	1,52	1,08	0,86	0,85	1,07	0,36	0,19
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01
MgO	0,50	0,62	0,15	0,18	0,22	0,20	0,20	0,10	0,18	0,13	0,23	0,05	0,17	0,66	0,05	0,05	0,05	0,10	0,23
CaO	1,15	1,12	0,61	0,47	0,43	0,74	0,64	0,52	0,48	0,34	0,49	0,30	0,44	2,57	0,79	0,42	0,35	1,27	3,12
Na ₂ O	3,13	3,06	3,62	2,95	2,96	3,06	3,04	3,75	3,99	2,97	3,24	3,29	3,09	2,73	4,66	3,91	3,81	3,92	2,76
K ₂ O	4,75	4,62	4,16	5,01	4,89	5,11	4,41	5,14	3,32	4,81	4,73	4,70	4,90	4,58	3,17	4,32	3,78	4,12	5,49
TiO ₂	0,25	0,28	0,11	0,10	0,07	0,10	0,10	0,08	0,08	0,06	0,11	0,06	0,09	0,27	0,02	0,02	0,02	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,29	0,26	0,24	0,24	0,28	0,38	0,21	0,30	0,26	0,29	0,24	0,19	0,35	0,39	0,33	0,30	0,26
PF	0,73	1,16	0,97	0,83	0,74	0,87	0,85	0,56	0,87	0,70	1,07	0,67	0,62	1,23	0,94	0,83	0,87	1,11	1,76
Total	99,80	100,41	100,48	99,75	99,75	99,75	99,76	99,74	99,77	99,64	100,43	99,70	99,74	99,82	99,63	99,89	100,40	99,80	99,86

Faciès	Granites à cordiérite		Granites à tourmaline							Granites à tourmaline et topaze secondaire				Microgranite biotite	Granite	Aplites		Microgranites porphyriques	
	FS11	FS15	FN2	FN4	FN8	FN9	FN13	FN15	FN16	FS20	FS17	FS23	FN5	FS7	FN1	FS18	FS21	FS2	FS4
F	0,27	0,23	0,11	0,31	0,36	0,26	0,35	0,26	0,12	0,34	0,44	0,5	0,39	0,48	1,21	1,20	1,54	0,35	0,68
As	126	137	2,2	13,5	47,8	8,9	31,1	97,6	17,7	10,1	1,7	20,2	4,0	6,4	23,5	1,3	36	1,0	5,2
Ba	327	255	244	99	80	123	63	33	107	48	55	19	111	252	62	12	27,2	107	300
B	985	1240	1875	1490	1155	1230	1660	1265	1265	1520	1255	1635	1055	451	116	35	31	306	27
Be	4,4	4,1	2,0	2,0	4,0	2,0	4,8	12,4	1,6	2,1	2,4	1,2	3,0	4,6	4,4	4,0	3,3	3,5	4,7
Bi	3,8	3,6	20,7	6,5	9,3	0,6	6,5	32,5	3,6	5,1	1,1	0,4	2,1	32	11,8	3,6	7,8	0,2	5,0
Cd	0,1	0,83	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Co	22,5	4,0	0,4	0,6	3,3	0,9	0,7	11,6	0,3	0,9	1,0	0,6	0,6	8,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cr	9	17	1	1	1	7,5	1	1	1	1	88	92	1	15	1	1	1	1	1
Cs	67	38,8	8,04	53,6	54,7	25,9	77,1	207	17,8	27,6	47	37,1	51,6	48,7	67,5	92,3	81,9	20	21,5
Cu	1	11	6	7	1	5	1	1	1	1	1	1	6	8	1	1	1	1	1
Ga	22,6	21,5	24,3	22,9	20,8	20,3	21,6	26,7	20,9	21,3	22,6	25,5	19,7	24,5	26,7	23,5	24,3	17,8	23,7
Ge	2,4	2,2	2,8	2,9	3,2	2,8	2,6	3,8	2,9	3,2	3,1	4,5	3,2	2,3	5,0	6,3	7,2	3,7	2,1
Hf	3,9	3,8	1,91	1,8	1,7	1,9	2,1	2,0	1,4	1,6	1,7	1,9	1,9	4,2	1,3	0,8	1,4	2,0	1,9
In	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Li	307	189	24	231	299	261	302	392	36	161	386	330	125	245	508	885	820	124	54
Mo	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	0,65	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Nb	12,9	12,3	14,9	13,9	12,6	11,9	10,4	40,7	7,53	11,2	16,6	17,2	12,7	12,5	33,2	26,4	27,9	21,6	10,6
Ni	1	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Pb	36	40	19	26	24	29	22	19	12	19	21	10	23	18	8	14	9	12	18
Rb	457	421	379	648	706	611	637	1217	391	677	771	914	652	421	1052	1191	969	689	504
Sb	1,0	0,9	0,4	0,4	0,5	0,7	1,0	1,6	0,6	0,5	0,6	0,9	0,3	1,0	0,6	0,4	0,6	0,3	0,7
Sn	18	12	19	19	19	16	28	22	13	23	38	39	17	10	30	17	18	10	10
Sr	61	60	87	39	30	68	25	13	42	24	25	14	42	189	75	20	36	612	666
Ta	4,7	4,1	5,9	3,7	4,6	2,9	4,9	25,0	2,5	4,6	5,9	5,7	4,0	3,9	15,9	8,5	16,1	8,3	3,0

Th	18,8	18,1	9,9	7,2	8,1	8,9	9,6	7,0	6,4	7,1	9,4	5,4	9,0	17,4	5,0	2,8	5,0	3,0	7,0
U	21,7	20,4	5,7	6,7	16,0	6,0	28,6	6,0	9,0	4,6	5,3	4,4	5,9	12,4	5,3	3,0	6,0	3,3	5,9
V	10	12	4	5	3	5	4	2	4	3	4	2	5	15	1	1	1	0	3,4
W	260	21	29	18	79	7	30	202	11	9	11	12	12	190	45	104	54	13	19
Y	14,8	14,0	12,3	10,9	10,1	13,2	13,3	9,3	10,0	11,9	11,7	12,5	11,3	21,9	5,1	8,2	4,8	8,1	10,8
Zn	37	58	58	45	43	59	44	40	32	37	34	40	44	27	40	19	22	36	36
Zr	115	111	50	48	44	56	55	40	34	44	45	45	52	124	20	15	17	45	52
La	22,2	24,0	6,2	8,5	7,5	11,0	8,9	5,5	6,0	6,3	8,3	12,4	9,5	25,7	2,6	1,7	2,0	4,6	5,4
Ce	49,4	50,5	14,5	19,1	16,6	23,4	20,9	207	12,3	14,5	18,2	17,4	21,0	75,0	4,4	4,4	4,1	9,8	13,0
Pr	5,8	6,1	1,9	2,3	1,9	2,8	2,6	1,4	1,5	1,8	2,3	2,4	2,5	10,4	0,6	0,6	0,5	1,2	1,7
Nd	21,4	22,9	7,1	8,3	7,5	9,7	9,3	5,1	5,8	7,0	8,6	8,9	9,6	39,1	2,4	2,3	1,6	4,4	7,1
Sm	5,2	5,3	2,3	2,3	2,1	2,6	2,7	1,6	1,5	2,2	2,4	2,4	2,7	10,5	0,8	0,9	0,5	1,4	2,3
Eu	0,5	0,5	0,2	0,4	0,3	0,4	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3
Gd	4,6	4,2	2,4	2,5	2,1	2,8	2,8	1,6	1,6	2,1	2,2	2,3	2,5	8,0	0,8	1,1	0,7	1,5	2,6
Tb	0,6	0,7	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	1,1	0,2	0,3	0,1	0,3	0,4
Dy	3,3	3,2	2,3	2,1	2,1	2,4	2,4	1,6	1,7	2,3	2,4	2,3	2,4	5,2	0,9	1,5	0,8	1,5	2,3
Ho	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,8	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4
Er	1,2	1,1	0,8	0,8	0,7	0,9	1,0	0,6	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8	1,9	0,3	0,5	0,3	0,6	0,8
Tm	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Yb	1,0	1,1	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,6	0,8	0,8	0,9	0,7	1,4	0,4	0,5	0,4	0,6	0,7
Lu	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
M	32	34	17	18	23	20	21	14	23	16	22	6	18	55	10	10	8	35	69
K2O/Na2O	1,52	1,51	1,15	1,70	1,65	1,67	1,45	1,37	0,83	1,62	1,46	1,43	1,59	1,68	0,68	1,10	0,99	1,05	1,99
Th/U	0,9	0,9	1,7	1,1	0,5	1,5	0,3	1,2	0,7	1,6	1,8	1,2	1,5	1,4	0,9	1,0	0,8	0,9	1,2

Annexes VI

**Analyse des micas dans les ganites de Filfila
(Analyses CPRG).**

Point#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15
SiO2	38,29	38,22	46,85	37,02	36,39	60,55	66,26	64,77	62,52	63,11	50,75	37,68	36,01
TiO2	1,98	1,78	0,85	3,76	3,76	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,21	3,94	3,62
Al2O3	19,31	18,86	30,48	19,28	18,71	25,39	22,48	23,06	24,08	24,19	30,30	14,30	15,50
FeO	18,02	17,38	2,34	17,54	17,64	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	1,48	20,29	21,17
MnO	0,07	0,12	0,07	0,21	0,42	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,21	0,08
MgO	7,85	7,97	2,22	8,30	8,78	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	3,45	10,50	9,19
CaO	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	6,80	3,01	3,88	5,38	5,07	0,04	0,04	0,01
Na2O	0,16	0,13	0,42	0,19	0,18	7,68	10,02	9,12	8,35	8,75	0,24	0,17	0,12
K2O	10,08	10,07	10,53	9,81	9,62	0,28	0,37	0,45	0,42	0,47	10,71	9,30	9,51
Cs2O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00
Li2O	1,41	1,39	3,88	1,04	0,86	7,84	9,49	9,06	8,41	8,58	5,01	1,23	0,75
F	4,01	3,79	2,28	2,32	2,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,54	2,13	1,67
F = O	2,01	1,90	1,14	1,16	1,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	1,07	0,84
Cl	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
"H2O"	3,22	3,23	4,12	3,58	3,52	5,36	5,58	5,50	5,42	5,46	4,33	3,57	3,57
"Total"	101,6	100,3	102,5	101,4	100,6	114,1	117,2	116,0	114,7	115,7	107,3	101,9	100,0
Base[O,OH,F]	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Si	2,75	2,78	3,01	2,69	2,67	3,38	3,56	3,53	3,46	3,46	3,08	2,77	2,72
Al4	1,25	1,22	0,99	1,31	1,33	0,62	0,44	0,47	0,54	0,54	0,92	1,23	1,28
Ti	0,11	0,10	0,04	0,21	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,22	0,21
Al6	0,39	0,39	1,33	0,34	0,30	1,06	0,99	1,01	1,03	1,03	1,26	0,01	0,11
Fe	1,08	1,06	0,13	1,07	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	1,25	1,34
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,84	0,86	0,21	0,90	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	1,15	1,04
Fe +Mg	1,92	1,92	0,34	1,96	2,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	2,40	2,38
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,17	0,23	0,32	0,30	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,83	1,04	0,96	0,90	0,93	0,03	0,02	0,02
K	0,92	0,93	0,86	0,91	0,90	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,83	0,87	0,92
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,41	0,41	1,00	0,30	0,25	1,76	2,05	1,99	1,87	1,89	1,22	0,36	0,23
F	0,46	0,44	0,23	0,27	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,25	0,20
Al	1,64	1,62	2,31	1,65	1,62	1,67	1,43	1,48	1,57	1,56	2,17	1,24	1,38

Point#	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO2	35,99	34,37	34,28	35,28	35,03	40,39	38,90	38,29	36,88	39,07	41,26	37,96	34,47	36,35	36,76
TiO2	3,63	0,03	0,01	0,34	0,62	0,00	0,07	0,02	1,73	0,72	0,21	1,31	3,41	3,28	3,15
Al2O3	15,70	35,55	35,29	33,09	33,66	24,15	23,31	26,02	22,34	23,23	24,83	22,58	16,80	17,88	21,27
FeO	21,92	12,82	13,95	13,70	14,08	15,53	18,22	6,52	20,71	18,30	13,32	19,65	23,31	25,30	21,20
MnO	0,20	0,32	0,24	0,06	0,17	0,61	0,64	0,35	0,75	0,65	0,41	0,40	0,27	0,29	0,29
MgO	8,75	1,42	1,29	2,00	1,78	3,07	2,86	1,76	2,38	2,69	2,32	2,49	2,78	3,24	2,47
CaO	0,01	0,20	0,22	0,16	0,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,03	0,05
Na2O	0,22	2,04	2,15	2,01	2,04	0,50	0,47	0,45	0,47	0,30	0,32	0,24	0,40	0,26	0,33
K2O	9,54	0,04	0,05	0,03	0,06	9,10	9,41	8,98	9,35	9,56	9,29	9,54	9,19	9,60	9,71
Cs2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,10	0,03	0,10	0,23	0,10	0,00	0,04	0,01
Li2O	0,74	0,27	0,25	0,54	0,47	2,01	1,58	1,41	1,00	1,63	2,27	1,31	0,30	0,85	0,97
F	1,63	1,05	1,17	1,21	1,03	5,57	5,19	3,41	3,33	4,60	4,19	4,14	3,73	3,44	1,72
F = O	0,82	0,53	0,59	0,61	0,52	2,79	2,60	1,71	1,67	2,30	2,10	2,07	1,87	1,72	0,86
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
"H2O"	3,59	3,79	3,77	3,75	3,82	2,94	2,94	3,08	3,26	3,09	3,25	3,12	2,86	3,17	3,61
"Total"	100,8	91,2	91,8	91,3	92,1	100,0	100,0	88,0	99,9	100,7	98,9	99,9	94,9	101,3	100,3
Base[O,OH,F]	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Si	2,71	2,55	2,54	2,62	2,59	2,84	2,80	2,95	2,73	2,80	2,91	2,77	2,76	2,73	2,74
Al4	1,29	1,45	1,46	1,38	1,41	1,16	1,20	1,05	1,27	1,20	1,09	1,23	1,24	1,27	1,26
Ti	0,21	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,01	0,07	0,21	0,19	0,18
Al6	0,11	1,66	1,62	1,51	1,52	0,84	0,77	1,32	0,68	0,76	0,98	0,72	0,34	0,32	0,61
Fe	1,38	0,79	0,86	0,85	0,87	0,91	1,10	0,42	1,28	1,10	0,79	1,20	1,56	1,59	1,32
Mn	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,04	0,04	0,02	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,98	0,16	0,14	0,22	0,20	0,32	0,31	0,20	0,26	0,29	0,24	0,27	0,33	0,36	0,27
Fe +Mg	2,37	0,95	1,01	1,07	1,07	1,24	1,40	0,62	1,55	1,38	1,03	1,47	1,89	1,95	1,60
Ca	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,29	0,31	0,29	0,29	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05
K	0,92	0,00	0,00	0,00	0,01	0,82	0,86	0,88	0,88	0,87	0,84	0,89	0,94	0,92	0,92
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,23	0,08	0,07	0,16	0,14	0,57	0,46	0,44	0,30	0,47	0,64	0,39	0,10	0,26	0,29
F	0,19	0,12	0,14	0,14	0,12	0,62	0,59	0,42	0,39	0,52	0,47	0,48	0,47	0,41	0,20
Al	1,40	3,11	3,08	2,89	2,93	2,00	1,98	2,36	1,95	1,96	2,07	1,94	1,58	1,58	1,87

Point#	31	32	33	34	35	37	38	36	39	40	41	42	43
SiO2	39,43	34,47	37,86	39,49	42,11	39,24	40,24	65,36	68,42	66,02	69,53	35,45	34,81
TiO2	2,76	0,70	2,63	1,34	1,09	1,32	1,12	0,06	0,00	0,02	0,00	0,89	0,65
Al2O3	21,54	35,34	20,79	22,72	22,18	22,32	22,51	18,69	20,48	18,98	19,67	34,26	34,61
FeO	18,87	13,85	19,05	16,64	14,62	16,60	15,62	0,38	0,05	0,03	0,09	12,78	14,30
MnO	0,16	0,13	0,61	0,20	0,63	0,32	0,30	0,00	0,08	0,00	0,05	0,09	0,12
MgO	2,70	1,07	1,76	2,35	2,55	2,28	2,67	0,00	0,03	-0,03	0,03	2,29	1,28
CaO	0,00	0,43	0,02	0,00	0,01	0,05	0,04	0,00	0,77	0,20	0,27	0,54	0,33
Na2O	0,36	1,86	0,19	0,26	0,24	0,21	0,25	0,25	11,07	0,61	10,99	1,82	1,76
K2O	10,05	0,00	9,36	9,69	9,65	9,51	9,73	16,60	0,30	15,81	0,56	0,05	0,06
Cs2O	0,00	0,00	0,35	0,14	0,07	0,64	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li2O	1,74	0,30	1,28	1,75	2,51	1,68	1,97	9,23	10,12	9,42	10,44	0,59	0,40
F	1,57	0,78	1,47	4,07	4,90	3,80	4,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,50
F = O	0,79	0,39	0,74	2,04	2,45	1,90	2,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,25
Cl	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
"H2O"	3,79	3,88	3,62	3,18	3,12	3,20	3,13	5,28	5,60	5,33	5,62	3,96	3,94
"Total"	101,8	92,3	97,9	98,9	100,2	98,5	99,0	115,8	116,9	116,4	117,2	92,9	92,4
Base[O,OH,F]	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Si	2,84	2,54	2,86	2,86	2,95	2,87	2,89	3,71	3,67	3,72	3,71	2,58	2,57
Al4	1,16	1,46	1,14	1,14	1,05	1,13	1,11	0,29	0,33	0,28	0,29	1,42	1,43
Ti	0,15	0,04	0,15	0,07	0,06	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04
Al6	0,67	1,61	0,72	0,80	0,78	0,80	0,79	0,97	0,96	0,97	0,94	1,52	1,58
Fe	1,14	0,85	1,20	1,01	0,86	1,02	0,94	0,02	0,00	0,00	0,00	0,78	0,88
Mn	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,29	0,12	0,20	0,25	0,27	0,25	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,14
Fe +Mg	1,43	0,97	1,40	1,26	1,12	1,26	1,22	0,02	0,00	0,00	0,01	1,03	1,02
Ca	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,27	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	1,15	0,07	1,14	0,26	0,25
K	0,92	0,00	0,90	0,89	0,86	0,89	0,89	1,20	0,02	1,14	0,04	0,00	0,01
Cs	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,50	0,09	0,39	0,51	0,71	0,50	0,57	2,11	2,18	2,13	2,24	0,17	0,12
F	0,18	0,09	0,18	0,47	0,54	0,44	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06
Al	1,83	3,07	1,85	1,94	1,83	1,93	1,90	1,25	1,29	1,26	1,24	2,94	3,01