



Faculté des Sciences de la Terre  
Département de Géologie

**MEMOIRE**

En vue de l'obtention du diplôme de

**MAGISTER**

En Géologie

**THEME**

**Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des  
granitoïdes et des pegmatites à MR associées.  
L'exemple du massif de Filfila**

Option Prospection des Ressources Minérales et Energétiques.

Par

**CHABBI Redha**

**DEVANT LE JURY**

<b>PRÉSIDENT : CHOUABI Abd El Madjid</b>	<b>M. C.</b>	<b>Université Badji Mokhtar Annaba</b>
<b>PROMOTEUR : BOUABSA Lakhdar</b>	<b>M. C.</b>	<b>Université Badji Mokhtar Annaba</b>
<b>EXAMINATEUR : LAOUAR Rabah</b>	<b>M. C.</b>	<b>Université Badji Mokhtar Annaba</b>
<b>EXAMINATEUR : TOUBAL Abd Errahmane</b>	<b>M. C.</b>	<b>Université Badji Mokhtar Annaba</b>



## Dédicaces

*« Souvent, il faut parcourir des milliers de kilomètres, pour enfin se rendre compte que ce qu'on a toujours cherché, est là bas d'où on vient, et qu'il fallait tout ce chemin pour en prendre conscience.*

*Le plus important, n'est pas d'où on vient ni où on va, mais ce qu'on a appris en cours de route, les obstacles qu'il a fallu surmonter pour y arriver, espérant toujours, mais agissant surtout »*

*Je dédie le fruit de mon travail :*

*Aux deux plus chers êtres dans ma vie, la flamme qui éclaire ma vie «ma mère », source de tendresse, d'amour et de sacrifice et mon respectueux père, qui se sont sacrifiés jour après jour pour le bonheur de leurs enfants.*

*« Qu'ils trouvent ici le témoignage de mon amour de reconnaissance et ma très grande affection ».*

*A mes sœurs et mes frères.*

*A ma sœur Samira, son époux et leurs adorable filles*

*A mon frère Saïd, son épouse, et leurs adorables enfants.*

*A tout mes amis (es)...*

*A la promotion de post graduation 2004/2005*

*A mon très cher pays l'Algérie, que le bon dieu le garde et le sauvegarde.*

*Aux courageux et aux courageuses palestiniens et irakien, qui résistent aux forces de colonisations impériales avec des simples moyens.*

*CHABBI Redha*



## Remerciement

**« Je remercie d'abord le bon Dieu, le tout puissant pour l'éclairage du cheminement des ténèbres par des étoiles dans les nuits les plus obscures, où surgissent les vérités profondes, suscitant toute spéculation... »**

*Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes remerciements à toutes personnes ayant participé de loin ou de près à la réalisation de cette étude.*

*En particulier mon promoteur Mr. Bouansa. L, pour avoir accepté de m'encadrer et qui n'a jamais cessé de m'aider et de m'orienter avec ses précieux conseils, qu'il soit rassurer de mes profondes reconnaissances.*

*Mes vifs remerciements vont à Mr. Chabbi. A. M, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de soutenance et à Mr. Laouar. R et Mr. Toubal. A. R. qui ont acceptés de m'accorder une partie de leur temps pour lire et juger ce travail.*

*Mes vifs remerciements vont également à tous les enseignants du département de Géologie qui m'ont assuré une bonne formation*

*Je tiens aussi à remercier chaleureusement le chef de département pour sa grande aide et ses encouragements*

*Je tiens à remercier profondément le responsable de l'atelier des lames minces M<sup>r</sup> Alem jaafer, qui m'a aidé pour réaliser mes lames minces au niveau de son atelier.*

*Enfin pour tous ceux qui ont contribué à l'élaboration de ce travail.*

**Merci pour tout le monde**

CHABBI Redha

# ملخص

í Yí l a q í l a e a í l q N O U q í D É a a Y E í a N U O N È ; í B B O É a í a P N O a B 20 T U E í a U U H  
a í N U O a í B B a a a B O E í D a E í a N U q D a ; (É í a E a q) É a E a q N a T O q a í E í a E E D Y a a B O  
D a . É D a a E E í l q a E q í a a a U q a q í E q U a q í Q a E j O . l . O - U . O . U a q í E q í Y a í E E a  
E ? í B O q U H ? É í a E a E q í a a q U O H a a í E a E N a E q ; N a a E í a U a ; N a O E í l q E í a N U q  
. E O a E q E í N í a q a a í Q a E a e í E a U l E a í E a E í E O N E

. í A O l E q N a a E q E H N O E N a O E a E l E a E í N U a D a N E E r q í a E  
: a E E q D a í l E í a N U q a a a q U a e í l a e í

. q í l q a E N E B ? q a B O q a a a e j E O a E q í a a l í a q E N í a E E E a d a í a N a E a d E í a N U -  
a N E E r í D a q a a a e j q í l q a E a q j E í N í a E a q a a E í a l a l í a q E N í a E E q E E a d E í a N U -  
. í Y a q E í a N U q a a a a a A O q a a B O a a ( 9 7 0 ) O r í N E Y a E a N a O

í a U N q í a E E q E P Y a O q E a E a d E í a N U ; a a í a e E q a O q É a B a E í a í a q E q O N í a E E E  
í a l a q í O q N a E a q E í a E a a í a q í a U a E E E q a E j a í a N a E q a d E í a N U q í Y E í N q í Y a e j a Y a í  
. ( í E a U q a ) í a e ? q O q E a E a í a E a q

N q E E q í a q a e E a q í l a e a í l q N O U a í a U E r E q É a B a E E í l l q E q a U a q l a E a a a í l í Y  
a d E í a N U q . E a E q í O r í D a q E N í a q a í U a q í D E í a N U q a a a a E a E í a N U q D a a a A O l  
. ( a í E O a E q N í l O q ; a q E q ; a a í E a q ; a a í E a q ; N a a E í a U a ) O q E a E q

É a E a q a í U a q O U E a q a U D a e ; ( a a í a a q E U E O q ) E í a í a E r í l q E í a U a q O q a í a E l í E  
D a D í a r E í a E a E a E a E q ; a í E O a E q ; N í l O q a E N í a q a í U a a a a q í a D a q í D E í a N U q a B O E  
. a í l a e a í l q a í E q E q a E q a a N E E r a a í U a q a a U a a D a a U E í a E í Y a E a a E í a N U q

E í E q í Y a í a a B ? a U E r a a ( E í a a a O q E a r a U a ) O q E a E q í a d E í a E q E í a N U q a a í a  
. E N í a q a í U a q a U E í a E q

## Abstract

approximately located at 20 km in the East of Skikda, the granitoids of Filfila of langhian age appear in tectonic window through the allochthonous and constitute two small massifs (or stocks) lengthened in the WNW-ESE direction, according to the general orientation of the structures of the area. These very evolutes granites, rich in fluorine, boron and lithium recut the four tectonic units (sedimentary and metamorphic formations) and develop a significant metamorphism of contact of average degree.

They are classically considered as the result of an evolution by split crystallization.

There are two types of granites in this massif:

- A granite with tourmaline of coarse grains at average size, which is the facies dominating;
- A fine granite with nodules of cordierites, little represented, but that Semroud & Fabriès (1976) think of constituting the main part of the hidden granites.

The surveys occurred in the area highlighted the presence, in the Northern massif, of a leucogranite with topaz accompanied by stockscheiders on its edge and intrusive in the granites with tourmaline, while a re-examination of leucocratic aplites revealed the systematic presence of primary topaz there (magmatite).

However the new observations in this small Tertiary massif lead to interpret it like partly made up of granite of affinity RMG (granites with rare metals), including aplites and granite with topaz (rich in F, Li, Nb, Ta, Sn and W)

Considering these mineralogical characteristics, geochemical (peraluminous) and its high content in certain minerals favorable for the setting places granites at minerals carrying rare metals such as cassiterite, wolframit and the columbo-tantalite; this massif takes its importance for the prospection of this type of mineralization and is of present an interest for the enquiring geologists.

The facies of the granites and aplites with topazes (rich in zinnwaldites) can be used as metallogenic guides for the research of minerals carrying the rare metals.

**Key words:** Filfila, langhian, peraluminous, white feldspar, granites with rare metals (GMR), stockscheiders, granite, topaz, micas containing lithia, columbo-tantalite, cassiterite, wolframit.

## Résumé

Situé à environ 20 Km à l'Est de Skikda, les granitoïdes de Filfila d'âge langhien apparaissent en fenêtre tectonique à travers l'allochtone et constituent deux petits massifs (massif Nord et massif Sud) d'âge Tertiaire et allongés dans la direction WNW-ESE, conformément à l'orientation générale des structures de la région. Ces granites très évolués, riches en fluor, bore et lithium recourent les quatre unités tectoniques (formations sédimentaires et métamorphiques) et développent un important métamorphisme de contact de degré moyen.

Ils sont classiquement considérés comme le résultat d'une évolution par cristallisation fractionnée.

Il existe deux types de granites dans ce massif :

- un granite à tourmaline de grains grossiers à moyen, qui est le faciès dominant ;
- un granite fin à nodules de cordiérites, peu représenté, mais que Semroud & Fabriès (1976) pensent constituer l'essentiel des granites cachés.

Les études de terrain ont mis en évidence la présence, dans le massif Nord, d'un leucogranite à topaze accompagné de stockscheiders sur la bordure et intrusif dans les granites à tourmaline, tandis qu'un réexamen des aplites leucocrates y a révélé la présence systématique de topaze primaire (mégacrinite).

Cependant les nouvelles observations dans ce petits massif tertiaire conduisent à l'interpréter comme constitué en partie de granite d'affinité **GMR** (granites à métaux rares), incluant des aplites et des granites à topaze (riche en F, Li, Nb, Ta, Sn et W)

Vu ces caractéristiques minéralogiques, géochimiques (peralumineuses) et sa richesse en certains minéraux favorables pour la mise place de granites à minéraux porteurs des métaux rares tels que la cassitérite, la wolframite et la columbo-tantalites; Ce massif prend son importance pour la prospection de ce type de minéralisations et présente un intérêt pour les géologues chercheurs.

Les faciès des granites et aplites à topazes (riche en zinnwaldites) peuvent être utilisés comme guides métallogéniques pour la recherche des minéraux porteurs des rares.

**Mots clefs :** Filfila, langhien, peralumineux, albite, granites à métaux rares (GMR), stockscheiders, granite, topaze, micas lithinifères, columbo-tantalite, cassitérite, wolframite.

# SOMMAIRE

## CHAPITRE I

I- INTRODUCTION.....	1
----------------------	---

## CHAPITRE II

II- GEOLOGIE REGIONALE .....	4
II. 1. Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie.....	4
II. 1. 1- les zones internes.....	5
II. 1. 1. 1- le socle kabyle.....	5
II. 1. 1. 2- la dorsale Kabyle.....	5
II. 1. 2- le domaine des flyschs.....	7
II. 1. 3- les zones externes ou zones telliennes .....	7
II. 2- Tectonique de la région.....	7
II.3- Le magmatismes de la petite Kabylie.....	10
II.3. 1- le granite de Beni Touffout .....	10
II. 3. 2- le granite de Cap Bougaroun.....	11
II. 3. 3- la microgranodiorite d'El-Milia.....	11
II. 3. 4- les petites intrusions granitiques de Filfila .....	11

## CHAPITRE III

III- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	12
III. 1- Présentation de la région d'étude.....	12
III. 2- Etude géologique .....	14
III. 2. 1- Les granites de Filfila.....	17
III. 2. 1. 1- Géologie des granitoïdes du Filfila.....	21
III. 2. 2- La métamorphisme de contact.....	21

## CHAPITRE IV

IV- ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	23
IV. 1- Le granite à albite topaze et zinnwaldite.....	23
IV. 2- Les aplites à topaze.....	26
IV. 3- Les granites à tourmaline.....	28
IV. 4- Les stockscheiders.....	33
IV. 4. 1- Rappel d'ordre général .....	33
IV. 4. 2- Les stockscheiders du Filfila.....	34

IV. 5- Les enclaves.....	38
IV. 6- Conclusion.....	39

## **CHAPITRE V**

V. ETUDE MINERALOGIQUE DU GRANITE.....	40
V. 1- Les feldspaths.....	40
V. 2- Les tourmalines.....	43
V. 3- Les micas .....	47
V. 3. I- Généralités sur la structure des micas.....	47
V. 3. I. 1- Formule structurale générale des micas.....	47
V. 3. I. 2 - Structure d'un feuillet de mica .....	48
A- Différents types de substitutions .....	49
B- Les solutions solides dans les micas.....	49
V. 3. I. 3- Le lithium et le fluor dans les micas.....	50
V. 3. 1. 4- Les mécanismes de substitution dans les micas .....	52
V. 3. 1. 5- Classification des micas .....	54
V. 3. 1. 6- Les micas dans la typologie des granitoïdes.....	55
V. 3. 1. 7- Les micas dans la pétrologie et la métallogénie.....	55
V. 3. 2. Les micas des granites du Filfila .....	56
V. 3. 2. 1- Caractérisation pétrographique.....	56
V. 3. 2. 2- Caractérisation des micas dans la typologie des granitoïdes.....	59
V. 3. 2. 3- Caractérisation chimique et cristallographique.....	60
V. 3. 2. 4- Les micas du massif granitique de Filfila dans la pétrologie et la métallogénie .....	62
V. 4- Les minéraux des métaux rares.....	63
V. 4. 1- Exemples d'application des éléments rares.....	63
V. 4. 2- Aspects structuraux et cristallographiques des minéraux porteurs de métaux rares .....	65
V. 4. 3 - Minéraux des métaux rares dans les aplites à topaze du Filfila.....	67
V. 5- Conclusion.....	74

## **CHAPITRE VI**

VI. ETUDE GEOCHIMIQUE DES GRANITES.....	75
-----------------------------------------	----

<b>VI. 1- Evaluation de la mobilité des éléments au cours des altérations post mise en place.....</b>	<b>75</b>
<b>VI. 2- Géochimie des éléments majeurs et en traces des granitoïdes du Filfila.....</b>	<b>79</b>
<b>VI. 1. 1- Comportement des éléments majeurs dans les diagrammes géochimiques.....</b>	<b>82</b>
<b>VI. 1. 2-Comportement des éléments en traces dans les diagrammes géochimiques.....</b>	<b>97</b>
<b>VI. 2- Etude comparative des granites de la Petites Kabylie.....</b>	<b>105</b>
<b>VI. 3- Conclusion.....</b>	<b>109</b>

***CHAPITRE VII***

<b>VII- CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>110</b>
--------------------------------------	------------

PDF Create! 2 Trial  
 www.scansoft.com

CHAPITRE I  
INTRODUCTION

PDF Create! Trial  
www.scansoft.com

## I- INTRODUCTION

Les granites peralumineux riches en Li, F et B forment une classe particulière des granites, nommés **les granites à métaux rares (GMR : « rare metal granites »** ; Pollard, 1995), parce que les plus évolués d'entre eux sont associés à des concentrations économiques ou sub-économiques de métaux rares tels que Sn, W, Be et surtout Ta (e.g., Yashan : Lin *et al.*, 1995 ; Beauvoir : Cuney *et al.*, 1992, Raimbault *et al.*, 1995; Erzgebirge : Cuney *et al.*, 1994).

Cerny (1991) classe les granites et les pegmatites à métaux rares en deux familles ou suites ; il distingue :

- **les LCT (Li-Cs-Ta)** : cette famille ou suite peralumineuse, siliceuse, est riche en éléments traces lithophyles, notamment les alcalins (**Li**, Rb, **Cs**), Be, et éléments des métaux rares (Sn, Nb < **Ta**), ainsi que les éléments volatils (B, F et P). Elle est par contre pauvre en éléments compatibles tels que Ca, Mg, Fe, Sr, Ba, Ti et Zr. Pour London (1990), cette famille correspond au «S-type» et «A-type» granitoïdes ou encore les formations d'origine hybrides «S-hybrides».
- **Les NYF (Nb-Y-F)** : famille ou suite métalumineuse à affinité alcaline caractérisée par **Nb** > Ta avec richesse en Y, REE, Ti, Zr, Be, TH, U et **F**.

Raimbault *et al.* (1991), dans une revue générale sur les granites à tantale (Ta>Nb) et en se basant sur les teneurs en phosphore, montre l'existence de deux classes :

- La première classe représentant les granites à amphiblygonite avec des teneurs élevées en F et B et des teneurs faibles en Si.
- La deuxième classe est représentée par des granitoïdes à teneurs faibles en P.

Taylor, (1992) ont étudié le comportement de l'étain dans les magmas granitiques peralumineux dans les conditions suivantes : Composition d'un haplogranite avec feldspath potassique – quartz et albite – quartz. T° [700° - 800°C] ; P [2 – 3 Kbar] ; fO<sub>2</sub> [0.7 – 1.5 «QFM»]. Dans ces conditions, le magma peut contenir entre 400 et 2500 ppm de Sn. Ces auteurs ont aussi montré que la solubilité des magmas granitiques augmente avec la décroissance de la fugacité d'oxygène et l'augmentation du rapport Alk/Al et Na/K (Alk = K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O ; Al = K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et que le changement de température et de pression dans les magmas n'a pas d'influence direct sur la concentration de l'étain.

Les auteurs qui ont étudié la genèse des granitoïdes classent les magmas granitiques en trois catégories : S, I et A types (Chappell & White 1974 ; White & Chappell, 1977).

- 1- **Les magmas de type S** sont produits par la fusion des sédiments et sont caractérisés par des compositions peralumineuses, avec des rapports K/Na élevés et formés dans des conditions réductrices.
- 2- **Les magmas de type I** sont produits par la fusion de roches ignées. Ils sont métalumineux avec des rapports K/Na faibles et formés dans des conditions oxydantes.
- 3- **Les magmas de type A** sont produits par la fusion à haute température. Ces magmas sont moyennement alcalins avec des teneurs élevées en Na<sub>2</sub>O et faibles en CaO, ils sont par contre enrichis en F, Cl, REE (à l'exception de Sm), Zr, Nb et Sn.

En Afrique du Nord, ce type de magmatisme est surtout connu du Panafricain du Hoggar (boissonnas, 1973 ; Bouabsa, 1987, Cheilletz *et al.*, 1992 ; Chalal & Marignac, 1997 ; Nedjari *et al.*, 2001 ; Kasraoui *et al.*, 2000 ; Kasraoui & Nedjari, 2002), mais on en connaît aussi quelques occurrences hercyniennes, au Maroc (Belkassi *et al.*, 1999) et en Algérie (Aissa *et al.*, 2000 ; Kasraoui & Kehal, 2001). En revanche, lors du cycle alpin, pourtant caractérisé dans les zones internes des Macarébides par un puissant magmatisme acide dont les composantes peralumineuses ne sont pas absentes (Fourcade *et al.*, 2001), les magmas à métaux rares sont jusqu'ici peu documentés. On en a signalé quelques manifestations (dykes rhyolitiques) dans le massif de l'Edough (NE Algérie) (Aissa *et al.*, 1995) et l'étude des skarns de Karéza dans le même massif conduit à soupçonner l'existence en profondeur d'un **GMR** (Aissa *et al.*, 2001).

Cependant, de nouvelles observations dans le petits massif tertiaire du Filfila (Semroud, 1970) conduisent à l'interpréter comme constitué en grande partie de granite d'affinité **GMR**, incluant des aplites et des granite à topaze (Gherbi, 1998 ; Bouabsa et Marignac, 2004 ; Bouabsa *et al.*, 2005).

Cette étude est principalement axée autour des granites dits à métaux rares, au nord Est de l'Algérie (massif granitique du Filfila). Ces granites de par leur richesse en Li, F et (B), d'une part et en éléments rares (Sn, W, Be, Ta et Nb), forment une classe particulière appelée granites à métaux rares (**RMG** : "Rare Metal Granites"; Pollard, 1995).

L'objet du présent travail est de caractériser ces manifestations, et par une première approche minéralogiques et géochimique, de discuter les relations génétiques entre les différents types pétrographiques présents dans ce massif, et leur places dans le magmatisme tertiaire du nord de l'Algérie tel que synthétisé par Maury *et al.* (2000) et Fourcad *et al.* (2001). Ainsi que la mise en évidence du rôle des micas comme marqueurs de l'évolution pétrogénétique des granitoïdes.

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

CHAPITRE II  
GÉOLOGIE RÉGIONALE

PDF Creator! Trial  
www.scansoft.com

## II- GEOLOGIE REGIONALE

### II. 1. Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie

La petite Kabylie fait partie de la chaîne Alpine des Maghrébides (**Fig. 01**), elle s'étend sur plus de 150 kilomètres le long du littoral, entre le massif des Babors à l'Ouest et le massif de l'Edough à l'Est.

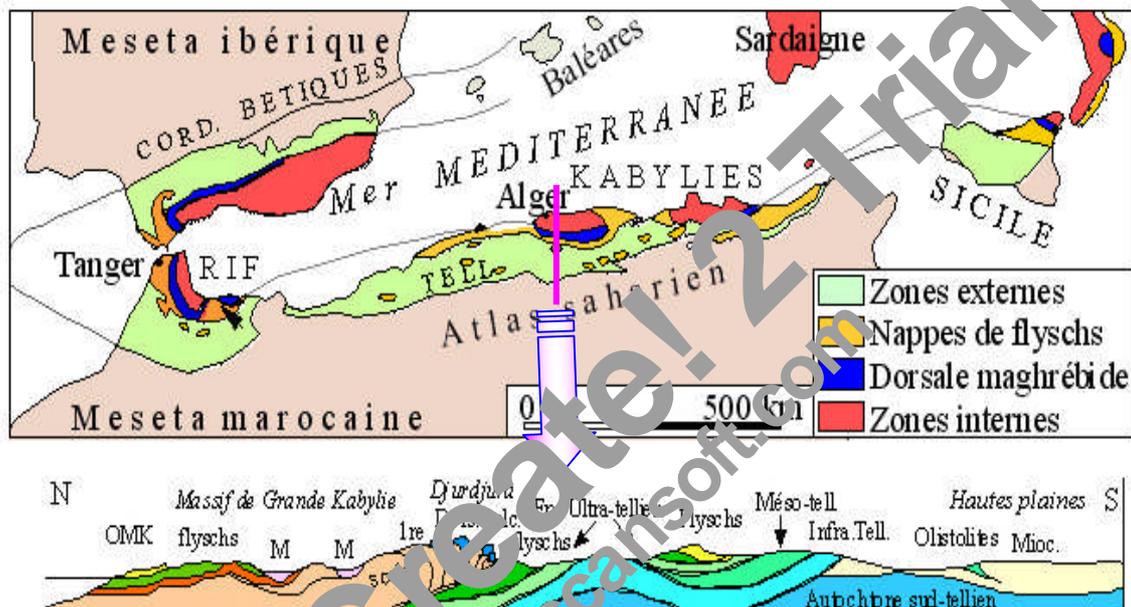


Fig. 01 : Carte structurale et coupe simplifiée de la chaîne des Maghrébides montrant la disposition des zones internes et externes, et coupe simplifiée sur la transversale de la grande Kabylie, d'après Durand Delga et Fontboté (1980).

Elle est constituée par la superposition de plusieurs ensembles géologiques séparés par des contacts anormaux.

### **II. 1. 1- les zones internes**

#### **II. 1. 1. 1- le socle kabyle**

Il est constitué par un ensemble de roches cristallophylliennes charriées sur les terrains Mésozoïque et Paléogène. Cet ensemble métamorphique et peu métamorphique est divisé en deux unités :

- Unité inférieure : composée de gneiss et schistes.
- Unité supérieure : composée de phyllades recouverts en certains endroits par des sédiments du Mésozoïque.

#### **II. 1. 1. 2- la dorsale Kabyle**

Elle est aussi appelée chaîne Liassique par Fiches (1903), ou chaîne calcaire par Glangeaud (1933). L'appellation de Dorsale Kabyle a été introduite par Durand Delga en 1969, et représente la couverture mésozoïque du socle Kabyle. Elle est constituée essentiellement par des formations appartenant à l'âge Mésozoïque et Tertiaire qui se développent sur près de 90 km. On peut la suivre de façon continue depuis le Djebel Abiod au Sud de Annaba jusqu'au Djebel Didi Driss au Nord de Constantine. Elle comprend du Nord au Sud, la dorsale interne, la dorsale médiane et la dorsale externe.

Ces terrains cristallophylliens ainsi que leur couverture sédimentaire (dorsale kabyle) sont charriés sur une centaine de kilomètres sur des terrains mésozoïque et paléogène, comme en témoignent les fenêtres de Filfila, Safia et Beni Toufout (Lemoy, 1969 ; Perrin, 1969 ; Durand Delga *et al.*, 1967 ; Durand Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Bouillin, 1979 ; Vila, 1980 ; Mahjoub, 1991). (**Fig. 02**).

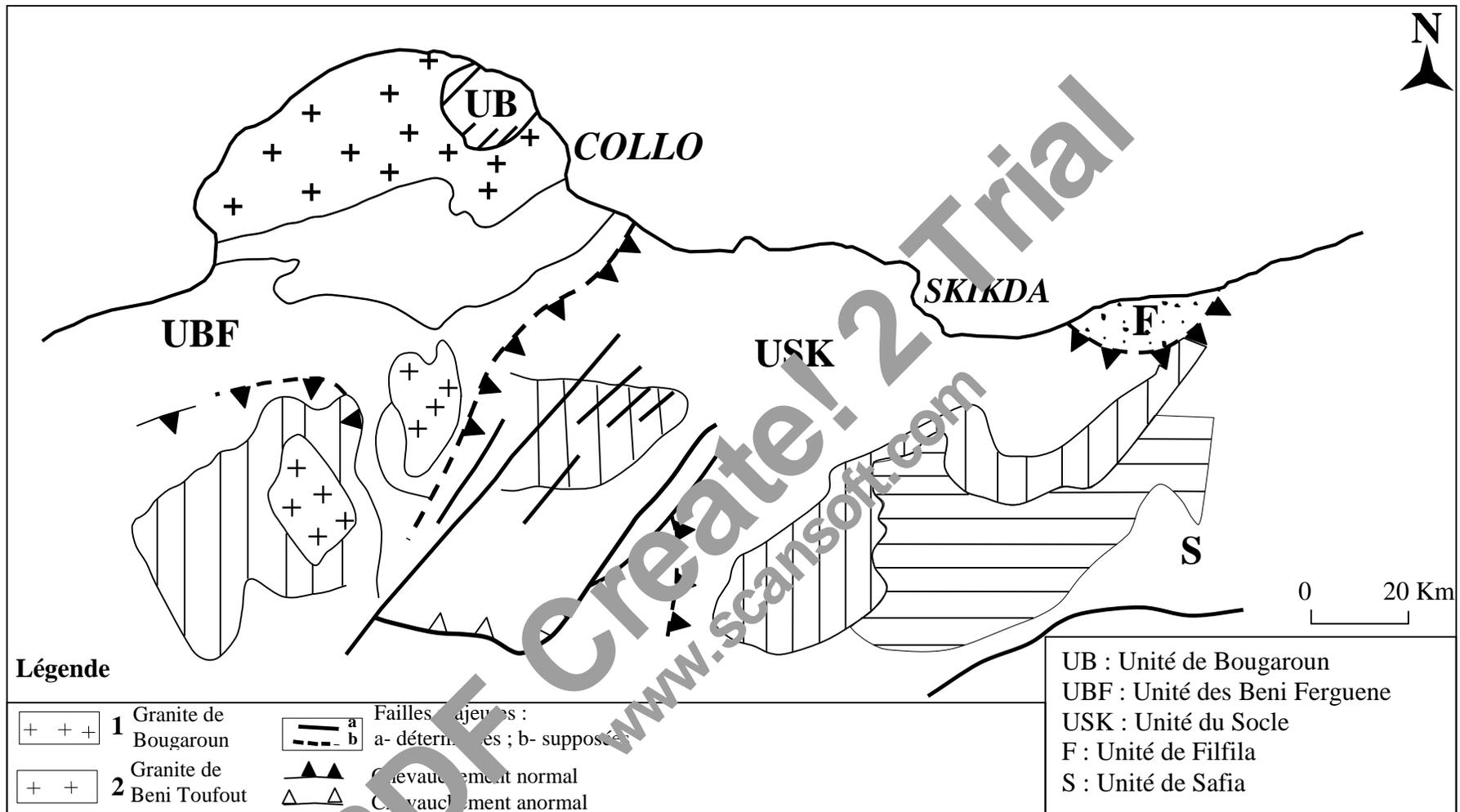


Fig. 02 : Carte géologique schématisée régionale montrant les unités structurales (Mahjoub .Y, 1991)

### ***II. 1. 2- le domaine des flyschs***

Différents types de flyschs empilés en nappes, en position externe ou reposant sur les socles internes, sont charriés sur les formations plus externes. Il sont composés de terrains d'âge Crétacé à Eocène à dominance carbonatée parmi lesquelles on reconnaît deux séries stratigraphiques individualisées : la série du flysch maurétanien et celle du flysch massylien.

### ***II. 1. 3- les zones externes ou zones telliennes***

Elles comprennent un ensemble de nappes pelliculaires à matériel varisque d'âge Crétacé Paléogène, largement chevauchant sur l'autochtone de plate-forme africaine. Ces zones sont caractérisées par des formations à dominance marne volcanique d'âge Crétacé et Eocène.

Les massifs internes de la petites Kabyles sont limités au Sud par les formations de la dorsale Kabyle et des grès numidiens qui représentent un contact anormal sur toutes les formations précédentes.

## **II. 2- Tectonique de la région**

Le Nord Est de la Petite Kabylie est caractérisé, par des structures complexes engendrées par des raccourcissements dus aux effets cumulés de nombreuses phases tectoniques. Les flyschs du Crétacé inférieur au Lutétien occupent une position externe par rapport à la dorsale Kabyle. Au Nord de cette dernière, le socle Kabyle plus interne est resté immergé, durant le Mésozoïque et le Paléogène.

Les molasses et les flyschs grés-micacés du Nummilitique (Lutétien terminal à Oligocène supérieur) se déposent sur les unités de la dorsale et du flyschs maurétanien après la phase « fini-lutétienne ».

Le socle Kabyle se recouvre en partie par des molasses définissant l'oligo-miocène Kabyle, durant l'Oligocène terminal-aquatique inférieur. Les charriages vers le Sud reprennent au cours de la phase « fini-Oligocène ». Par ailleurs les nappes de flyschs glissent vers le Nord en formant un olistostrome au toit de l'oligo-miocène Kabyle.

C'est sur ces unités que la série numidienne s'est déposée. Après la tectonique Burdigalienne, la région fût caractérisée par des dépôts Néogènes discordants, marins au Nord et continentaux au Sud.

Des plissements et surtout des failles d'orientation Est-Ouest déterminant les grands alignements morphologiques actuels, ont été engendré par la tectonique tardive.

La plupart des failles et des chevauchements cartographiés sont d'âge Albien, mais certaines fractures sont anté-alpines réactivées à l'époque alpine (E. Romanko, 1991).

L'examen du réseau d'accidents cassants établi à l'issue de l'interprétation des données géophysiques (Semenchine et Romanko, 1991) à caractère régional d'une part et l'interprétation des photos- satellite d'autre part révèlent trois types d'accidents (Raoult, 1974; Villa, 1974 ; Durand Delga, 1978 ; Bouaroudj, 1986)(**Fig. 03**) :

- Failles d'orientation E-W : On distingue la faille d'El Kantour qui paraît avoir joué dès la phase fini-lutétienne (J. F. Raoult, 1974) et la faille de Hammam Debagh qui est considérée comme une limite entre la zone des flysch et le bord de la dorsale Kabyle.
- Failles d'orientation NW-SE : parmi elles on distingue la faille de Zitomba et l'accident vertical (Faille Marchante cérestre au Nord de Azzaba).
- Faille d'orientation NE-SW : D'après Romanko (1991) elles sont d'âge hercynien dans la partie orientale de la Petite Kabylie, car c'est elles précisément qui contrôlent les intrusions des granitoïdes hercyniennes.

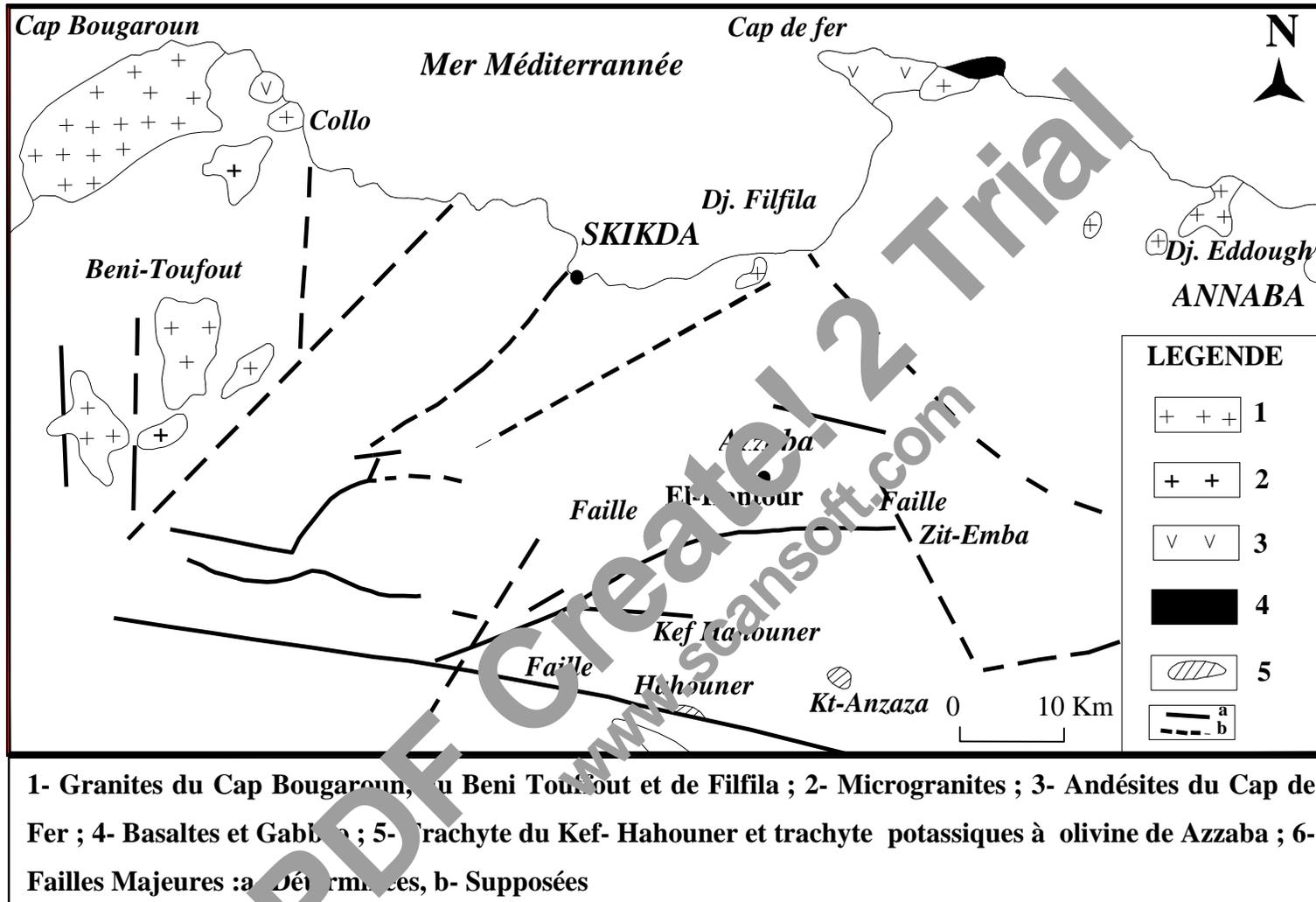


Fig. 03 : Position de quelques failles majeures, d'après Raoult (1974) ; Villa (1974) ; Durand Delga (1978) ; Bouaroudj (1986).

## II. 3- Le magmatismes de la petite Kabylie

Une intense activité magmatique a été enregistrée dans la méditerranée occidentale depuis le paléogène jusqu'au Quaternaire. Elle se traduit par la mise en place de roches volcaniques très variées. Dans le domaine circum méditerranéen, le magmatisme calco-alcalin est mieux représenté avec une nette prédominance des andésites par rapport aux basaltes. Ces séries calco-alcalines comprennent, en quantités subordonnées, des laves acides et des granitoïdes.

Sur le littoral algérien, cette activité magmatique s'est traduite par la mise en place des granitoïdes intimement liés, dans l'espace et dans le temps à un volcanisme essentiellement andésitique. Ce magmatisme est en relation direct avec l'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale et des chaînes alpines périméditerranéennes (Maury *et al.*, 2000).

Le massif de la petite Kabylie est caractérisé par la présence d'un magmatisme calco-alcalin d'âge Miocène qui perce le socle et sa couverture en plusieurs endroits. Il s'agit principalement des granites de Beni Touffou, de Bougaroun, d'El-Milia et de Filfila. Ce dernier fera l'objectif de notre étude et sera détaillé ultérieurement.

### II. 3. 1- le granite de Beni Touffou

Il est représenté par un massif de forme grossièrement quadrangulaire et d'une superficie de 60 km<sup>2</sup> environ. Ce corps intrusif recoupe les terrains Mésozoïques sur lesquels le socle est charrié. D'après les travaux de Ouabadi (1994), il s'agit essentiellement de granitoïde et de monogranites intrusifs à biotite+ cordiérite. Le métamorphisme de contact engendré dans les terrains sédimentaires Mésozoïques se traduit par l'apparition de minéraux tels que l'andalousite et la cordiérite (Bouillin, 1977). L'âge de mise en place de ce granite n'est pas bien défini. Une datation par la méthode K/Ar a donné un âge de 22 Ma (Bellon, 1976).

### ***II. 3. 2- le granite de Cap Bougaroun***

C'est un massif granitique de forme grossièrement ovoïde et d'une superficie de 200 km<sup>2</sup> environ. Il est allongé suivant un axe orienté NE-SW, parallèlement aux structures régionales. Cette intrusion avec son contexte géologique et pétrologique a été étudiée principalement par Roubault (1934), Ouabadi (1987, 1994) et Fougnot (1990). A sa bordure, il induit dans son encaissant des déformations (schistosités, plis, linéations) et un métamorphisme de contact atteignant le faciès de cornéennes à hornblende (Ouabadi, 1987 ; Fougnot, 1990).

### ***II. 3. 3- la microgranodiorite d'El-Milia***

Elle affleure sous forme de plusieurs pointements de 1 km de diamètre, s'étend du Sud-Ouest de la masse principale de Beni Touffouf jusqu'à la ville d'El-Milia et occupe une superficie d'environ 50 km<sup>2</sup>. Ces formations recoupent et métamorphosent très légèrement leur couverture sédimentaire (Ouabadi, 1994). Les datations radiométriques ont donné un âge de 16 Ma (Bellon, 1976). Ces microgranodiorites sont actuellement l'objet de plusieurs exploitations d'agrégats, sous forme de carrières à ciel ouvert.

### ***II. 3. 4- les petites intrusions granitiques de Filfil***

Le granite de Filfil est constitué de deux petits massifs étendus dans la direction WNW - ESE qui suivent l'orientation générale des structures de la région. En plus, on trouve des corps de granodiorites, des dykes de granites porphyriques et des filons pégnatitiques et aplitiques ainsi que des stockscheiders. Les essais de datation ont montré qu'il est d'âge Miocène.

CHAPITRE III  
SITUATION GEOGRAPHIQUE

ET GEOLOGIQUE

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

### **III- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE**

---

#### **III. 1- Présentation de la région d'étude**

Filfila est un massif montagneux situé sur la côte Est de l'Algérie, à une vingtaine de kilomètres à l'Est de la ville de Skikda (**Fig. 04**). Il est limité au nord par la mer méditerranée, au Sud par l'Oued Righa, à l'Est par la forêt du Filfila et à l'Ouest par les Platanes.

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

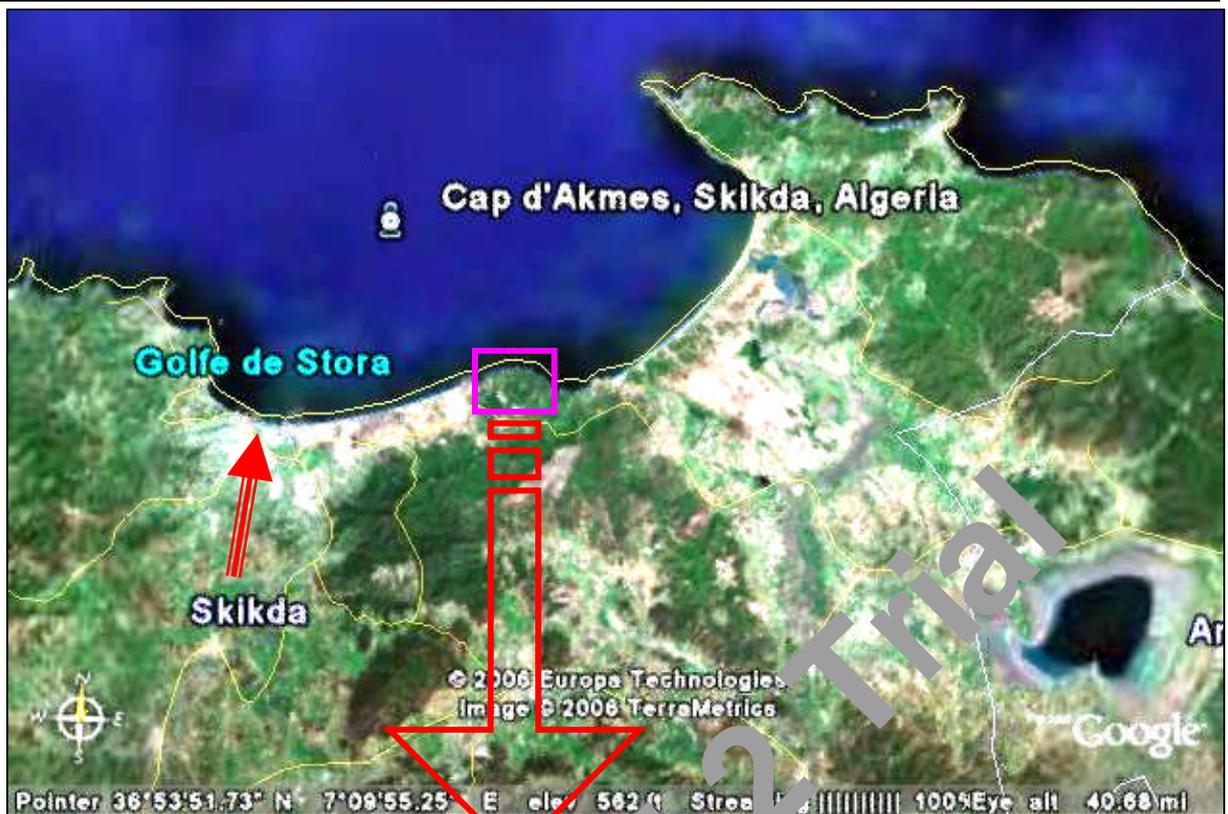


Fig. 04 : Situation géographique de la région d'étude (photos satellitaire Google Earth)

### III. 2- Etude géologique

Le massif de Filfila, qui comprend le complexe granitique à métaux rares, constitue la partie Est septentrionale de la petite Kabylie. Il est situé entre les formations suivantes :

- A l'Ouest, le massif cristallophyllien de Skikda, formé essentiellement de schistes, de micaschistes et de gneiss (Nemour, 1993).
- A l'Est, les massifs éruptifs du Cap de Fer et de Chétaibi qui comportent entre autres, des microgranites et andésites (Hilly, 1957 ; Arafa, 1997). Ce massif est séparé du Filfila par la plaine de Senhadja.

Selon une direction NW-SE, l'alignement Filfila-Safia met en évidence des formations essentiellement carbonatées du Jurassique-Crétacé.

Les traits structuraux majeurs du massif de Filfila ont été mis en évidence par Lemoy (1969) et Perrin (1969), qui distinguent quatre unités principales (**Fig. 05**).

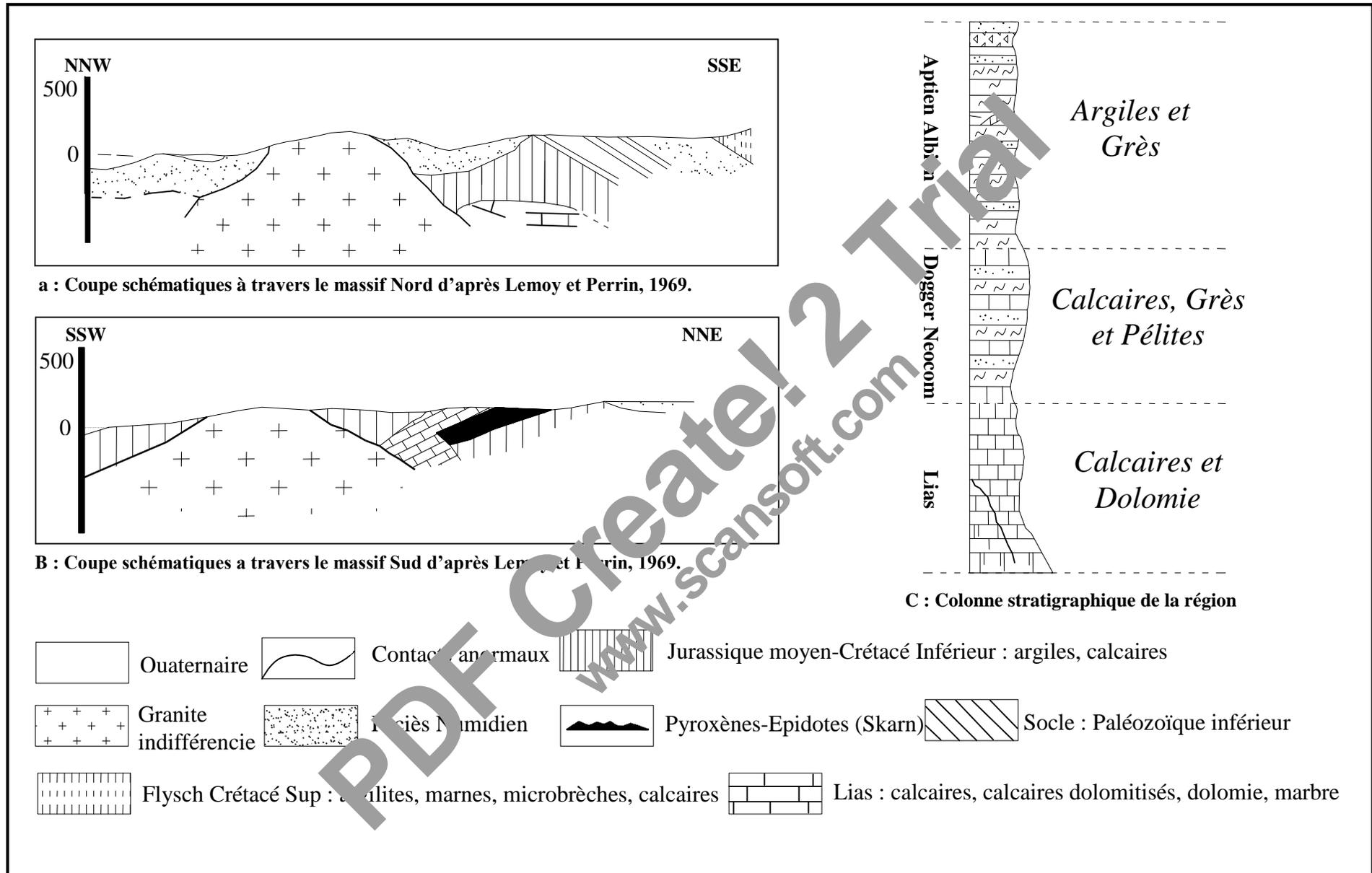
**Unité I ou para-autochtone**, qui correspond à l'unité du Djebel Filfila proprement dit, ressort en fenêtre tectonique sous les nappes. En raison d'un bombement anticlinorial, cette unité est composée essentiellement des formations tertiaires suivantes (**Fig. 06**) :

- Le Lias calcaire (marbres de Filfila, exploités en carrière) ;
- Le Dogger pélitique à lentilles carbonatées (calcaires et dolomies) ;
- Le Malm pélitique à petits bancs et lentilles gréseuses, passant progressivement vers le haut au Néocomien où les bancs gréseux prennent de l'importance ;
- L'« Albo-éocène », schisto-gréseux où dominent les grès.

Ces terrains épimétamorphiques (marbres à actinote) présentent une tectonique polyphasée :

- une tectonique tangentielle précoce (plis couchés synschisteux, chevauchement de l'échelle de marbres) à laquelle succède ;
- un plissement en anticlinoriaux et synclinoriaux droits d'axe WNW-ESE. Les deux massifs granitiques visibles à l'affleurement sont réputés post-tectoniques, mais occupent les cœurs de deux anticlinoriaux majeurs.





**Fig. 06 : Coupes géologiques et colonne stratigraphique du massif de Filfila (Lemoy et al, 1969)**

**L'unité II**, qui chevauche sur l'unité I comprend des terrains crystallophylliens formés de schistes stanés, de gneiss ocellés, de grès épimétamorphique et des calcaires surmontés par une couverture Cénozoïque transgressive, composée de conglomérats et d'une série grèsopélitique (apparentée à l'O.M.K).

**L'unité III**, est une nappe de flysch maurétaniens qui correspond à une série détritique composée de bas en haut par des phanites du Vracono-Cénomaniens, d'un flysch schisto-gréseux et enfin, d'une formation pélitique d'âge sénonien.

**L'unité IV**, affleure très largement à l'Est et au Sud. Elle correspond à la formation numidienne avec des grès de couleur blanche à dragées de quartz et des argilites fines.

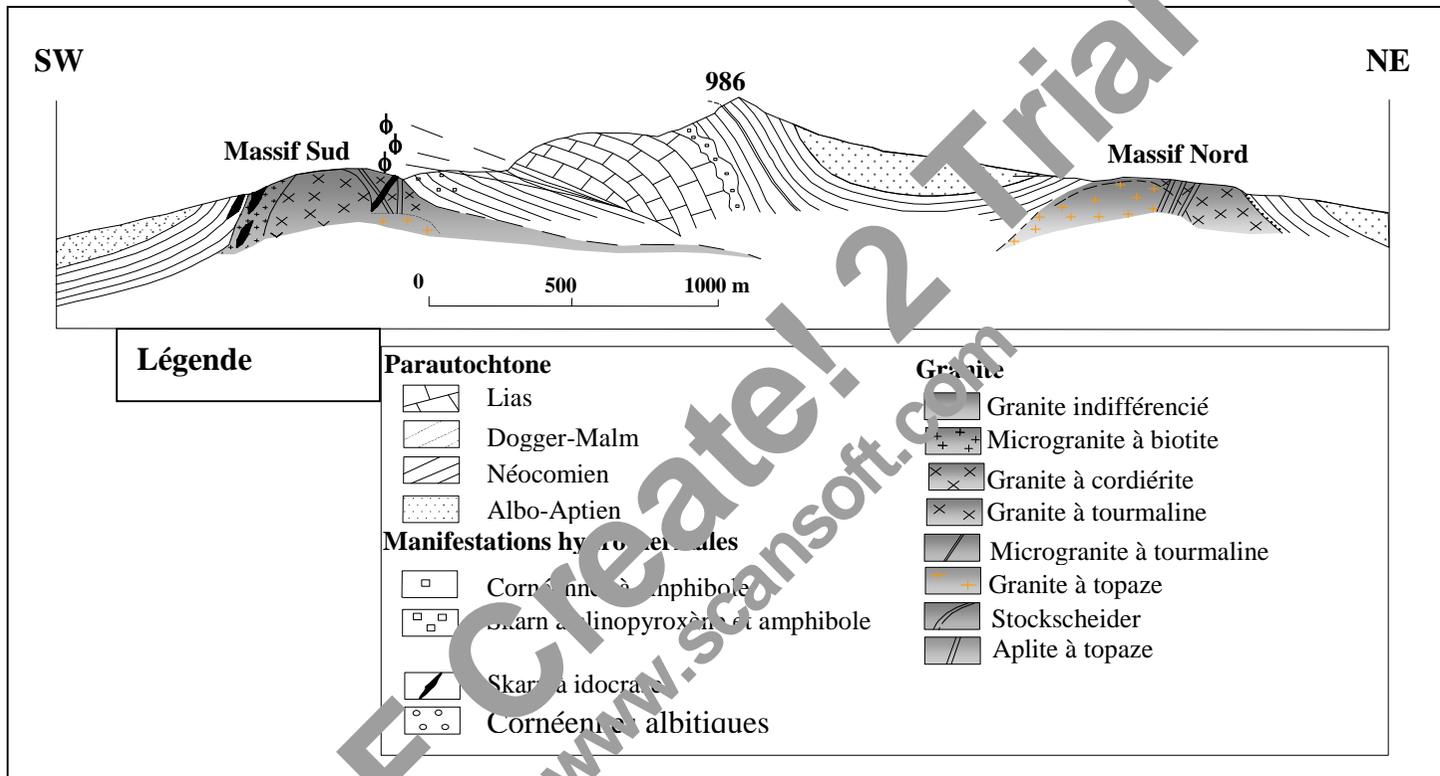
### **III. 2. 1- Les granites de Filfila**

Ce massif apparaissant en fenêtre à travers l'Allochtone est étudié par Semroud et Fabriès (1976), il ressort que ce granite a développé un important métamorphisme de contact, et qu'il a métamorphisé, en particulier, des amas pyriteux stratiformes du Lias : les amas ferrifères d'El-Halia ne seraient pas dus à un appauvrissement magmatique.

A noter la présence rare de schéelite dans la zone de contact du granite, il existe aussi de rares minéraux uranifères (Hacim, 2006) et de la fluorite dans ce granite.

Le granite de Filfila (NE Algérie) qui recoupe les quatre unités tectoniques (formations sédimentaires et métamorphiques) définies par Lemoy (1969) est un granite très évolué, riche en fluor et lithium. Il est classiquement considéré comme le résultat d'une évolution par cristallisation fractionnée.

Ces granitoïdes constituent deux petits massifs (ou stock) (**Fig. 07 et 08**) allongés dans la direction WNW-ESE, conformément à l'orientation générale des structures de la région.



**Fig.07 : Coupe géologique interprétative dans le massif de Filfila. La structure de l'encaissant est simplifiée de Lemoy (1969) modifiée par Bouabssa et al. (2005)**

Le stock Nord (**Fig. 08**) a une superficie de 3 km<sup>2</sup> environ. Il a grossièrement la forme d'un croissant avec un flanc plat à sa bordure Sud et escarpé au Nord.

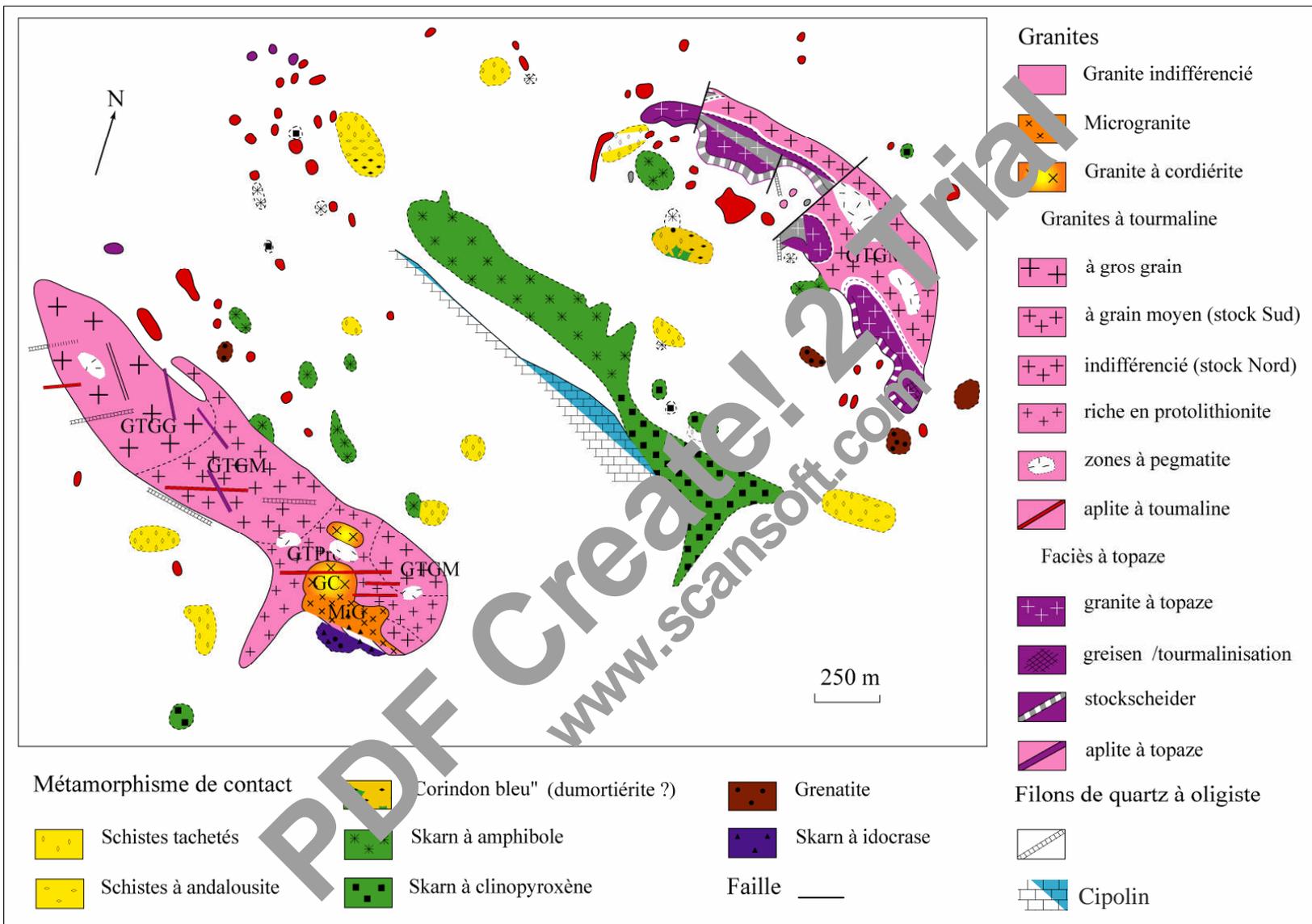
Son affleurement en petites coupoles, d'accès difficile, dispersées çà et là rend difficile aussi bien l'échantillonnage que la détermination des relations entre les différentes variétés de granite.

Le massif Sud a en plan, la forme d'une ellipse d'environ 2500 mètres de grand axe et de 100 à 450 mètres de large avec une superficie de 4 km<sup>2</sup> environ.

C'est un petit stock de granite, à accès difficile, entièrement encadré dans les formations du Néocomien. Il présente un flanc abrupt tout au long de son pourtour, sauf à son extrémité Nord-est. 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'échelle 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 5 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. 07** et **Fig. 08**).

Le granite du Filfila, en dépit de sa vue géochronologique, bien que représenté par plusieurs variétés, est considéré comme monogénétique. Une datation faite par Glangeaud (1952) (K/Ar) lui donne un âge radiométrique de 14 Ma, ce qui suppose une mise en place au Miocène moyen. À leur tour lui donnent un âge (K/Ar) de 15 Ma, alors que Penven et Zimmermann (1986) lui attribuent un âge (K/Ar) de 15.3 Ma. (C'est à dire, Langhien).



**Fig. 08 : Carte géologique du massif de Filfila d'après Lemoy, 1969. Modifiée (Bouabssa, et al. 2005)**

### III. 2. 1. 1- Géologie des granitoïdes du Filfila

D'après les travaux antérieurs (Semroud, 1970 ; Semroud & Fabriès, 1976 ; Fognot, 1990 ; Ouabadi, 1994), il existe deux types de granites dans le massif :

- un granite à tourmaline de grains grossier à moyen, qui est le faciès dominant ; et
- un granite fin à nodules de cordiérites, peu représenté, mais que Semroud & Fabriès (1976) pensent constituer l'essentiel des granites cachés.

Il s'y ajoute trois variétés de microgranites :

- Quartzo-feldspathiques à fluorite, leucocrates ;
- A biotite et tourmaline, riches en micro pegmatite ;
- Porphyriques à phénocristaux d'orthose en tablette, avec biotite et tourmaline.

Ces microgranites se présentent soit en filons, soit en petits massifs, généralement en bordure des plutons (comme, par exemples, au Sud du stock méridional). Dans ce dernier cas, ils montrent systématiquement des microfractures remplies d'apatite et de fluorite.

Les études de terrain (Gherbi, 1998) ont mis en évidence la présence, dans le massif Nord, d'un leucogranite à topaze accompagné de stockschists sur sa bordure et intrusif dans les granites à tourmaline (cf. fig. 07 et Fig. 08) tandis qu'un réexamen des aplites leucocrates y a révélé la présence systématique de topaze primitive.

Ces dykes d'aplite à topaze, de direction générale NNW-SSE, de puissance centimétrique à métrique et d'extension comprise entre quelques centaines de mètres sont surtout présents dans le massif Sud, ou dans son encaissant immédiat. Ces derniers indiqueraient l'existence, à faible profondeur, d'une autre coupole de granites à topaze. Les observations de terrain montrent que les granites à tourmaline sont intrusifs dans les granites à cordiérite et que les filons d'aplite à topaze recoupent les microgranites et aplites à biotite-tourmaline ; les relations mutuelles des microgranites porphyriques et des autres filons ne sont pas connues, mais ces microgranites recoupent clairement les granites à cordiérite et à tourmaline (Semroud & Fabriès, 1976).

### III. 2. 2- Le métamorphisme de contact

Conformément à la morphologie supposée du complexe intrusif, tout le domaine compris entre les deux stocks montre en abondance les manifestations du métamorphisme de

contact. D'après Lemoy (1969), le métamorphisme de contact a atteint ou dépasse le degré moyen comme l'indiquent de nombreuses associations minérales : andalousite+ biotite dans les roches pélitiques ; « skarn » dans les roches carbonatées (clinopyroxénites dans l'écaillé de marbres liasiques, le long du contact avec le Dogger ; grenatites le long du stock septentrional ; idocrasites au contact sud du stock méridional et dans des panneaux inclus le long de ce contact) ; cornéennes à hornblende au toit des stock.

En outre, Lemoy (1969) indique qu'en de nombreux points, ces paragenèses de haute température sont reprises par des manifestations hydrothermales que l'on peut rattacher aux granites à tourmaline et/ ou à topaze :

- tourmaline fissurale (chloritisée) dans les skarns à clinopyroxène-épidote ;
- albitisation des calcaires (surtout, le long de contact Nord du stock septentrional) (cf **Fig. 07** et **Fig. 08**).
- Développement de « phlogopite rose » et/ou de tourmaline dans des roches pélitiques et avec apparition du sphène le long de leurs contact ; de tels filonnets recoupent également par ailleurs, les skarns à clinopyroxènes ou les grenatites ;
- Transformation de l'andalousite en un « corindon bleuté » (spectre CF 10 en annexe): le phénomène se produit dans les roches à quartz et il se développe préférentiellement dans les zones où s'observe un envahissement de la roche par du phlogopite ou de la tourmaline (Bouabssa *et al.*, 2005).

CHAPITRE IV  
ETUDE PETROGRAPHIQUE

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

## IV- ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous nous basons dans cette étude sur la présentation des données complémentaires sur les granites à tourmaline et à la description des granites et aplites à topaze et des stockscheiders.

### IV. 1- Le granite à albite, topaze et zinnwaldite

Macroscopiquement, ce granite se présente comme un faciès à blanc, à grains moyens. Microscopiquement, il est d'une texture grenue. La composition minéralogique est la suivante : quartz, albite, feldspath potassique, topaze, zinnwaldite et rarement de la tourmaline (photos 01 - 03). Ainsi que de l'apatite, la monazite le Nb-Ta-rutile, la cassitérite (photos 04) et la columbo-tantalite comme minéraux accessoires.

**Le quartz :** il cristallise en plage sub-automorphe à automorphe, à extinction légèrement onduleuse. Caractérisé par des inclusions de zircon, d'albite et de zinnwaldites.

Dans certain quartz automorphes, les microcristaux d'albite soulignent les zones de croissance du cristal (texture en « *Snow-Fill* »). De rares petites lattes de biotite peuvent également se rencontré dans ces quartz.

**L'albite :** se présente en lattes triangulaires parfois entourées ou corrodées par du feldspath potassique. Le cœur du cristal est partiellement séricitisé, et parfois chargé en inclusions aciculaires de très petites tailles, causes pour lesquelles leurs identification est impossible au microscope.

**Le feldspath potassique :** relativement abondant, souvent automorphe et perthitique avec parfois des surcroissances soulignées par des cristaux d'albite et de quartz. Généralement chargés en inclusion ce qui indique un aspect trouble. Les grandes plages moulent en partie les albites à aspect limpides.

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

**Les zinnwaldites :** elle est peu abondante et forme de plages bruns clair à verdâtre, incluant des cristaux d'albites et des cristallites de columbo-tantalites et de monazite, ou une tourmaline primaire.

**La tourmaline :** on la trouve sous deux formes : soit avec un aspect « résiduel », avec des contours chagrinés et corrodés, généralement incluse dans la zinnwaldite ; soit en petits cristaux d'apparence secondaire, en relation avec l'altération greisenisante qui affecte le granite.

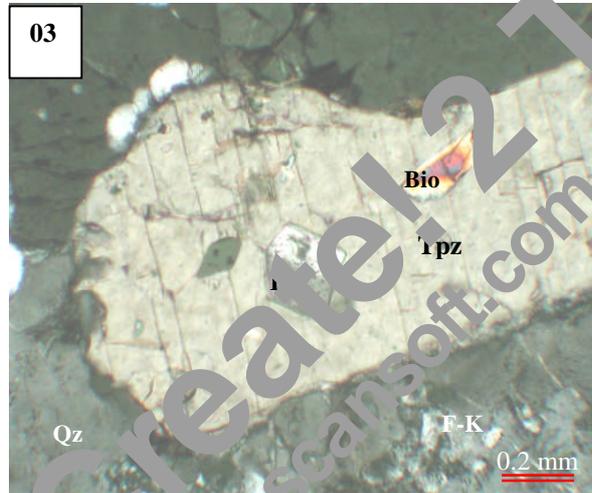
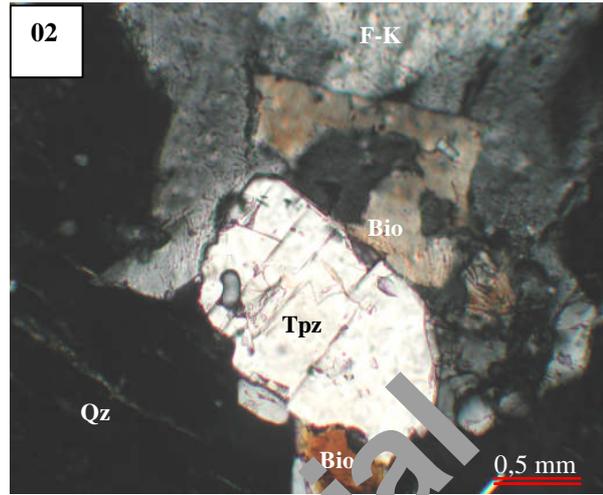
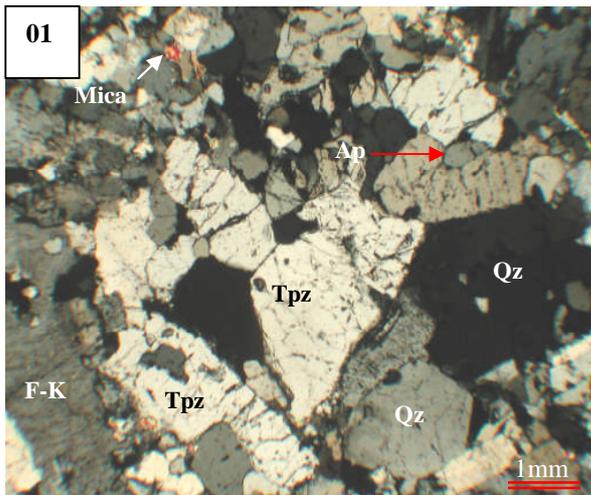
**Le mica blanc :** se développe au niveau de microfissures ou en plages de corrosion aux dépens des feldspaths, il est associé à la fluorite et affecte également la topaze (Fig. 08)

**La greisenisation/ tourmalinisation :** se développe au niveau de l'apex SE du granite septentrional sous forme massive ou fissurale. Donnant un aspect rayé au granite, cette altération s'exprime soit sous forme de nodules de quelques centimètres de diamètre, à quartz et tourmaline soit sous forme de stockwerk centimétrique (tourmaline et quartz) (Gherbi, 1998). Ce greisen est de couleur gris sombre. Microscopiquement il est composé de quartz polycristallin, de tourmaline microcristalline (parfois fibreuse), de mica blanc localement fibroradié, de topaze et de zinnwaldite.

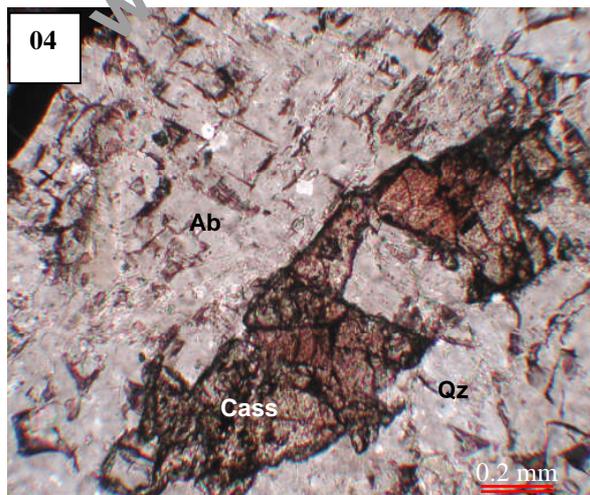
Notons que cette altération tardive à tourmaline du granite le plus récent du complexe du Filfila n'est pas sans rappeler les phénomènes similaires qui affectent la coupole tardive de granite à topaze d'Ez Zrar dans le complexe carbonifère du Ment du Maroc (Boushaba et Marignac, 1996), en relation avec de vastes systèmes hydrothermaux à tourmaline.

Cette similitude suggère que la greisenisation/tourmalinisation des granites à topaze du Filfila pourrait être contemporaine de la tourmalinisation qui affecte l'ensemble des granites à tourmaline (Bouabssa *et al.*, 2005).

Les minéraux accessoires tels que l'apatite, la monazite et la cassitérite sont observés en microscope optique (Photos 04) ; la columbo-tantalite et le Nb-Ta-rutile sont observés en MEB (Voir plus loin).



Photos 01 à 03 : Différents aspects de topaze dans les granites



Photos 04 : Un cristal de cassitérite dans les granites à topaze

## IV. 2- Les aplites à topaze

De couleur blanchâtre, plus ou moins rosé, et à texture microgrenue, ce faciès est composé essentiellement de : quartz, feldspath-k, albite, biotite (petites paillettes), zinnwaldite et de topaze (Photos 05 - 06).

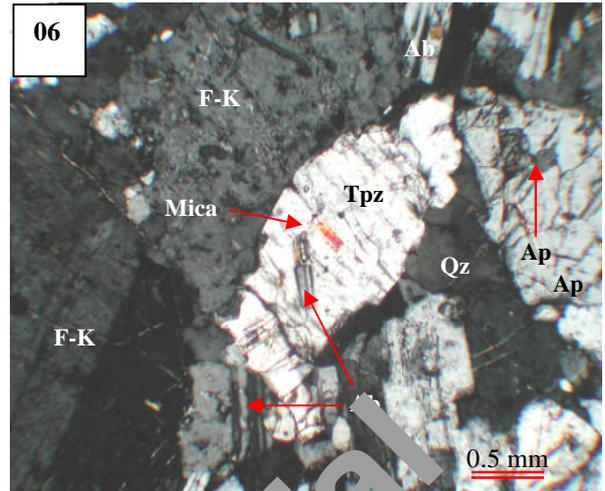
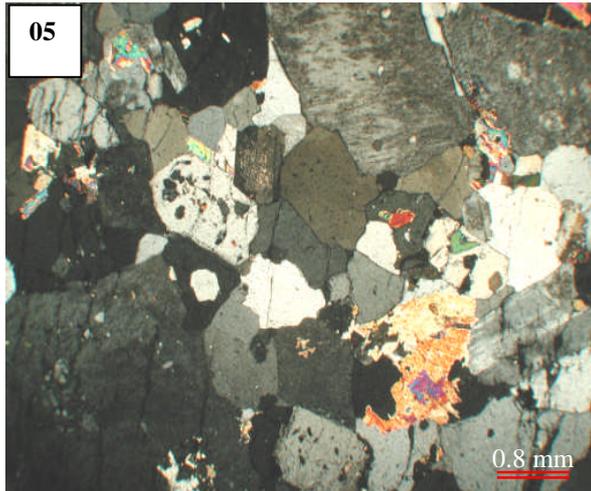
**Les phénocristaux** comprennent :

- ✚ Le quartz, à tendance automorphe, avec des inclusions de biotite ;
- ✚ Le feldspath potassique, subautomorphe, parfois maclés Carlsbad, il a toujours un aspect trouble, avec des perthites abondantes en veines anastomosées ou en fuseaux ; il peut contenir, en inclusion, des cristaux d'albite, de quartz et de biotite; il est généralement fréquent que le feldspath potassique entoure et comble l'albite ;
- ✚ L'albite ( $An_{01}$  à  $An_{05}$ ), automorphe, de plus grandes tailles, peu ou non zonés représentant occasionnellement la macle dite « (bi)-ala » : le cœur des cristaux est souvent séricitisé.
- ✚ Le mica, souvent peu abondant, ou absent est essentiellement représenté par la zinnwaldite, ainsi que par de rares paillettes de biotites en inclusions dans le feldspath et le quartz (parfois fortement déferrité et peu pléochroïques de teinte brun pâle) ou par la muscovite, en petites lamelles associée à du quartz.
- ✚ La topaze, très abondante dans ce faciès, en grands cristaux automorphes, ou parfois à contour irréguliers.

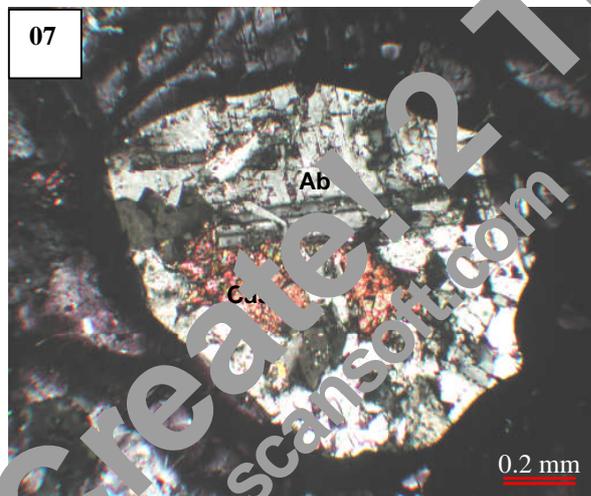
**La matrice** : Formée essentiellement de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase (Albite en lattes) (Photos 05 et 06).

**Les minéraux accessoires** : sont constitués de :

- La tourmaline, très rare, en petits cristaux prismatiques dispersés dans la matrice ;
- Le zircon et la monazite, en microcristaux automorphes le plus souvent inclus dans le quartz, la zinnwaldite, le feldspath potassique et l'albite ;
- L'apatite, en cristaux aciculaires ou trapus, incluse dans le quartz, les micas ou le feldspath potassique ;
- La cassitérite (Photo 07), peu abondante, en cristaux sub-automorphe brun foncé, légèrement zoné, préférentiellement inclus dans l'albite ou en position intergranulaire dans la matrice;



Photos 05 et 06 - Différents aspects microscopiques de la topaze dans les apélite



Photos 07 - Un cristal de cassitérite dans les apélites à topaze

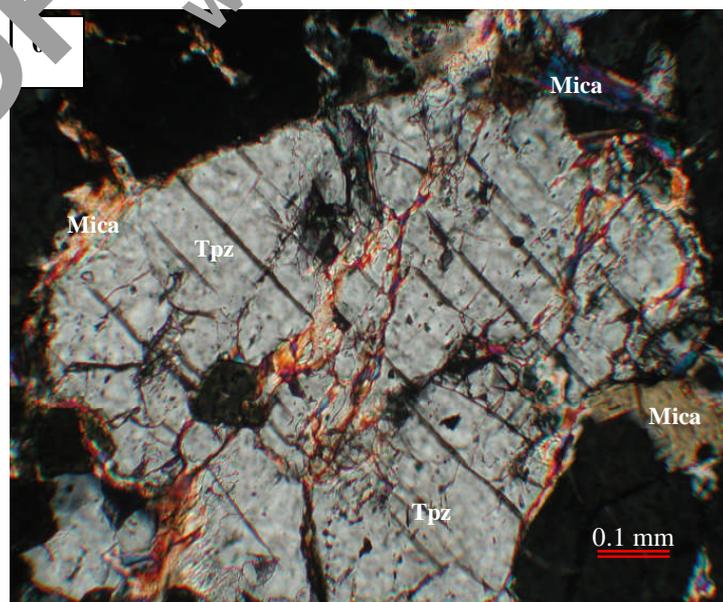


Photo 08 : Altération de la topaze dans les apélites

- La wolframite, de très petite taille (<40µm), légèrement zonée, souvent en association avec l'apatite incluse dans l'albite ou dans le feldspath potassique ;
- Le rutile niobo-tantalifère, très abondant (taille <30 µm), dans les zinnwaldites ou dans le feldspath potassique.

**Les altérations hydrothermales** comprennent le développement de topaze secondaire, en petits granules corrodant le feldspath (le cœur des cristaux d'albite, en particulier), qui précède une altération à muscovite-quartz, développée notamment autour des topazes secondaire dans les feldspaths potassiques. La phengite tardive remplit les espaces intergranulaires ou cristallise le long de micro-fractures, parfois associée à la fluorite (Photo 08).

### IV. 3- Les granites à tourmaline

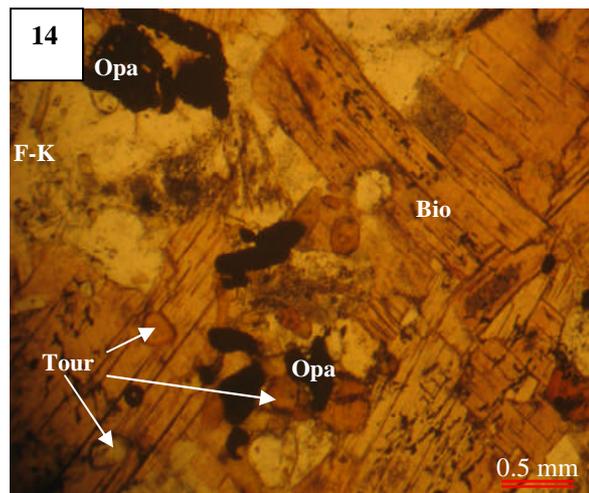
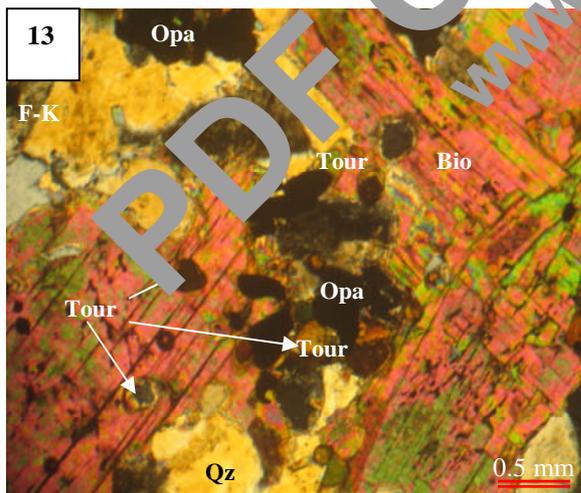
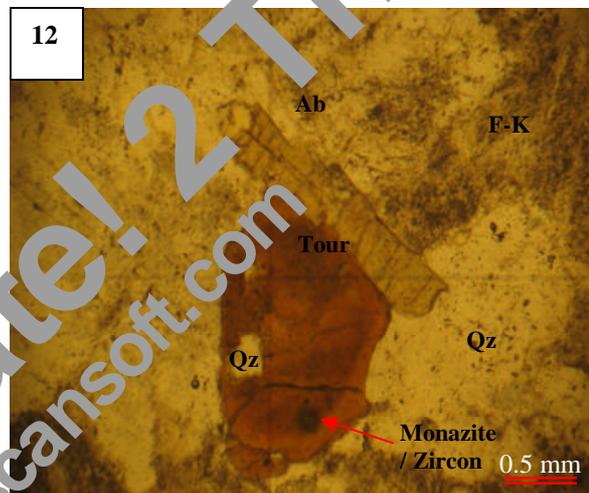
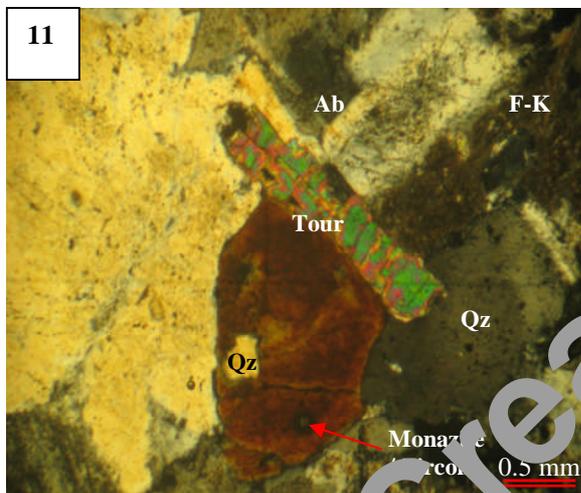
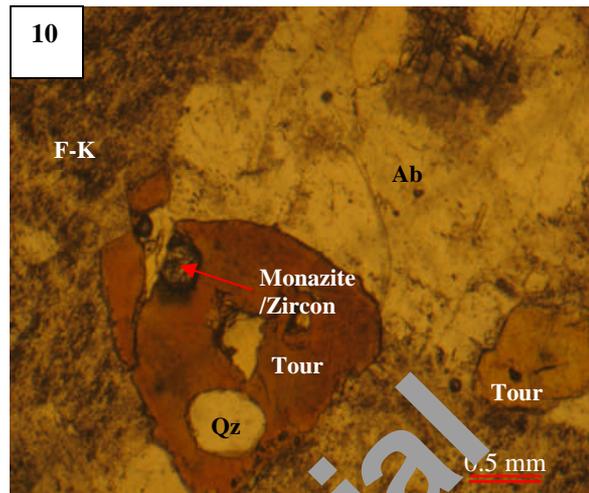
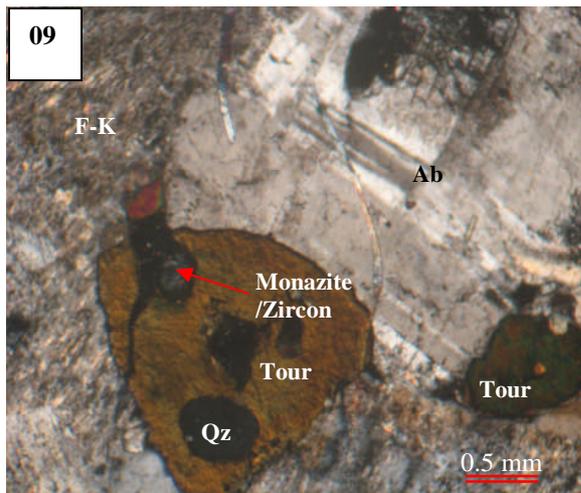
En lame mince, la texture est grenue à microgrenue. Les minéraux cardinaux et essentiels sont : le quartz, le feldspath-K, l'albite, le mica (Biotite) ainsi que la tourmaline, les minéraux accessoires sont : l'apatite, le zircon, la monazite et les opaques (Photos 09 à 14).

**Le quartz** : peut abondant, il est présent dans la roche sous plusieurs forme cristallines et apparaît soit en grand plages xénomorphes et mouvant systématiquement toutes les autres phases minérales, soit en petits cristaux subautomorphes limpides inclus dans les feldspaths.

On signale la présence des textures myrmékittiques qui caractérise par fois ce faciès (Photos 15).

**Le feldspath** : il est relativement abondant, c'est une orthose perthitique, formant des cristaux à tendance automorphe, souvent maclés, et renferme des petites inclusions minérales tels que : du quartz, de petites cristaux de plagioclases et rarement des micas et de la tourmaline.

**Le plagioclase (albite)** : (An<sub>010</sub> – An<sub>015</sub>) forme des cristaux automorphes maclés albite et rarement zonés, les plagioclases secondaires se développent généralement en petits cristaux d'albites limpides en marche d'escaliers entre les feldspaths potassiques. Par fois ces plagioclases renferment des inclusions de tourmaline (Photos 16, 17).



Photos 09 – 14 : Différents types de Tourmaline (Faciès granite à tourmaline).  
[09, 11 et 13 en LP ; 10, 12 et 14 en LN].

**La tourmaline :** relativement abondante, elle est caractérisée par un pléochroïsme très net dans les teintes jaunâtres. On la rencontre soit en grands cristaux prismatiques soit en agrégats polycristallins, parfois en sections de formes arrondis ou subtriangulaires. Ces tourmalines sont par fois zonées (Photos 18, 19).

On signale que ce minéral n'est pas réparti uniformément dans la roche, et il renferme par fois des petites inclusions de cristaux à auréole pléochroïque qui sont soit des zircon ou des monazites.

**Le mica :** représenté par un mica primaire qui est la biotite et un mica secondaire qui est la muscovite ainsi que la séricite (produits d'altération du feldspath et de biotite).

❖ La biotite est peu abondante et généralement pléochroïque dans les teintes jaunâtres à brun-rougeâtres, elle se présente en cristaux subautomorphes à automorphes renfermant des inclusions des minéraux accessoires tel que le zircon et la monazite. Elle cristallise en grandes paillettes xénomorphes fortement colorées, par fois elle se développe suivant les cassures. L'altération de cette biotite se traduit par le développement de chlorite ou rarement de la muscovite secondaire;

❖ Micas blancs secondaires (produit d'altération représenté par la muscovite et séricite) : beaucoup moins abondant que la biotite, elle apparaît en petits cristaux subautomorphes, provenant de la déstabilisation d'autres minéraux (biotite), ou du produits d'altération du feldspath

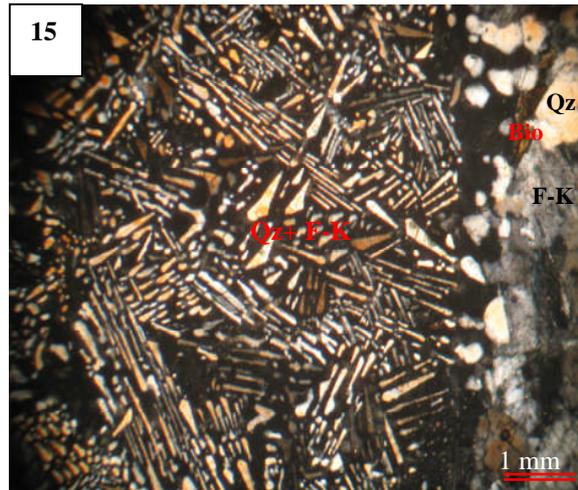
**Les minéraux accessoires :** représentés par l'apatite, le zircon et/ou la monazite :

L'apatite se présente sous forme de petits cristaux arrondis ou hexagonaux généralement inclus dans les feldspaths, par fois dans les micas (Photos 20, 21).

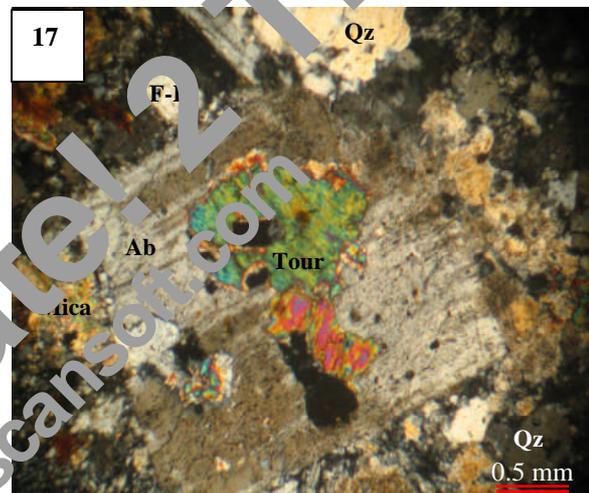
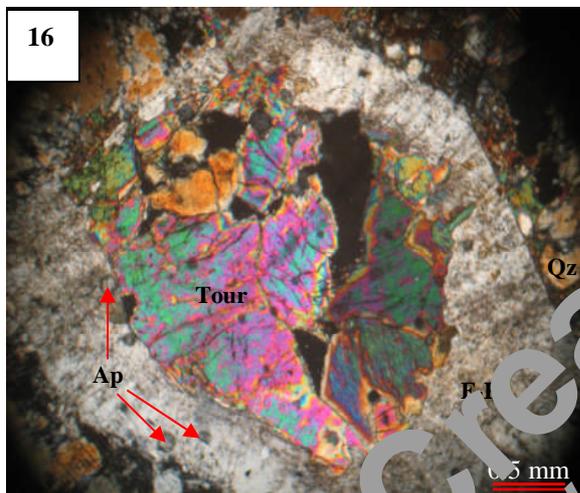
Le zircon et la monazite : se présentent sous forme des petits minéraux entourés d'une auréole pléochroïques due à la radiation de ces minéraux. Ces deux minéraux sont indistinguables l'un de l'autre en microscope polarisant. Les opaques sont les produits d'altération de la biotite (Photos 13 et 14).

#### **Altérations des granites à tourmaline :**

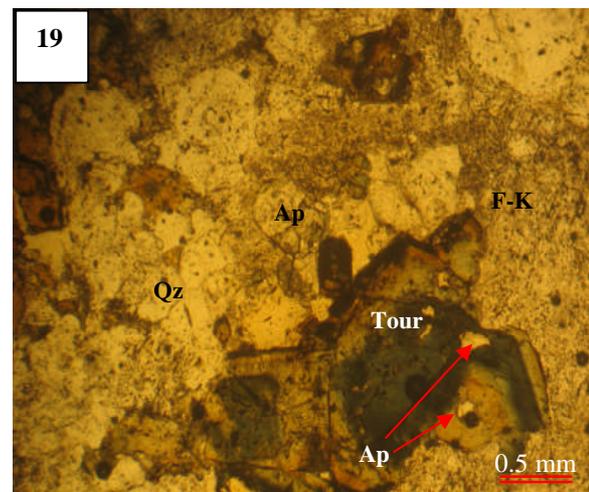
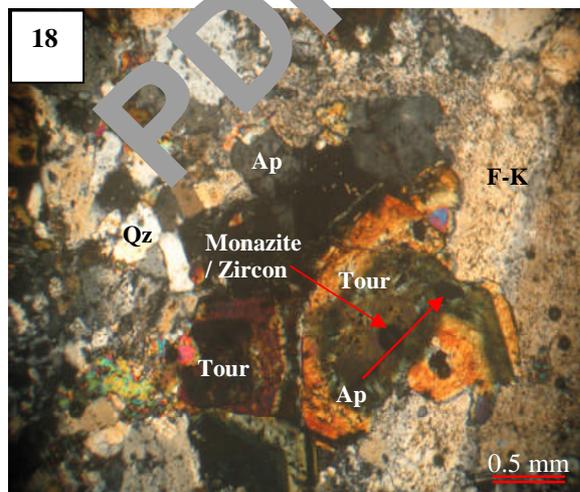
En plus de la tourmaline magmatique, prismatique, zonée, les granites à tourmaline contiennent une tourmaline secondaire, hydrothermale, soit en petits granules corrodant le feldspath potassique, soit en agrégats de prismes fibro-radiés, traduisant à l'échelle de la lame



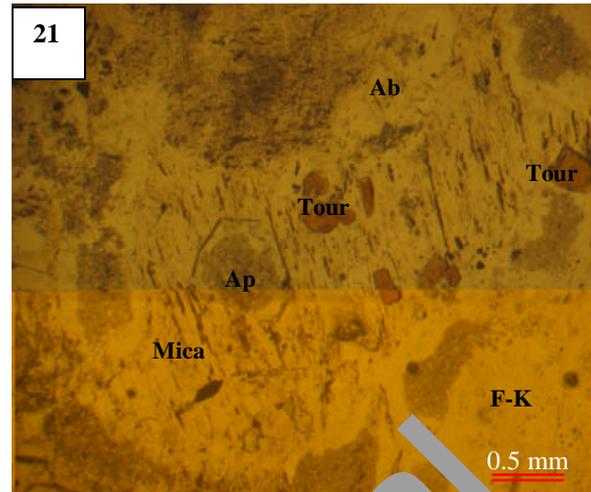
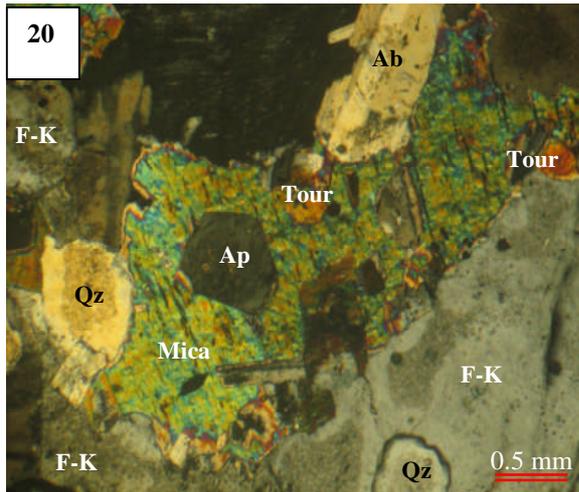
Photos 15 : Texture myrmékitique dans le faciès de granite à tourmalines.



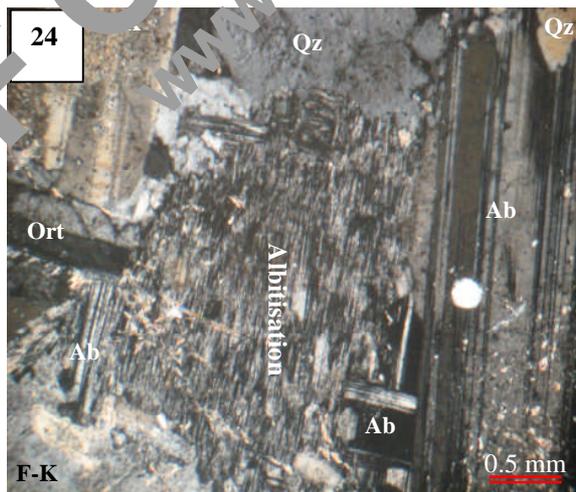
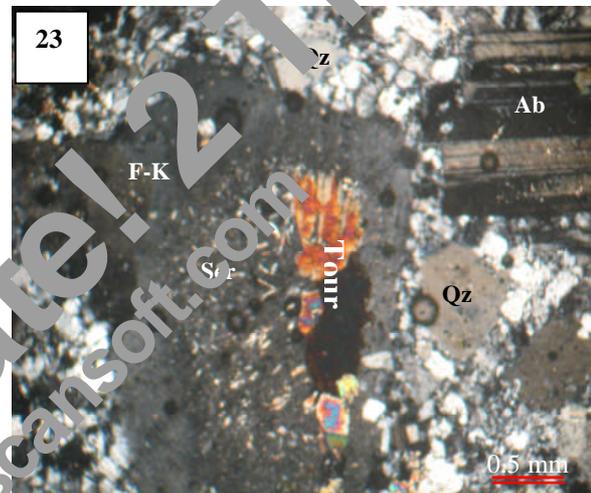
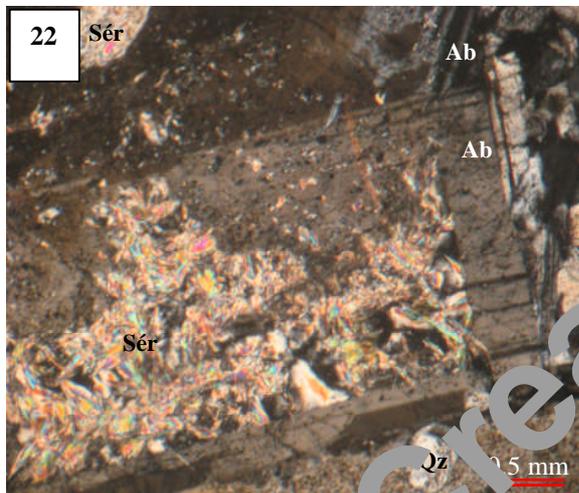
Photos 16 – 17 : Tourmalines zonées incluses : 16 / dans le feldspath potassique ; 17 / dans les plagioclases (albite).



Photos 18 – 19 : Tourmalines zonées en LPA et LA



Photos 20 – 21 : Un cristal d'apatite inclus dans un mica : 20/ en LP e 21 en LA.



Photos 22 – 24 : Différents types d'altérations des feldspaths potassiques et des plagioclases (Albite) dans les granites à tourmaline.  
22 et 23- Séricitisation /Muscovitisation ;  
24- Albitisation.

mince les phénomènes déjà décrits par Semroud et Fabriès (1976) à l'échelle de l'affleurement : développement de rosettes, nodules et filons de tourmaline.

#### Altération des feldspaths :

Parfois l'altération des feldspaths potassiques est très intense, elle commence par le cœur du cristal et se développe vers la périphérie en donnant des paillettes fines de séricite. On signale aussi l'altération des plagioclases en séricites (séricitisation et muscovitisation), ainsi que le phénomène d'albitisation (Photo 22, 23 et 24).

### IV. 4- Les stockscheiders :

#### IV. 4. 1- Rappel d'ordre général

Il semble que l'on doit l'invention du terme au mineur de l'Erzgebirge (Allemagne), qui avaient remarqué la position structurale particulière de cette roche : « Stock » signifie corps, et « Scheider », séparer.

Cotta en 1861 a donné une coupe du gisement de WEISS ANDREA qui illustre parfaitement les apports entre le stockscheider et la « granulite » stannifère (Fig. 09).

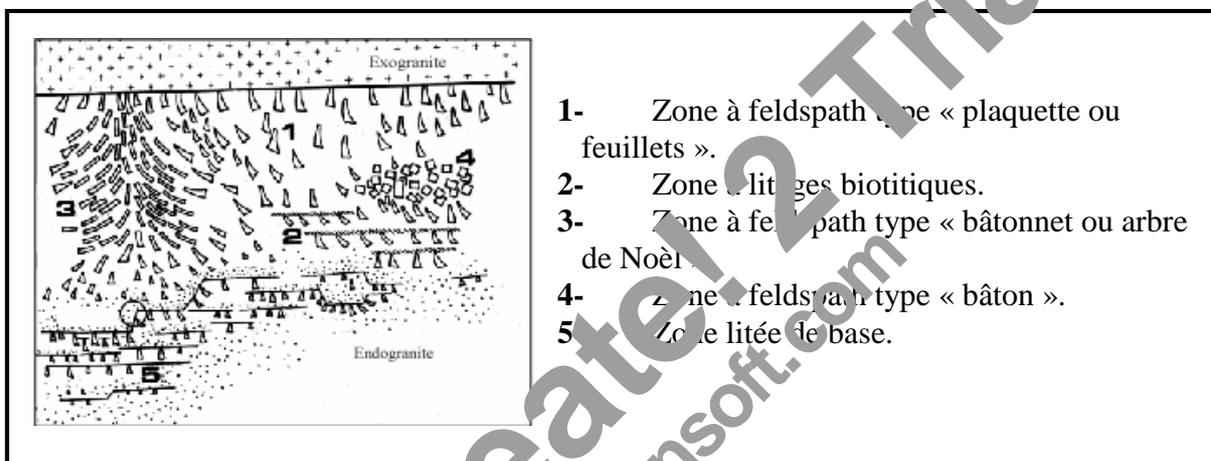


Fig. 09 : Coupe schématique de la coupole stannifère bordée d'un stockscheider à WEISS ANDREAS (Erzgebirge). (Schéma publié en 1861 par COTTA) in (NESEN, 1981)

Fuchs et De Launay (1893), à propos du gisement de GEYER parle d'une « zone spéciale, qualifiée de granite gigantesque ou de stockscheider ». Depuis cette date l'emploi du terme est généralisé dans la littérature et a pris un sens très large puisque sa signification ne tient compte que de la position structurale de contact et de l'aspect pegmatitique dû à la présence de grands cristaux dont la nature n'est pas toujours précisée.

En 1981, NESEN a montré qu'à l'échelle de l'affleurement, le stockscheider est très hétérogène. Il se compose de plusieurs faciès, passant graduellement de l'un à l'autre sans que l'on puisse définir une organisation spatiale nette. Il a distingué quatre faciès en fonction de la morphologie des phénocristaux de feldspath et un faciès supplémentaire, marquant la transition avec l'endogranite lité (**Fig. 10**) :

- Faciès à feldspath en plaquette ;
- Faciès à feldspath en feuille ;
- Faciès à feldspath en bâtonnet ;
- Faciès à feldspath en bâton ;
- Faciès lité de base.



**Fig. 10 : Schéma synthétique de l'organisation de stockscheider (NESEN, 1981)**

D'une manière générale, les stockscheiders sont des formations de contact qui jalonnent la bordure des granites. D'aspect pegmatitique, ils sont caractérisés par le développement de grands cristaux de feldspath alcalin à morphologie fréquemment plumeuse, en éventail, arborescente, présentant souvent des formes courbes.

Ces pegmatites sont généralement caractérisées par des structures zonaires du cœur vers la périphérie, formées essentiellement par des feldspaths alcalins orientés, micas et minéraux rares, perthites graphiques, aplites à albites, pegmatites à géodes et du quartz massif. (**Fig. 11**)

#### **IV. 4. 2- Les stockscheiders du Filfila**

Tout au long de la bordure Sud et Nord-Ouest du massif de granite septentrional, le contact granite-Néocomien est souligné par le développement plus ou moins continu de formations Aplo-pegmatitiques, caractérisées par la présence de feldspaths à morphologie plumeuses et localement par des arborescences micacées (Fe-biotite à protolithionite), qui

comme les feldspaths s'épanouissent en direction de la partie inférieure, donc vers le granite (Gherbi, 1998 ; Bouabsa *et al.*, 2005).(Fig. 12 et 13)

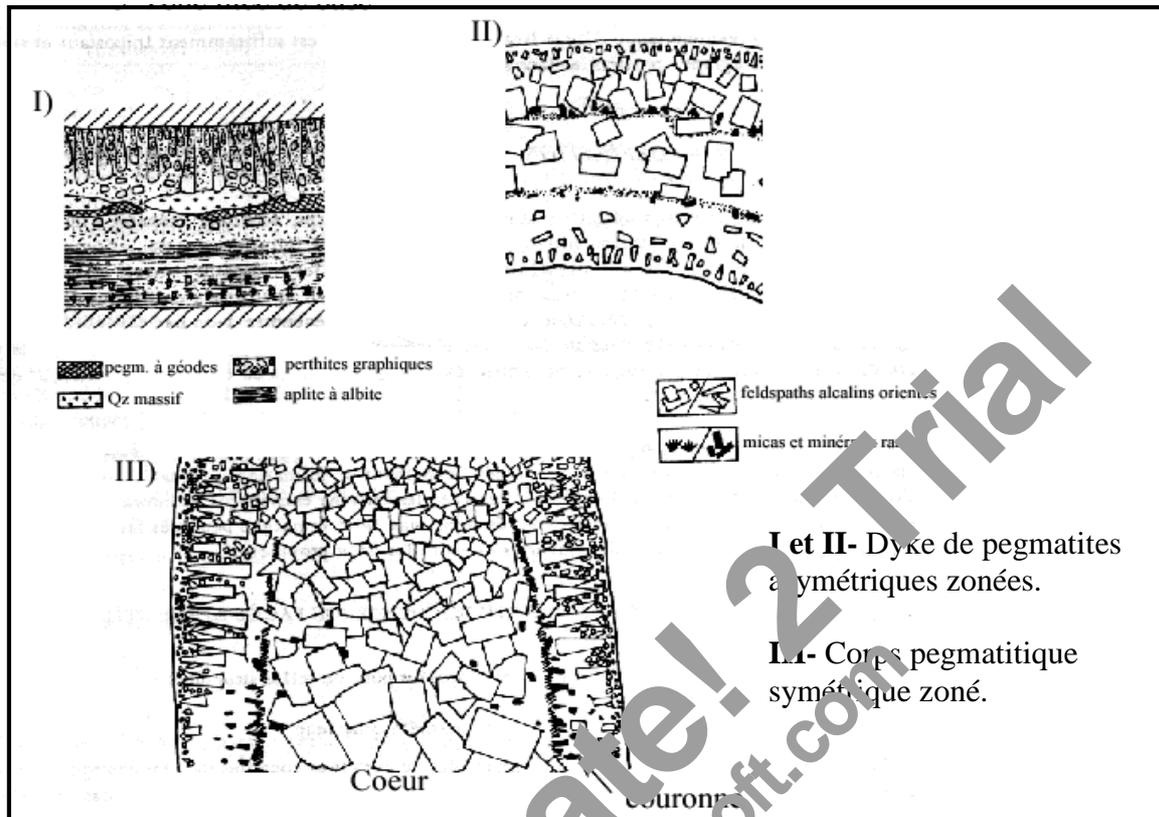


Fig. 11 : Exemples de structures zonaires à l'intérieurs d'un corps pegmatoïde.

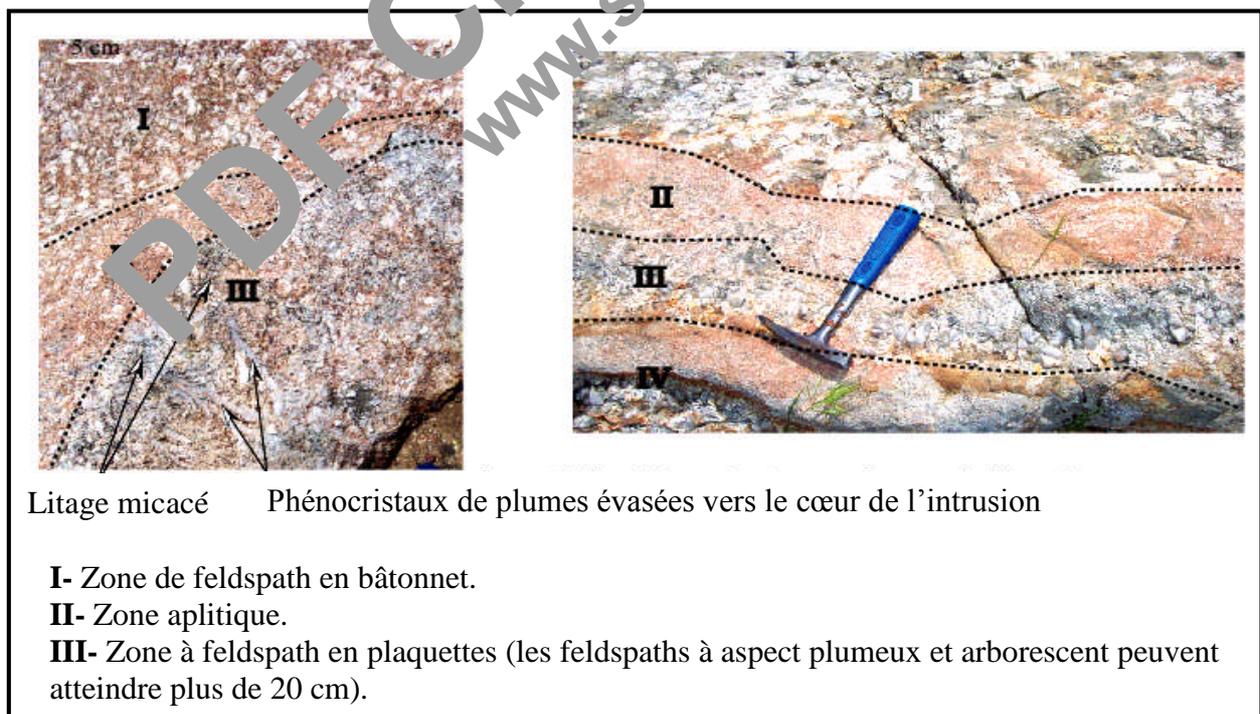
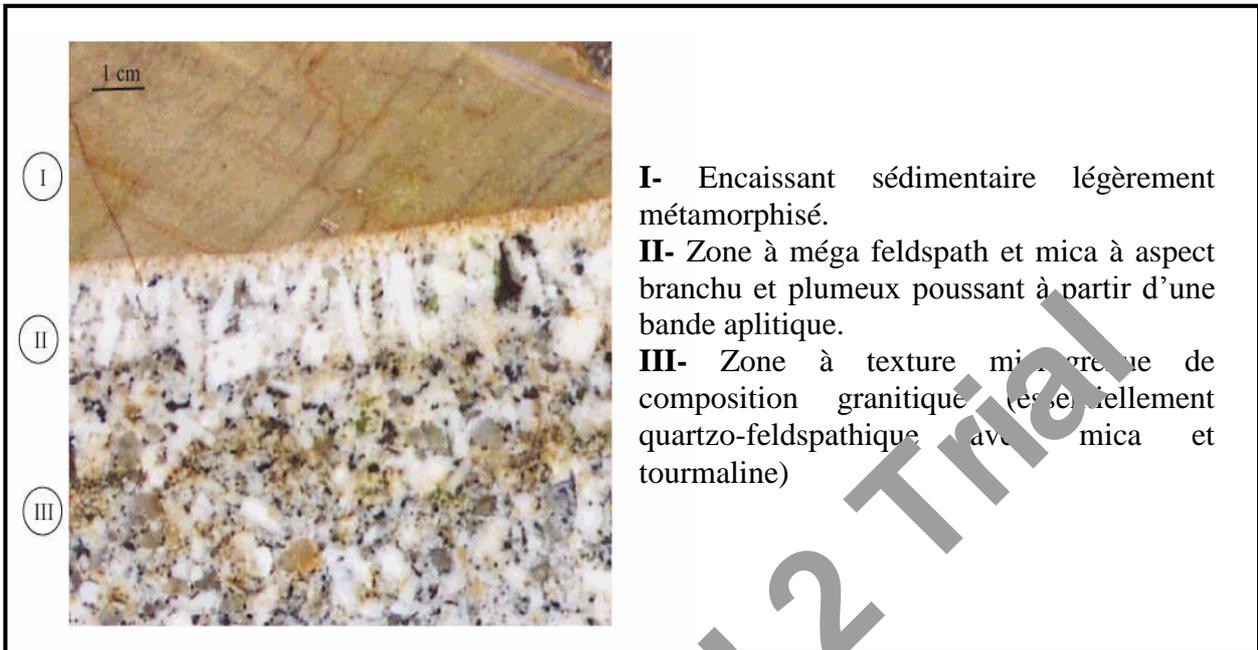
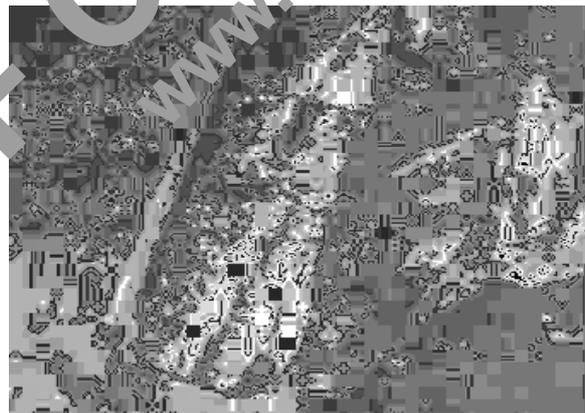


Fig. 12 : Aspect du stockscheider à l'affleurement (massif Nord)



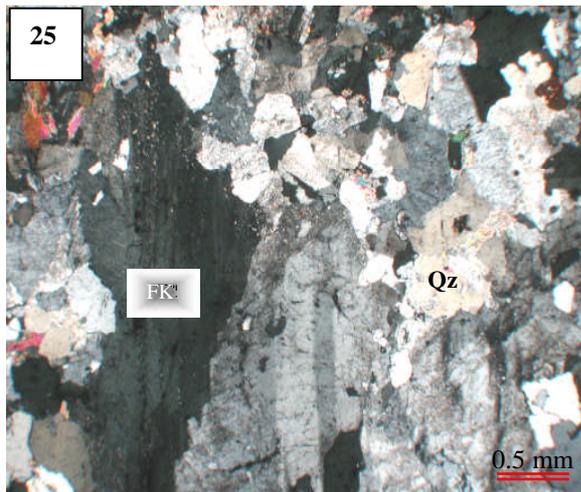
**Fig. 13 : Aspect présenté par les veines à structure lite de type Stockcheider. (Echantillon prélevé au SW du stock granitique Nord de Filfila).**

Les plumes de feldspaths potassiques de type couche sont de 5 à 10 cm de longueur et parfois plus (Fig.14). Alors ces pegmatites appartiennent au type « stockscheider » (e.g., Chauris et Iulzac, 1973 ; Chauris, 1979 ; Nesen, 1981 ; Bouabsa, 1987 ; Bouabsa *et al.*, 2005).

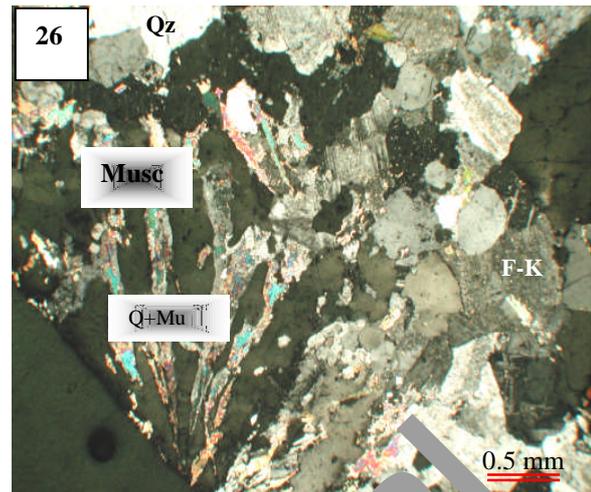


**Fig. 14 : Exemple de feldspaths potassiques plumeux dans les stockscheiders du Filfila (Bouabsa *et al.*, 2005).**

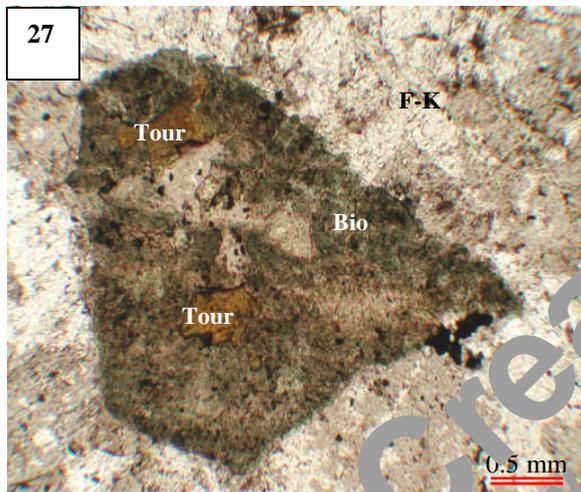
Ce feldspath potassique systématiquement maclé « Carlsbad », est très chargé en inclusions de quartz et de quelques lattes d'albite ; les cristaux ont un aspect troubles, ils sont légèrement perthitiques et partiellement à totalement albitisés (texture en échiquier) (Photos 25 -26). Le mica est altéré en chlorite (Photos 27).



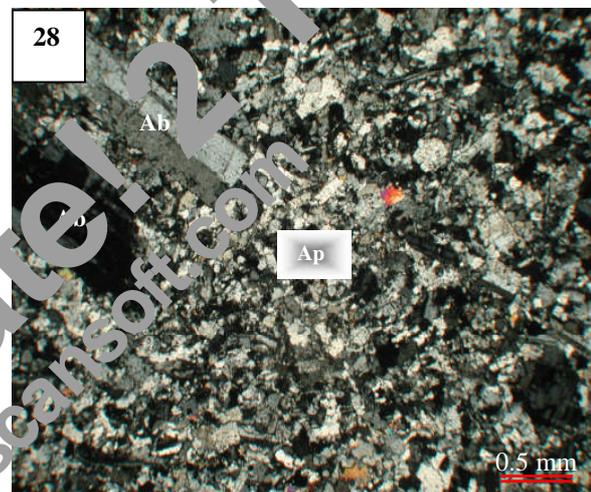
25- Aspect branchu du feldspath potassique



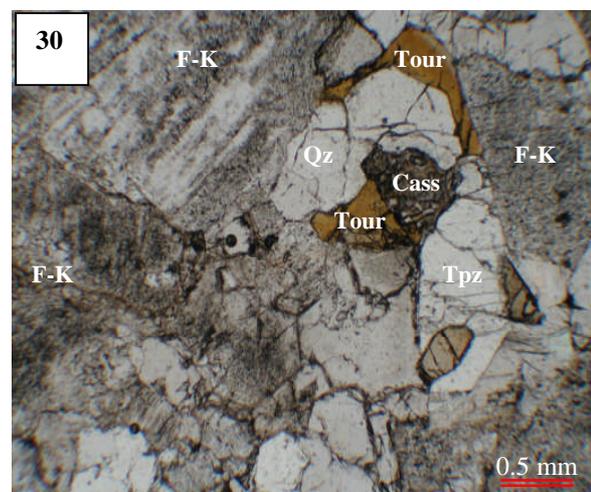
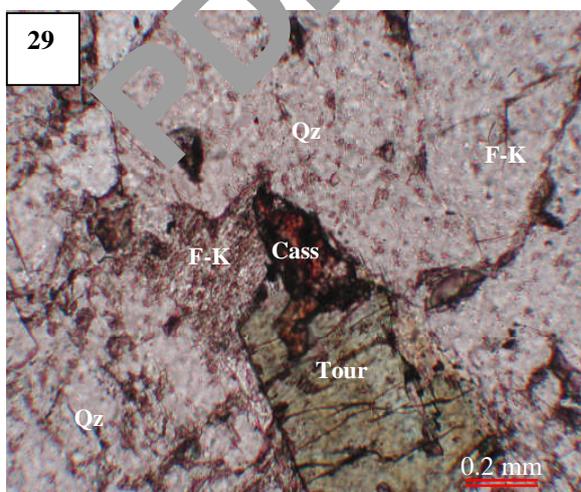
26- Association de quartz et muscovite à aspect arborescent et poussant en éventail.



27-Biotite à aspect palmé avec inclusions de tourmaline



28- Feldspath potassique et albite poussant à partir du granite à tourmaline vers la matrice aplitique.



Photos. 29 – 30 : Différents aspects des minéraux branchus arborescents et palmés dans les stockscheiders avec inclusions de cassitérite et tourmaline.

A ces deux types de mégacristsaux s'ajoutent la tourmaline, de couleur jaune à jaune verdâtre, de forme palmée et à contours irréguliers et qui présente parfois un aspect blastique en incluant des cristaux de quartz, de mica et de la topaze, à tendance automorphe, qui peut contenir des inclusions de tourmaline et d'apatite (Photos 29- 30).

**La matrice :** se compose d'agrégat feldspathique (feldspath potassique et albite) et de quartz, finement cristallisés. La topaze et la tourmaline en microcristaux ont tendance à remplir les espaces intergranulaires. Les micas, très rares, de teinte brun clair ou verdâtre, se présentent en minuscules cristaux xénomorphes (Photos 28).

**Les minéraux accessoires :** représenté par :

- Le zircon, en cristaux prismatiques développant un haut pléochroïsme dans les micas et la tourmaline ;
- L'uraninite (Hacini, 2000), en cristaux cubiques associés aux chlorites et développant une auréole dans cette dernière ;
- L'apatite, en cristaux trapus associés dans la matrice qu'inclus dans les feldspaths potassiques ;
- La cassitérite, en cristaux brun foncés à marron, typiquement zonés, inclus dans le feldspath potassique (Photos 29 et 30).

**L'altération hydrothermale :** En plus que la chloritisation des micas on a l'apparition de fluorite et de topaze corrodant les feldspaths potassique de la matrice.

#### IV. 5- Les enclaves

Les principales enclaves rencontrées dans ce massif granitiques ne sont pas très abondantes. Elles sont généralement localisées en bordure des coupoles granitiques (Semroud, 1970). Celles qui sont rencontrées dans ce massif sont des paragneiss grésopélitiques du faciès amphibolite, partiellement rétro-morphosés en faciès schistes verts. Ces paragneiss sont riches en quartz et pauvre en plagioclases. Les minéraux sont principalement : de grands blastes de cordiérite, en grande partie séricitisés, très riches en inclusions de sillimanite fibreuse et pouvant renfermer de rares cristaux résiduels d'andalousites ; quelques biotites de couleur rouge, partiellement chloritisées ; quelques grenats à inclusions de quartz et ilménite, en majeure partie résiduels, inclus dans des blastes de cordiérite ; des tourmalines jaunes, qui

remplacent souvent des cordiérites en respectant leurs inclusions de sillimanite (Ouabadi, 1994).

#### IV. 6. Conclusion

On fin, les principaux caractéristiques pétrographiques du massif granitique de Filfila sont résumés dans le **tableau I**.

**Tableau I : Caractéristiques pétrographiques des principaux faciès granitique et microgranitique du Filfila (Bouabsa *et al.*, 2005) modifié.**

FACIES	MINÉRAUX MAGMATIQUES		MINÉRAUX D'ALTERATION
	Minéraux essentiels	Minéraux accessoires	
Granite à biotite-cordiérite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An <sub>20-30</sub> ), cordiérite, Fe-biotite, tourmaline.	Apatite, zircon, minéraux opaques.	Phengite, chlorite, « pinnite », Ti-oxydes.
Microgranite à biotite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase (An <sub>10-25</sub> ) ; Fe-biotite (± tourmaline).	Apatite, zircon.	Phengite, épidote, fluorite, minéraux opaques.
Granite à tourmaline et protolithionite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase (An <sub>10-11</sub> ), protolithionite, tourmaline.	Apatite, zircon, minéraux opaques (incluant uraninite).	Tourmaline, topaze, Li-phengite, chlorite, Ti-oxydes.
Il existe en continuum depuis des granites à tourmaline dominante jusqu'à des granites protolithionite dominante.			
Microgranite à tourmaline	Quartz, feldspath potassique, plagioclase (An <sub>10-20</sub> ), tourmaline (± tourmaline).	Apatite, zircon.	Li-phengite, épidote, fluorite.
Granite et apatites à topaze	Quartz, feldspath potassique, albite, topaze, zinnwaldite (tourmaline résiduelle).	Apatite, zircon, monazite, Ta-rutile, wolframite, cassitérite (colombo-tantalite résiduelle).	Topaze, tourmaline, Li-phengite, fluorite.
stockscheider	Quartz, feldspath potassique plumeux, albite, topaze, protolithionite en gerbes, tourmaline.	Cassitérite, wolframite, columbo-tantalite, uraninite.	Topaze, phengite, chlorite, fluorite.
Microgranite porphyrique à biotite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An <sub>15-25</sub> ), Fe-biotite, tourmaline.	Apatite, zircon.	Phengite, fluorite, épidote.

CHAPITRE V  
ETUDE MINÉRALOGIQUE  
DES GRANITES

PDF Creator 2 Trial  
www.scansoft.com

## V. ETUDE MINÉRALOGIQUE DES GRANITES

L'étude minéralogique du granite de Filfila a déjà fait l'objet de travaux assez récents (Semroud, 1970; Bouabsa et al., 2005 ; Gherbi, 1998 ; Ouabadi, 1994).

Le but de cette étude consiste à :

- Préciser la nature et éventuellement les variations de compositions chimique des différentes phases ;
- Evaluer et / ou calculer les conditions de pression et de température de mise en place de certains assemblages minéralogiques.

Les analyses que nous utiliserons ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique CAMECA SX 100, laboratoire commun de microanalyse de l'UHP- Nancy.

Certaines analyses sont tirées de la thèse de Fougnot (1996). Et publication de Bouabsa et al., (2005).

### V. 1- Les feldspaths

Comme nous avons montré précédemment (dans le chapitre de Pétrographie) les feldspaths de Filfila sont caractérisés par la prédominance des plagioclases et de l'orthose. Ce qui est confirmé par les analyses réalisées en utilisant la microsonde électronique. Ces granites sont caractérisés par les teneurs par fois élevées en Na (0.99 a.p.f.u) et par fois en K (0.96 a.p.f.u). Les teneurs en Ca sont basses (0.03 a.p.f.u) et par fois absence totale (**Tabl. II**) et (**Fig. 15**).

Dans le diagramme Or- Ab- An, la majorité des échantillons ont une affinité soit vers le pôle de l'orthose (Or), soit vers le pôle de l'albite (Ab). Ces échantillons sont caractérisés par des valeurs très faibles en anorthite (An) vus leurs teneurs très faibles ou absence total en Ca.

**Tableau II : Analyse chimique et formules structurales des feldspaths des granites, pégmatises et stockscheiders de Filfila (massif Nord).**

Ech	Granites à topaze			Pégmatites stockscheider							Stockscheiders Sondage ORGM 120 m						
	N°	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
<b>SiO2</b>	60	67,11	64,00	67,41	67,66	68,16	67,71	62,75	62,76	63,96	63,82	71,15	63,22	65,03	68,66	64,20	68,34
<b>TiO2</b>	80	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al2O3</b>	102	20,37	18,68	20,68	20,40	20,55	20,48	18,08	18,48	18,63	19,09	20,87	18,57	19,32	20,76	18,78	20,01
<b>FeO</b>	72	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00
<b>MnO</b>	71	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>MgO</b>	40	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>CaO</b>	56	0,58	0,00	0,53	0,33	0,40	0,48	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	0,02	0,10
<b>Na2O</b>	62	11,01	1,23	11,37	11,42	11,53	11,61	0,48	0,45	0,81	2,10	7,77	1,10	1,14	11,92	1,36	10,67
<b>K2O</b>	94	0,21	15,16	0,24	0,20	0,39	0,26	15,73	15,85	11,91	14,09	0,45	15,41	13,36	0,39	15,25	0,73
<b>Total</b>		99,28	99,07	100,27	100,15	101,08	100,61	97,09	98,36	99,36	98,35	100,33	98,35	98,85	101,83	99,67	99,85
<b>Si</b>	28	2,96	2,98	2,94	2,96	2,95	2,95	2,99	2,97	2,98	2,96	3,04	2,97	2,97	2,95	2,97	2,99
<b>Al4</b>		1,04	1,02	1,06	1,04	1,05	1,05	1,00	1,03	1,02	1,04	0,96	1,03	1,03	1,05	1,03	1,01
<b>Ti</b>		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Al6</b>		0,01	0	0,01	0,01	0	0	0	0,00	0	0	0	0	0	0,01	0	0,02
<b>Fe</b>		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Mn</b>		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Mg</b>		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ca</b>		0,03	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Na</b>		0,94	0,11	0,96	0,97	0,97	0,98	0,04	0,04	0,07	0,19	0,64	0,64	0,1	0,99	0,12	0,9
<b>K</b>		0,01	0,9	0,01	0,01	0,02	0,01	0,96	0,96	0,94	0,83	0,02	0,02	0,92	0,02	0,9	0,04
<b>Or</b>		0,012	0,89	0,01	0,011	0,021	0,014	0,955	0,958	0,928	0,816	0,037	0,902	0,885	0,021	0,88	0,043
<b>Ab</b>		0,96	0,11	0,962	0,973	0,96	0,964	0,044	0,041	0,072	0,184	0,96	0,098	0,115	0,975	0,119	0,952
<b>An</b>		0,028	0	0,025	0,016	0,018	0,022	0,001	0,001	0	0	0,003	0	0	0,004	0,001	0,005

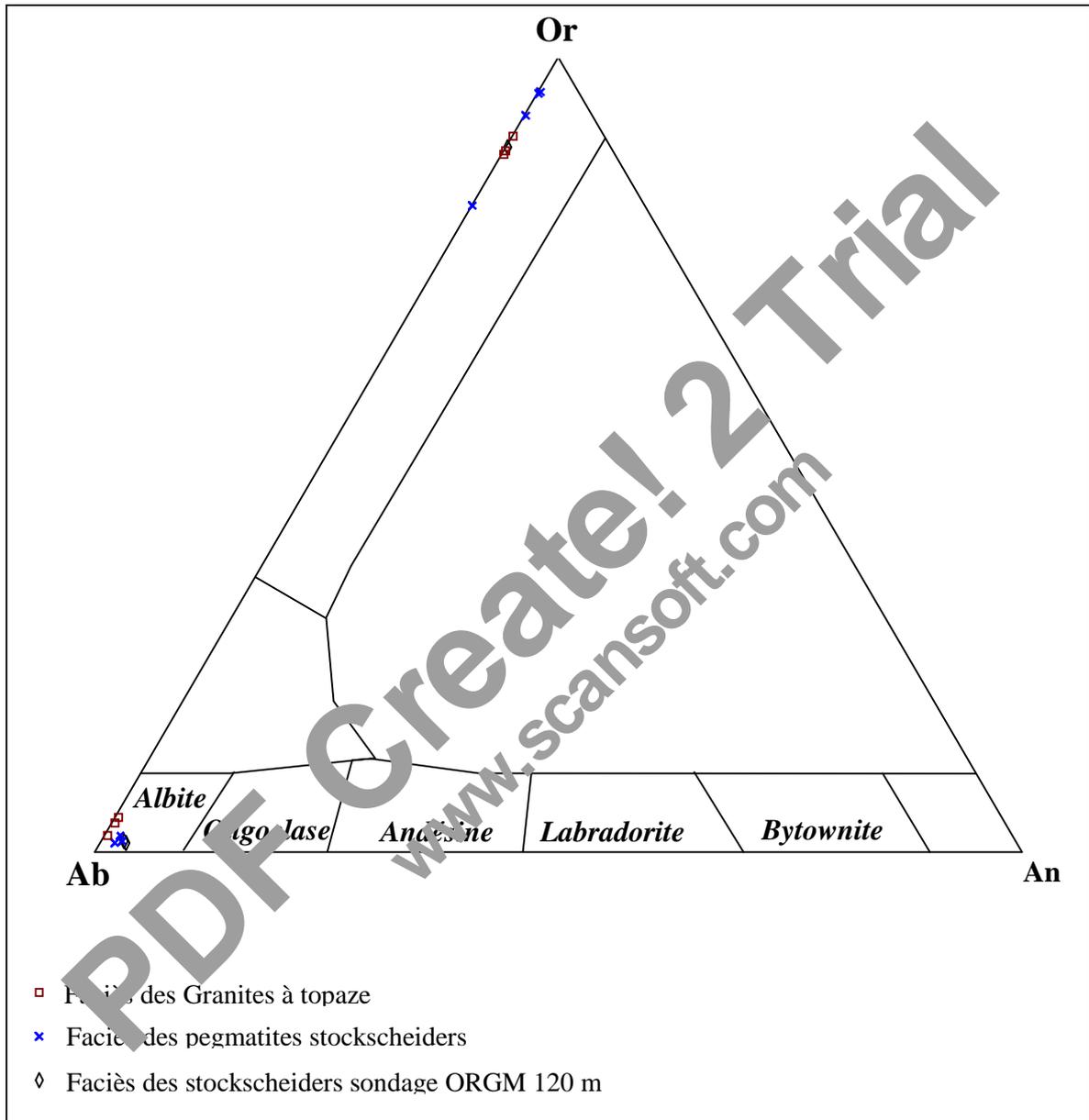


Fig. 15 : Représentation de la composition des feldspaths de Filfila dans le diagramme Or- Ab- An

## V. 2- Les tourmalines

Pour vérifier la zonalité des tourmalines des granites à tourmaline remarquée en lames minces dans le chapitre de pétrographie ces tourmalines zonées ont été analysées à la microsonde électronique (**Tabl. III**), et en MEB (**Fig. 16**). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 26.5 [ O, OH, F ] et 3 B. conditions d'analyse : 15 kV, 10 nA, temps de comptage 10 s, correction PAP ; étalons minéraux naturels, sauf pour Cs et Rb ( titanates des synthèses ). Seuil de détection : F : 800 ppm ; Cl : 190 ppm ; Rb : 1000 ppm (soit Rb<sub>2</sub>O : 1100 ppm) ; Cs : 620 ppm (soit Cs<sub>2</sub>O : 660 ppm).

Les analyses montrent que ce sont des schorlites ( $X_{Fe} \geq 0.75$ ) très alumineuses et caractérisées surtout par leur teneur en F (0.26 et 0.66 a. p. f. u) qui est corrélée positivement à la teneur en sodium, conformément aux prévisions théoriques (Robert *et al.*, 1994 ; Gourdant, 1994). Les teneurs en Li n'ont naturellement pas pu être mesurées ; toutefois, le fait que le site Y soit légèrement, mais systématiquement, déficitaire (de 0.06 à 0.11 a. p. f. u) montre que le lithium, qui occupe ce site, doit être présent. La différence entre les tourmalines magmatiques et les tourmalines d'altération hydrothermale n'est pas significative : celles des altérations hydrothermales sont cependant sensiblement moins fluorées et légèrement plus calciques (**Fig. 17** et **Fig. 18**). Ces deux types sont globalement zonées ; cette zonation porte essentiellement sur le rapport Fe/Mg, qui est fluctuant ; dans les tourmalines magmatiques, les cœurs sont pauvres en fer, qui s'enrichit en bordure et dans les tourmalines secondaires (Bouvier *et al.*, 2005).

Les teneurs élevées en fluor (jusqu'à 1.21% en poids) sont cohérentes avec le chimisme évolué des granites à tourmaline (voir ci-dessous) et ont déjà été observées dans des pegmatites à Li-Ta (Linnen & William-Jones, 1993).

Une rare tourmaline analysée dans le granite à topaze ne se distingue en rien des tourmalines magmatiques des granites à tourmaline. Elle est particulièrement ferrifère et fluorée, pauvre en calcium et serait assez riche en lithium (déficit de 0.15 a.p.f.u. en site Y), reflétant donc les caractéristiques chimiques du granite-hôte.



Fig. 16 : Image réalisée en MEB montrant une tourmaline zonée des granites à tourmaline

**Tableau III : Analyses représentatives des tourmalines du complexe granitique du Filfila.**

N°	Granites à tourmaline							Gr. à topaze Tourmaline Magmatique 1
	Tourmalines secondaires			Tourmaline "magmatique" zonée				
	1	cœur 2	bord 3	z1 1	z2 2	Z3 3	z4 4	
SiO <sub>2</sub>	34,47	35,45	34,81	34,37	34,28	35,28	35,03	35,16
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,89	0,65	0,03	0,01	0,34	0,62	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,34	34,26	34,61	35,55	35,29	33,09	33,66	31,78
FeO	13,85	12,78	14,30	12,82	13,95	13,70	14,08	15,38
MnO	0,13	0,09	0,12	0,32	0,24	0,06	0,17	0,22
MgO	1,07	2,29	1,28	1,42	1,29	2,00	1,75	0,99
CaO	0,43	0,54	0,33	0,20	0,22	0,11	0,11	0,02
Na <sub>2</sub> O	1,86	1,82	1,76	2,04	2,15	2,01	2,04	2,60
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,11
Rb <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00
Cs <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
F	0,78	0,67	0,50	1,05	1,17	1,21	1,03	1,23
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F	0,32	0,27	0,30	0,43	0,48	0,49	0,42	0,50
<b>Total</b>	<b>88,33</b>	<b>88,15</b>	<b>88,25</b>	<b>87,50</b>	<b>88,22</b>	<b>87,39</b>	<b>88,16</b>	<b>87,70</b>
<b>Formule Structurale</b>								
Si	5,70	5,81	5,77	5,73	5,71	5,91	5,83	5,95
Al <sup>IV</sup>	0,30	0,19	0,23	0,27	0,29	0,09	0,17	0,05
Al <sup>(Z)</sup>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al <sup>(Y)</sup>	0,60	0,44	0,53	0,71	0,64	0,45	0,43	0,30
Ti	0,09	0,11	0,08	0,00	0,00	0,04	0,08	0,09
F	1,92	1,75	1,98	1,79	1,94	1,92	1,96	2,18
Mn	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03
Mg	0,26	0,56	0,32	0,35	0,32	0,50	0,44	0,25
Somme (Y)	2,89	2,88	2,93	2,90	2,94	2,92	2,93	2,85
Ca	0,08	0,09	0,06	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00
Na	0,60	0,58	0,57	0,66	0,69	0,65	0,66	0,85
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
somme (X)	0,67	0,69	0,64	0,71	0,75	0,69	0,69	0,88
F	0,41	0,35	0,26	0,55	0,62	0,64	0,54	0,66
Fe/Fe+Mg	0,87	0,75	0,86	0,82	0,85	0,79	0,81	0,89

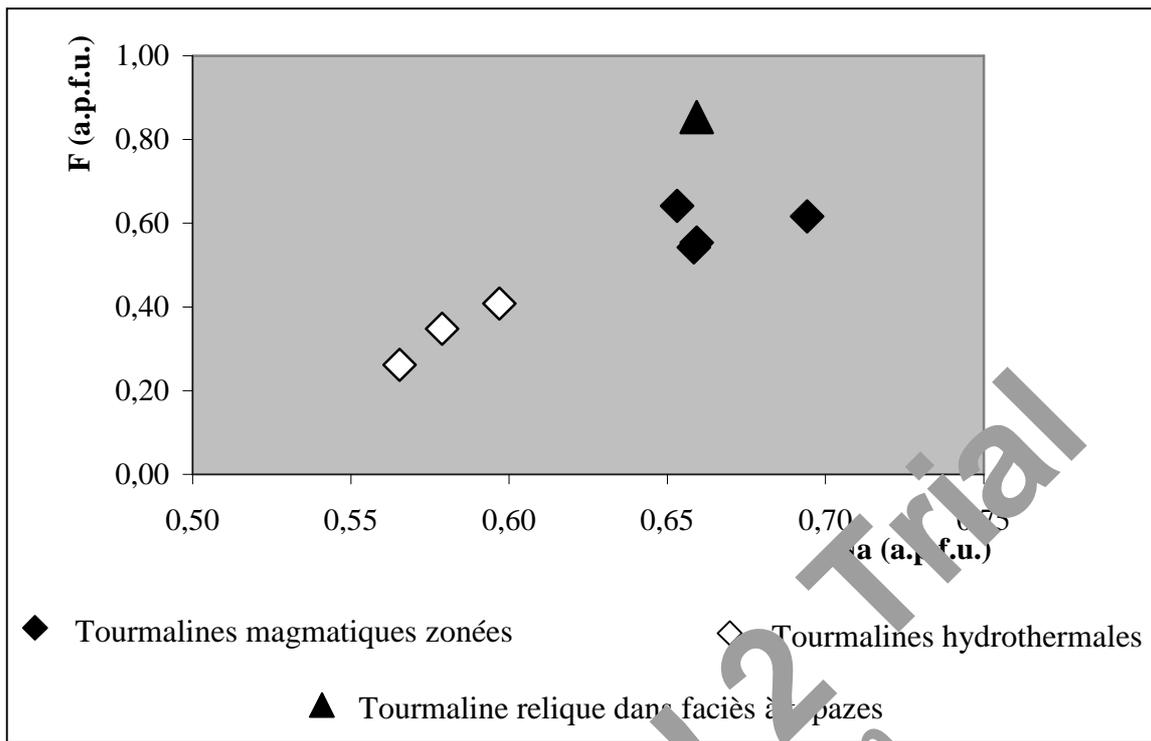


Fig. 17 : Corrélation Na /F dans les tourmalines des granites du Filfila

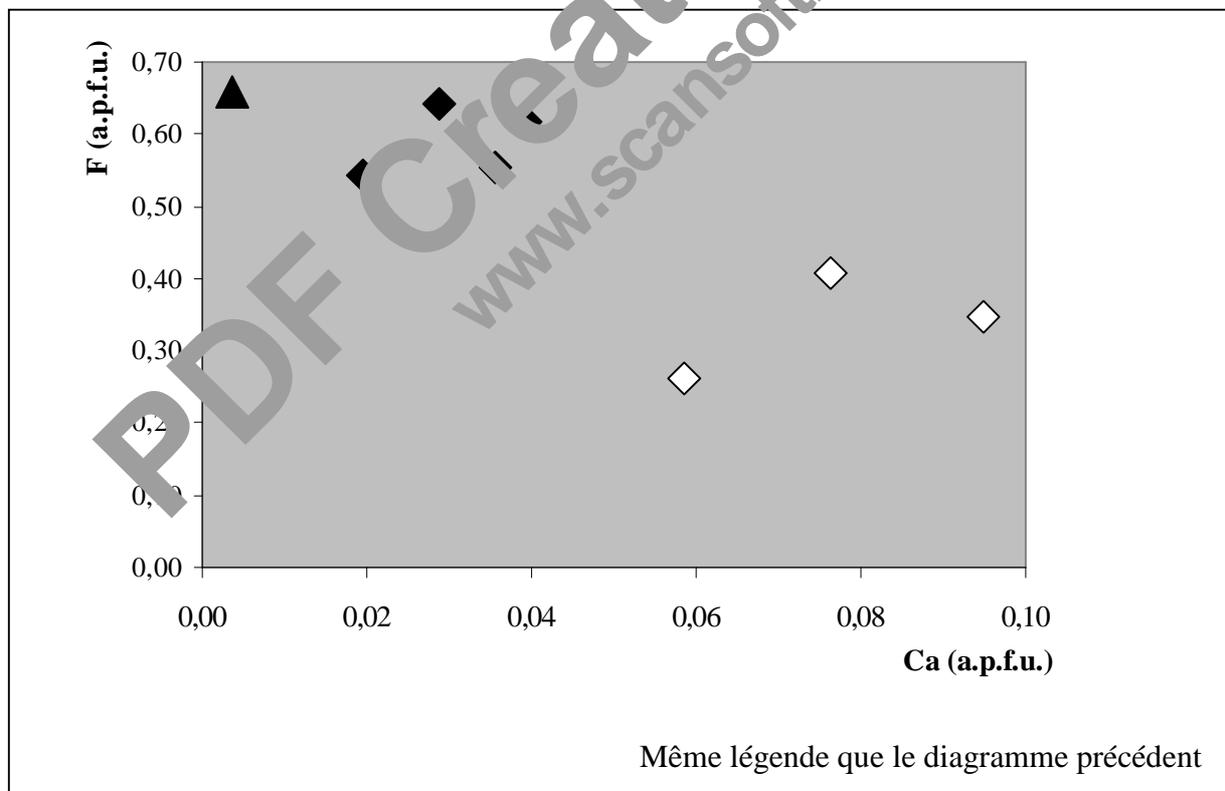


Fig. 18 : Corrélation Ca/ F dans les tourmalines des granites du Filfila

a. p. f. u : atome par formule structurale

## V. 3- Les micas

### V. 3. I- Généralités sur la structure des micas

Les micas sont parmi les phases minérales hydro-silicatées les plus abondantes dans les roches granitiques. Etant donné que l'un des objectifs de ce travail est la mise en évidence du rôle des micas comme marqueurs de l'évolution pétrogénétique des granitoïdes ; il paraît indispensable de faire un rappel sur leur structure cristallographique.

#### V. 3. I. 1- Formule structurale générale des micas

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 biotite  $K(Mg,Fe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$  et d'un mica di-octaédrique, de type muscovite  $K(Al_2\Box)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ , dérivent de celle du talc  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ , et de la pyrophyllite  $(Al_2\Box)Si_4O_{10}(OH)_2$ .

\* ( $\Box$  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 interfoliaires (généralement  $K^+$ ,  $Na^+$  et  $Ca^{2+}$  ; rarement Ba, Rb, Cs,  $NH_4$ , ou  $H_3O$ )

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

$(R^{2+})$   $(R^{3+})$  : cations en positions octaédriques ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  ; on peut trouver aussi des cations de taille moyenne tels que : Li, V, Co,  $Ti^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$  ou de taille plus grande tel que,  $Mn^{2+}$ ).

$(R^{3+})$  cations en position tétraédrique ( $Al^{3+}$  ou  $Fe^{3+}$  "rarement  $Be^{2+}$ ".

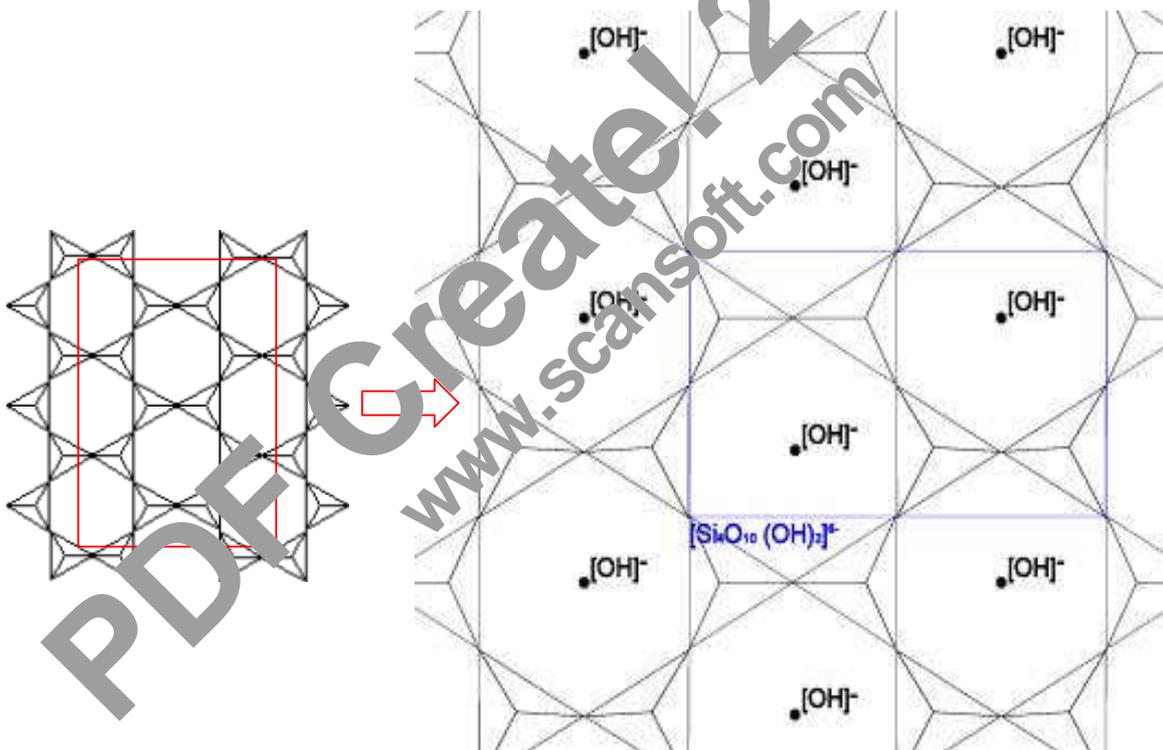
X : substitution de type Al-Tchermak

Y : substitution impliquant un constituant dioctaédrique tétrasilicique

### V. 3. I. 2 - Structure d'un feuillet de mica

De nombreuses solutions solides (continues ou discontinues) limitées par des termes à compositions théorique idéales, caractérisent les micas. Depuis les travaux de Pauling (1929) qui ont permis d'établir la structure idéale d'un feuillet, de nombreuses recherches basées sur le développement des techniques modernes (RX, Spectrométrie infra-rouge, Raman, etc...) ont permis l'obtention d'une structure plus précise.

La figure (Fig. 19) illustre la succession selon un plan parallèle à (001), des trois couches (tétraédrique – octaédrique - tétraédrique ou T.O.T. ou 2 : 1) suivies par un plan appelé "espace inter-foliaire"; le tout constitue le feuillet (d'où l'appellation de phyllosilicates). La liaison entre ces unités de trois couches est assurée par un cation interfoliaire ou "cation compensateur" qui assure la neutralité de la charge.



**Fig. 19 : Une partie d'un feuillet tétraédrique infini composé de tétraèdres de silice pointant dans la même direction et qui partagent trois sommets. Ce feuillet est le bloc essentiel des silicates feuilletés**

La couche tétraédrique est constituée par des tétraèdres liés entre eux par trois oxygènes basaux qui forment un assemblage hexagonal où viennent se loger les cations interfoliaires. Les oxygènes apicaux des tétraèdres sont orientés vers leurs homologues de la deuxième couche tétraédrique afin d'assurer la liaison entre les tétraèdres et les octaèdres. Cet

assemblage compact forme deux anneaux sub-hexagonaux (l'un supérieur et l'autre inférieur), dans le plan (a, b).

Les ions hydroxyles  $\text{OH}^-$  partiellement remplacés par  $\text{F}^-$  sont logés au centre de ces espaces hexagonaux assurant ainsi la coordinance [6] des cations octaédriques. Les micas sont classés selon la charge de leur feuillet ( $x = -1$  ou  $x = -2$ ), compensée par des cations monovalents ou bivalents en position interfoliaire. En fonction de l'occupation de leurs sites octaédriques les micas sont subdivisés en deux sous groupes : d'une part les micas trioctaédriques avec l'ensemble des trois sites occupés ; d'autre part les micas dioctaédriques avec seulement deux sur trois (2/3) sites occupés créant ainsi une lacune par un a formulaire.

### A- Différents types de substitutions

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

1. substitutions de  $\text{Si}^{4+}$  en position tétraédrique par  $\text{R}^{2+}$  (Al, Fe<sup>2+</sup>) ou  $\text{R}^{2+}$  (Be)
2. substitution de  $\text{R}^+$  ou  $\text{R}^{2+}$  par  $\text{R}^{2+}$  ou  $\text{R}^{3+}$  en position octaédrique
3. sites vacants en position octaédrique
4. substitutions en position interfoliaire

### B- Les solutions solides dans les micas

L'étendue et l'interprétation des solutions solides entre micas dioctaédriques et micas trioctaédriques est basée principalement sur l'hydrogène du groupement OH. Dans les micas trioctaédriques, 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 trioctaédriques, ce nombre varie entre 5 et 8, (Robert & al. 1979), alors que dans les micas dioctaédriques, il varie entre 4 et 6 (Monier et Robert, 1986).

### **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  $K[Al(Fe^{2+}, Mg^{2+}, Li)(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2]$  – trilithionite  $K(Al_{1.5}Li_{1.5})(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$  – polyolithionite  $K(Li_2Al)Si_4O_{10}(OH, F)_2$ . 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, 1977) ;
- solutions solides des lépidolites dans la série polyolithionite – sidérophylite (Rieder, 1971) ;
- solutions solides teaniolite – mica tétrasilicique – Mg (Robert, 1988)
- solutions solides trioctaédriques 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 solutions solides des micas trioctaédriques (biotite) et des micas dioctaédriques (muscovite). Dans le système  $(Si/Al = 3)$  zinnwaldite – annite et zinnwaldite – phlogopite ainsi que zinnwaldite - muscovite – trilithionite, Monier, (1986) a mis en évidence une solution solide continue trioctaédrique-dioctaédrique pour 0.6 Li par unité de formule (sur la base de 11 oxygènes et un rapport  $F/Li \geq 1$ ).

#### **V.5.1.3- Lithium et le fluor dans les micas**

##### **a- Le lithium**

Le lithium occupe préférentiellement les sites hexacoordinés ; mais peut se trouver dans les couches octaédriques (surtout dans les lépidolites). Des travaux expérimentaux (Robert et al. 1983), menés sur des micas-K trioctaédriques en réaction avec des solutions de LiCl, ont montré que le lithium peut être fixé dans l'espace interfoliaire (échange ionique  $Li^+ \leftrightarrow K^+$ ). Ainsi, dans le cas de la zinnwaldite et la trilithionite, le lithium peut s'insérer dans les deux sites (interfoliaire et octaédrique). Cette double fixation a été observée dans la muscovite,

provoquant ainsi la disparition du caractère dioctaédrique 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 dioctaédrique et la création d'un environnement trioctaédrique 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,  $P_{H_2O} = 2\text{Kbar}$ , pour 0,6 Li par unité de formule. Au delà de cette teneur, les micas évoluent vers des compositions lepidolitiques de plus en plus riches en lithium, jusqu'au pôle polylithionite, en passant par des compositions de type zinnwaldite et trilithionite.

Il faut signaler que les teneurs en  $\text{Li}_2\text{O}$  des micas trioctaédriques analysées à la microsonde électronique peuvent être estimées à partir de leurs teneurs en  $\text{SiO}_2$  en utilisant la régression de Tischendorf et *al.* (1997) [ $\text{Li}_2\text{O} = 0,80 \cdot \text{SiO}_2 - 9,652$ ].

### b- le fluor

Dans les micas, le fluor est réputé comme étant un élément stabilisateur. Le remplacement de  $\text{OH}^-$  par  $\text{F}^-$  qui est inégal selon la nature du mica (tri- ou dioctaédrique) 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  $\text{H}^+$  de l'hydroxyle et le cation compensateur de l'espace interfoliaire et d'autre part
- la compaction de l'espace interfoliaire dans les micas trioctaédrique 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 (Robert, 1988 ; Munoz, 1984 et Monier, 1986), 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 trioctaédriques. 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 trillithionite puis la polyolithionite.

### c- Corrélation Li/F

La corrélation entre le fluor et le lithium dans les micas (dioctaédriques) des granites évolués a été invoquée par plusieurs auteurs (Monier, 1986 ; Charoy et al., 1990 ; Tischendorf et al. 1997 ; Belkasmî 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 ( $Li^{2O} = 0.3935 * F^{1.326}$ ) (Tischendorf et al. 1997). 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 trioctaédriques). Toutefois, le caractère trioctaédrique est un facteur nécessaire mais pas suffisant. En effet des micas disiliciques à forte teneur tétracoordonnée, montrent 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  $[Na (Al_2Li)(Si_2Al_2) O_{10} (OH)_2]$  par exemple qui est un mica trioctaédrique lithique mais sans fluor (Robert et al., 1993). Par contre tous les pôles épidolitiques trisiliciques (zinnwaldite et trillithionite) et tétrasiliciques (tephroïte et polyolithionite) ne sont stables que dans des environnements partiellement ou totalement fluorés.

### **V. 3. 1. - Les mécanismes de substitution dans les micas**

Les divers mécanismes de substitution intervenant aussi bien dans les micas dioctaédriques que trioctaédriques 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, les auteurs ont projetés les micas sur deux plans (**Fig. 20**) :

- **Le plan « $M^{2+} - Al - Si$ »** sur lequel sont projetés les micas sans lithium montre trois principaux mécanismes de substitution délimités par trois joints :

1- le joint muscovite – phengite – céladonite est régi par la substitution type "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 -trioctaédrique 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 mécanismes 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 :

- 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  $2Li^{(VI)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, 2\square^{(VI)}$ .
- 3- Le joint biotite trilithionite avec la substitution  $2M^{2+(VI)}, Al^{(VI)}, Li^{(VI)}$ .
- 4- Le joint trilithionite–polylithionite avec la substitution  $Li^{(VI)}, 2Si^{(IV)} \Leftrightarrow Al^{(VI)}, 2Al^{(IV)}$ .

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

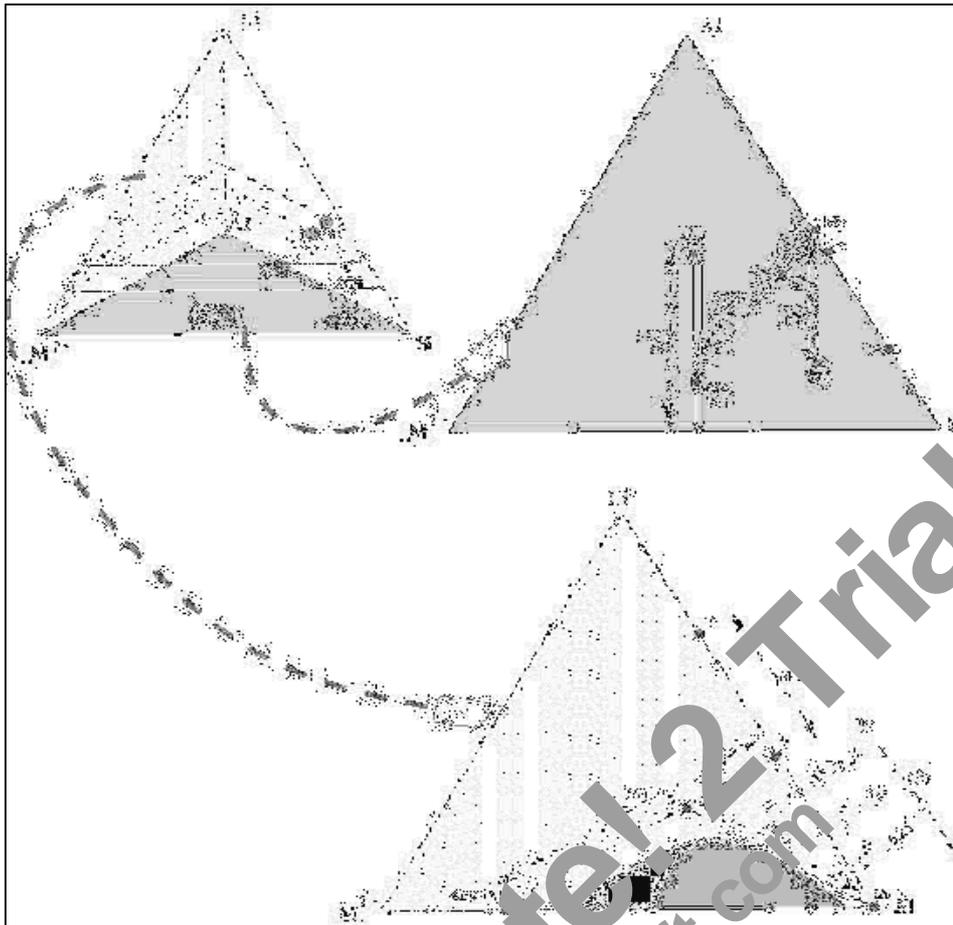


Fig. 20 : Différent type de substitutions des micas (Monier, 1987)

### V. 3. 1. 5- Classification des micas

Plusieurs auteurs ont tenté de classer les micas en se basant sur différents critères :

- ❖ remplissage des sites octaédriques (Foster, 1960a)
- ❖ micas lithiques et micas ferromagnésiens (Rieder, 1970)
- ❖ pôles tétraédriques occupés par Mg ;  $Fe^{2+} + Mn$  ; Li-Mg et  $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$  (Gottesmann et Tischendorf, 1978)
- ❖ pôles tétraédriques occupés par  $M^{2+}$  ( $Fe^{2+} + Mn^{2+} + Mg^{2+}$ ) ; 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 représentant 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

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

### V. 3. 1. 6-Les micas dans la typologie des granitoïdes

Plusieurs auteurs (Nachit et al. 1985 ; Monier, 1987 ; Stussi et Cursey, 1992), ont utilisé les caractéristiques cristallochimiques des micas pour classer les roches granitoïdes : en effet, on considère que la présence de muscovite dans les roches granitoïdes indique une composition peralumineuse des magmas parentaux. Les principales lignées magmatiques sont différenciées grâce à la cristallochimie des biotites (diagramme  $Al/Mg$  de Nachit et al. 1985).

### V. 3. 1. 7-Les micas dans la pétrologie et la métallogénie

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 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 zéolites chimiques à l'échelle du cristal (Fontailles, 1987 ; Monier, 1987 ; Charoy et Coronat, 1991 ; Abdel- Rahman, 1994 ; Belkasmi, 2000).

Sur le 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 (GMR) illustre parfaitement bien ce rôle de guide. On note aussi que les micas concentrent des quantités importantes d'éléments rares (Be, Li). Levashev (1972), définit le caractère spécialisé (potentialités métallifères) des granitoïdes en utilisant le diagramme binaire opposant  $Al^{VI}/Al^{IV}$  des micas dans différents ensembles granitiques.

### V. 3. 2. Les micas des granites du Filfila

Les micas des différents faciès granitiques (à l'exception des granites à cordiérite) ont été analysés à la microsonde électronique. Pour l'estimation de leur teneur en lithium, on a utilisé les régressions proposées par Tischendorf *et al.* (1997). Il existe une seule régression pour les micas di-octaédriques, basée sur les teneurs en F, elle a été employée dans notre étude. Pour les micas tri-octaédriques, il existe trois types de régressions, basée sur les teneurs en Rb, en F ou en SiO<sub>2</sub>. En les appliquant à des micas connus (lépidolites et zinnwaldites *in* Deer, Howie, Zussman, 1962 ; protolithionites du Filfila *in* Semroud & Fabriès, 1976), Il est apparu, que la régression basée sur la silice était celle qui minimisait le biais et c'est donc elle qui a été choisie dans notre étude. Et c'est elle d'ailleurs qui donne des estimations cohérentes avec les analyses des micas de faciès granites à tourmaline, publiées par Semroud & Fabriès (1976).

#### V. 3. 2. 1- Caractérisation pétrographique

##### a- Les biotites

Dans les microgranites, on les trouve soit :

- ❖ Sous forme des petits cristaux subautomorphes, dispersés dans la matrice ou blindés dans le quartz, ce sont des Fe-biotites au sens de Tischendorf *et al.* (1997), ils sont donc considérés comme des phases précoces. Ces biotites sont relativement riches en F et Li.
- ❖ Sous forme des plages xénomorphes très riche en F et Li au contraire des biotites précoces, ce qui témoigne d'un stade de rééquilibrage tardi-magmatique (e. g., Belkasm, 2000).
- ❖ En petites lattes sub-automorphes blindées dans les quartz ou les feldspaths potassiques des granites à tourmaline et de granites à topaze. Ces micas qui sont considérées comme des micas précoces, ont été analysées dans les granites à tourmaline : ce sont des sidérophyllites au sens de Tischendorf *et al.* (1997), ou des protolithionites moins évoluées vers le pôle lithinifères que celle des granites hôte.

##### b- Les protolithionites et zinnwaldites

Se trouvent dans les stockscheiders, dans les granites à tourmaline et dans les faciès à topaze. Ces micas lithinifères tri-octaédriques sont :

- ❖ Des protolithionites dans les granites à tourmaline. Ils se présentent en grandes plages subautomorphes ou xénomorphes ; quoique optiquement homogènes, ces micas sont distinctement zonés quand on les examine au MEB (**Fig. 21**).
- ❖ Des zinnwaldites dans les granites à topaze. Ils se présentent sous forme de grandes plages subautomorphes à xénomorphes, plus rarement de petites lattes, généralement incluses dans les précédentes. Ils sont de même optiquement homogènes, mais montrent également au MEB un "patchy zoning" très net, avec des plages "sombres" qui corrodent les micas « clairs », parfois en deux temps nettement successifs (**Fig. 22**).
- ❖ Enfin, des zinnwaldites, (très voisines de celles des granites à topaze) dans les aplites à topaze, avec les mêmes morphologies et un "patchy zoning" semblable, mais ce sont ici des plages "claires" qui paraissent corroder les micas "sombres" au contraire des précédentes,

### c- Les phengites

Ce sont des micas blancs subautomorphes dans les microgranites et dans les stockscheiders, apparemment synchrones des micas trioctaédriques, tandis qu'elles représentent des phases typiquement secondaires, qui corrodent les protolithionites, dans les granites à tourmaline.

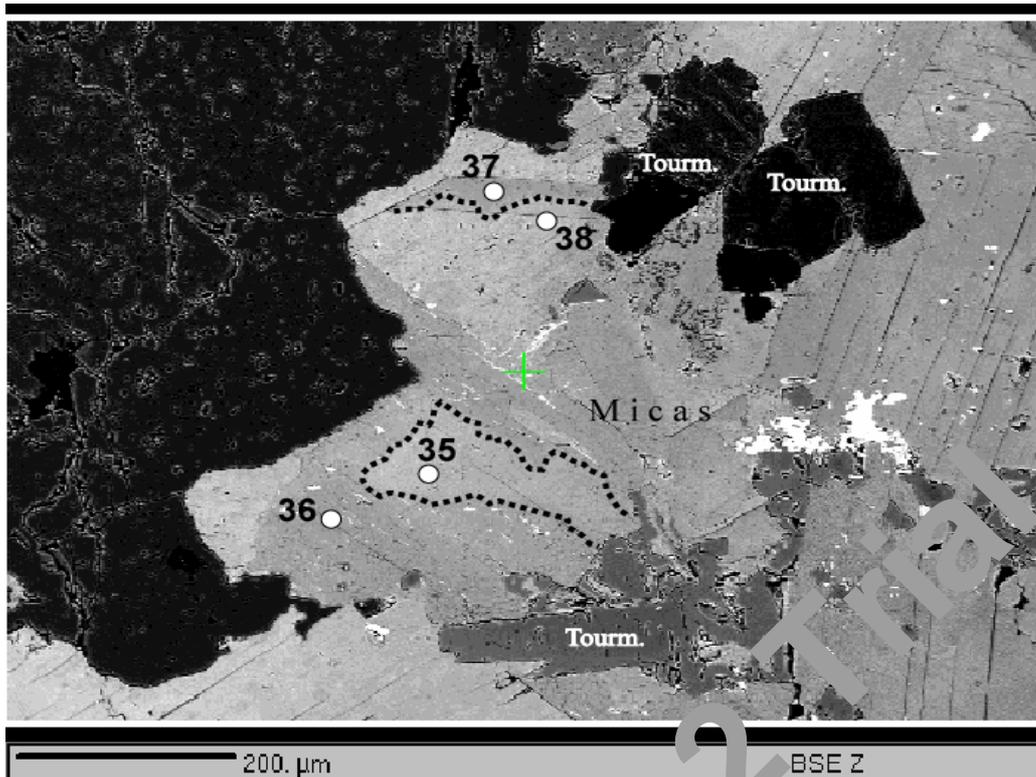


Fig. 21 : Aspect du front corrosif (plages sombres corrodant les plages blanches) dans les protolithionites des granites à tourmaline

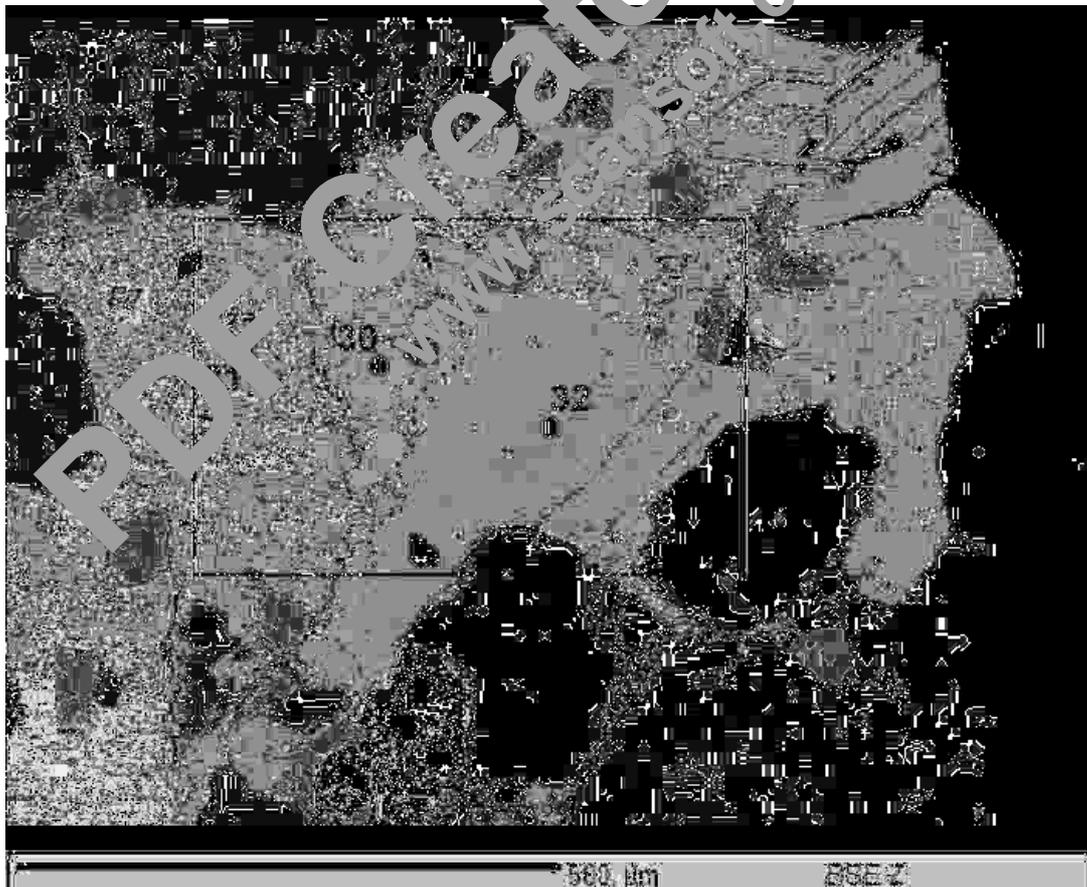


Fig. 22 : Aspect du front corrosif (plages sombres corrodant les plages blanches) dans les zinnwaldites des granites à topaze. Les numéros correspondent aux points d'analyses à la microsonde

### V. 3. 2. 2- Caractérisation des micas dans la typologie des granitoïdes

Les micas des différents types de faciès granitiques du massif de Filfila ont été analysés par la microsonde électronique. Ces analyses confirment les analyses déjà existantes effectuées par voie humide (Semroud in Fougnot, 1990).

Ces micas qui montrent des teneurs très élevées en fer et en alumine ( $12,52\% < \text{FeO} < 37,18\%$ ;  $17,11\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 56,97\%$ ), sont très pauvres en magnésium (MgO ne dépasse jamais la valeur de 9%), et présente des valeurs comprises entre 0,55 et 0,98 pour XFe.

L'utilisation de diagramme binaire de Nachit *et al.*, 1985 (Fig. 23), montre qu'à l'exception des biotites de microgranite tous les micas forment une seule population aluminopotassique à biotite + muscovite. Leur abondances en Ti et en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  témoignent une cristallisation à faible profondeur et à forte température (Grew, 1968 ; Guidotti *et al.*, 1977).

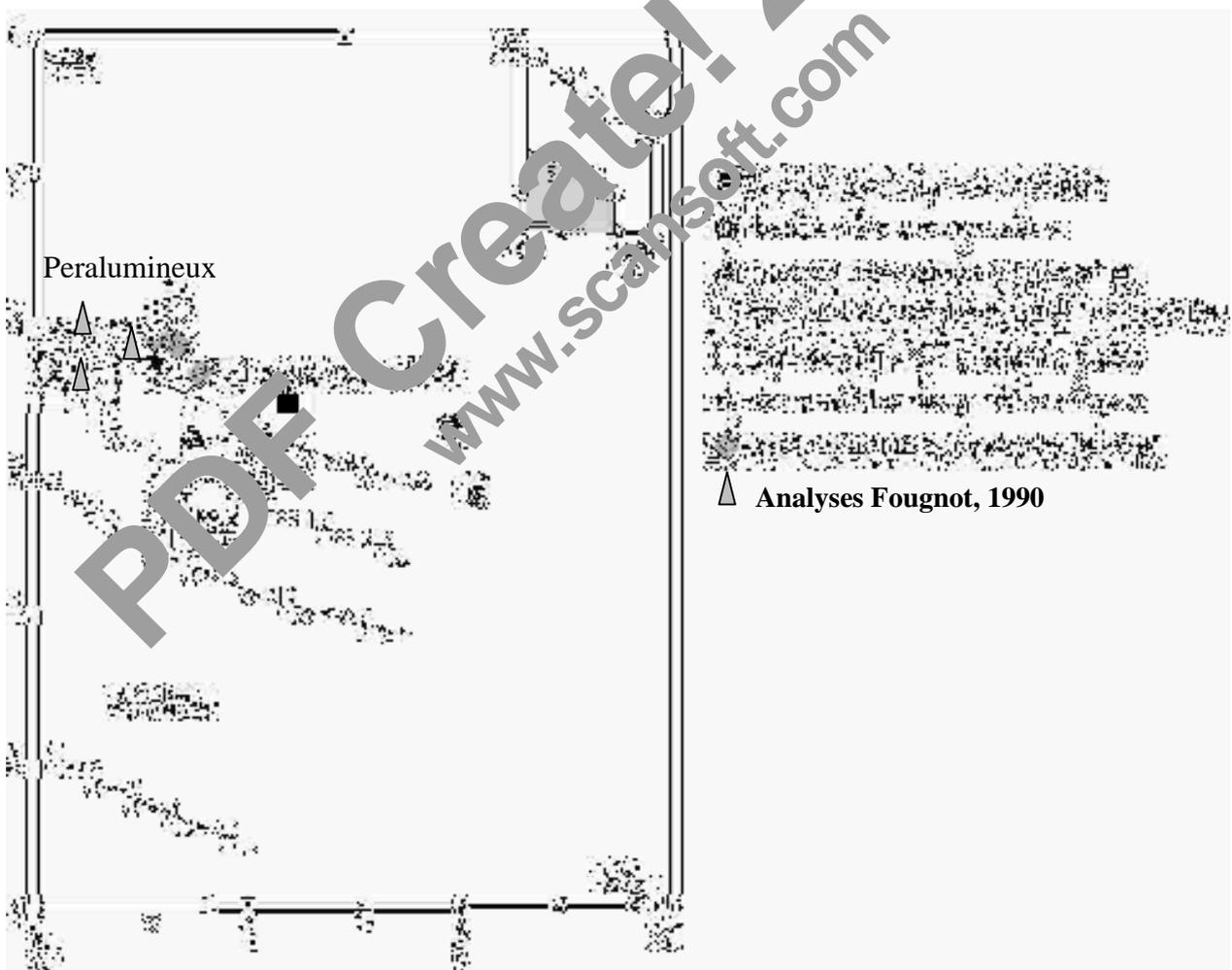


Fig. 23 : Caractérisation géochimique des différents granitoïdes du Filfila dans le diagramme Alt/Mg (Nachit *et al.* 1985)



Les plages xénomorphes, dont la composition contraste avec les biotites précoces, sont très enrichies en F et Li. Elles sont aussi beaucoup plus magnésiennes, ce qui est généralement interprété comme l'indice d'un rééquilibrage tardi-magmatique (e.g., Belkasmî, 2000).

On trouve aussi des micas optiquement considérés comme des biotites en petites lattes subautomorphes blindées dans les quartz ou les feldspaths potassiques des granites à tourmaline et des granites à topaze. Les micas précoces (biotites en petites lattes blindées dans le quartz) ont pu être analysés dans les granites à tourmaline : ce sont soit des sidérophyllites au sens de Tischendorf et al. (1997), qui représente en réalité, une solution solide complexe, avec une composante "solution solide annite-zinnwaldite" traduisant les enrichissements en F et Li [Tabl. III]; soit même des protolithionites – moins évoluées – toutefois vers les pôles lithinifères que celles du granite-hôte (Bouabssa *et al.*, 2005).

**Protolithionites et zinnwaldites :** Les micas des stocks leaders sont des sidérophyllites lithinifères et des protolithionites :

Celles des granites à tourmaline sont des protolithionites Tandis que les granites à topaze, sont des zinnwaldites très riches en F, Pb et Cs (Tabl. VI en annexe). Comme pour les protolithionites, on voit, sur la Figure (Fig. 21), que les plages "sombres" sont systématiquement plus évoluées vers les pôles lithinifères, dessinant une série de tendances évolutives ("trends") plus ou moins parallèles – on observe toutefois quelques cas d'évolution "régressive" (Bouabssa *et al.*, 2005).

Dans les aplites à topaze, on a aussi des zinnwaldites, de compositions très voisines de celles des granites à topaze. La corrosion des micas sombres par les plages claires (à l'inverse des granites à topaze) se traduit, dans le diagramme de la Figure (Fig. 22), par des "trends" parallèles, mais de sens inverse, à ceux des granites à topaze.

**Phengites :** Les micas blancs sont des Li-phengites qui se localisent toutes le long de la frontière de la lacune de miscibilité entre micas lithinifères di- et tri-octaédriques (Bouabssa *et al.*, 2005).

### V. 3. 2. 4- Les micas du massif granitique de Filfila dans la pétrologie et la métallogénie

La pression, la température,  $FO_2$ , ainsi que la richesse en éléments volatils et en Li, ont joué un rôle important dans les changements de structure et de composition chimique des micas des différents types de faciès du massif granitique de Filfila.

L'utilisation de diagramme binaire opposant  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (Levashev (1970)), permet de définir le caractère spécialisé (potentialités métallifères) des granitoïdes à partir des micas dans différents faciès granitiques du massif (**Fig. 25**).

Il paraît clair que les zinnwaldites des granites et des aplites à topaze tombent dans le domaine des micas des granites stannifères, tandis que les protolithionites des granites à tourmaline et celles des stockscheiders montrent une tendance du domaine des micas précurseurs vers le domaine des micas des granites stannifères. Les biotites des granites à tourmaline et celles des granites à cordiérites tombent dans le domaine des micas précurseurs, alors que les biotites des microgranites se localisent dans le domaine des micas des granites non spécialisés.

Ces micas lithinifères peuvent être utilisés en métallogénie comme guides dans la prospection minière. En la présence quasi-systématique des micas riches en F et Li (famille des lépidolites) dans les granites riches en métaux (**GMR**) illustre parfaitement bien ce rôle de guide. Cette richesse se traduit aussi par l'apparition d'une quantité importante de tourmaline, ce qui explique l'importance du rôle joué par les fluides hydrothermaux (Oaubadi, 1994). On note aussi que les micas concentrent des quantités importantes d'éléments rares (Be, Li).

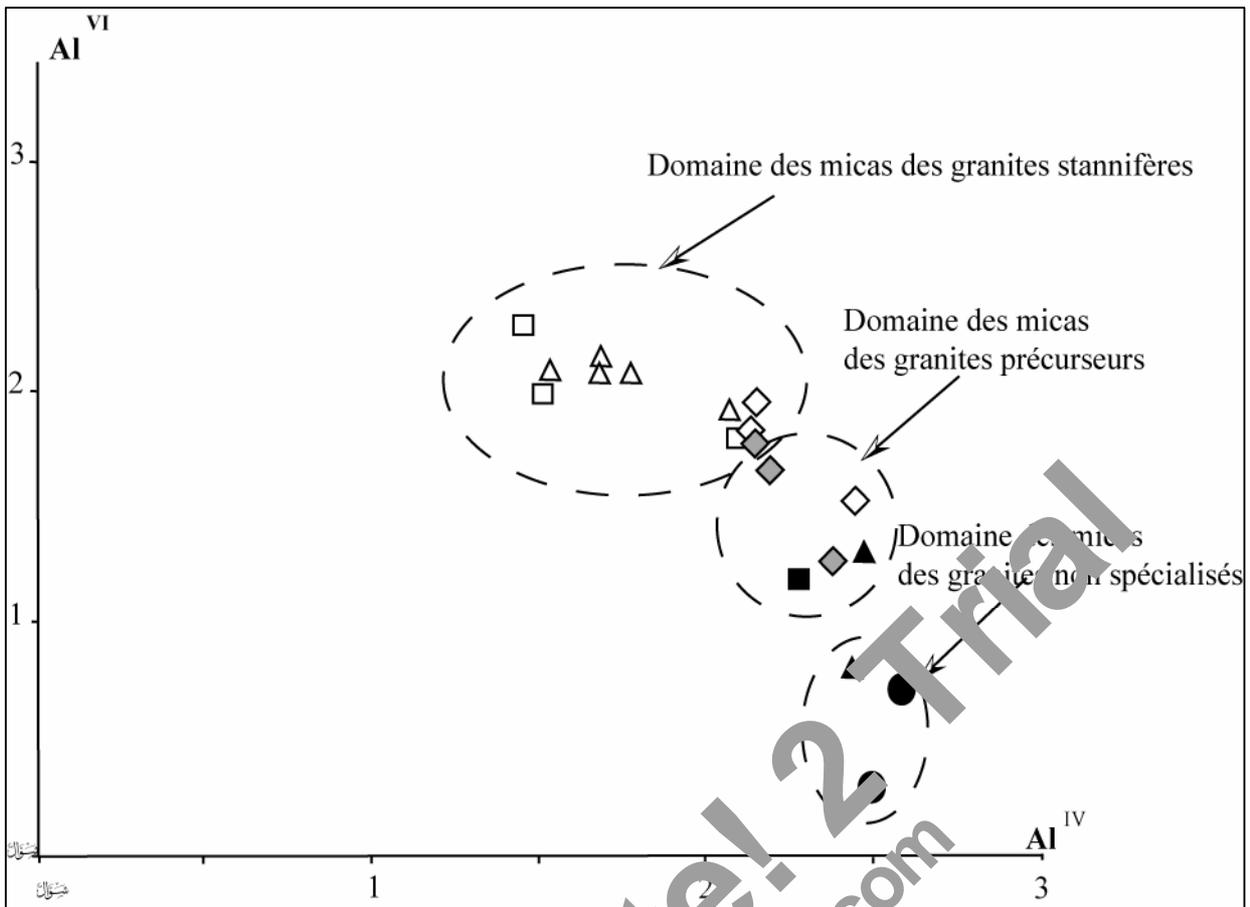


Fig. 25 : Diagramme  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (Levi, 1972) permettant de caractériser métallogéniquement les granitoïde du massif de Filfil.

#### V. 4- Les minéraux des métaux rares

L'une des sessions de la rencontre de l'IMA (International Mineralogical Association) en 1990 a été consacrée pour les éléments rares. Cette session a été organisée suite à la demande incessante pour un certain nombre d'éléments rares tels que : Li, Be, Ga, Ge, Nb, Ta, REE, Zr, et U.

Ces éléments sont recherchés pour leurs propriétés optiques spéciales, thermiques, magnétiques, électriques et leur grande résistance à la corrosion chimique.

##### V. 4. 1 -Exemples d'application des éléments rares

- ❖ aimants permanents avec Nd – Fe - B utilisés dans les caméras, les imprimantes et les voitures
- ❖ alliages de Be - Cu pour le creusement des puits de pétrole et gaz

- ❖ REE dans les batteries à Ni - H en remplacement de Ni - Cd dans les batteries rechargeables
- ❖ Y et REE, comme fluorescent pour T.V.
- ❖ En céramique comme matériaux supra - conducteurs
- ❖ Catalyseurs et "super alliage" utilisés dans l'électronique, dans les micro-ordinateurs, circuits intégrés, en optique "pour vaisseaux spatiaux".

Les éléments rares tels que Ga, Ge, In, Cd, Nb, Ta, Zr, Hf, REE, et Y sont surtout exploités comme sous produit (rarement comme minerai essentiel) accompagnant les éléments tels que Al, Cu, Pb, Zn, Sn et Ti dont voici quelques exemples :

- Ga, REE, Nb, Ta des gisements de bauxite-latérite exploités pour Al, Fe et Ni ;
- Ta, REE, Y, Zr et Hf des sables des plages et des rivières exploités pour Ti et Sn ;
- Ga, Ge, et Cd des minerais à Pb - Zn
- Y des minerais à U
- Re des minerais de Mo

Quelques éléments rares peuvent former des concentrations exploitables dont voici quelques exemples :

- Nb, Ta, REE et Y des pegmatites d'origine magmatique ou hydrothermale
- Li, Be et REE des pegmatites et granites.

Des recherches très avancées sont menées à travers le monde pour trouver d'autres types de faciès pouvant contenir des minerais d'éléments rares. Les granites peralcalins, syénites et syénites néphéliniques semblent les plus prometteurs.

#### Exemples :

Les granites alcalins et les syénites de Thor Lake au Canada pour le Be et l'Y ; Strange Lake au Québec et Labrador au Canada pour Zr, Be, Y, Nb et Ta ; Pajarito Mountains, Nouveau Mexique et USA pour Zr, REE et Y ; les syénites néphéliniques peralcalines agpaïtiques dans le sud du Greenland comme source pour Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y, Be, Li.

L'énorme expansion des hautes technologies, avec l'application, l'utilisation et la forte demande des métaux rares a nécessité d'importantes recherches quant à leur origine et leur source géologique. Les pegmatites granitiques sont considérés comme les exemples classiques

avec les éléments suivants : (Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sc, Y, REE, Sn, Nb, Ta, U, Th, Zr, Hf ; Quartz optique, fluorite, feldspath hautement purifié, pétalite, spodumène réfractaire et amblygonite céramique, etc.)

Cerny. P. (1992), subdivise les pegmatites à éléments rares en trois principales familles :

- 1- les pegmatites **LCT** avec **Li**, Rb, **Cs**, Be, Ga, Sn, **Ta** > Nb (B, P, F) associées aux granites péralumineux "type S" traditionnellement rattachés aux zones orogéniques
- 2- Les pegmatites **NYF** avec **Nb** > Ta, Ti, **Y**, REE, Zr, Th, U (**F**) associées aux granites métalumineux "type A" classiquement considérés comme zones anorogéniques
- 3- Les pegmatites à signature géochimique mixte.

#### V. 4. 2 - Aspects structuraux et cristallographiques des minéraux porteurs de métaux rares

**Famille des columbo-tantalites** : cette famille, présentant une structure orthorhombique, est subdivisée en deux sous-groupes :

1- sous groupe à structure dite ordonnée comprenant :

- La ferrocolumbite :  $Fe_4Nb_8O_{24}$  avec  $Nb \gg Ta$
- La manganocolumbite :  $Mn_4Nb_8O_{24}$  avec  $Nb \gg Ta$
- La ferrotantalite :  $(Fe \gg Mn)_4(Ta \gg Nb)_8O_{24}$
- Manganotantalites :  $(Mn \gg Fe)_4(Ta \gg Nb)_8O_{24}$

2- sous groupe à structure désordonnée comprenant les "pseudo - ixiolites" avec les formules théoriques suivantes :  $(Fe, Mn, Nb, Ta)_4O_8$  et  $(Fe, Mn)_4(Nb, Ta)_8O_{24}$

Les deux sous groupes (phases ordonnées et désordonnées) peuvent tolérer des quantités mineures de  $Fe^{3+}$ ,  $Sc^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$  et  $Sn^{4+}$  dans leur réseau.

- **Les tapiolites** : série de solutions solides entre ferrotapiolite ( $Fe_2Ta_4O_{12}$ ) et manganotapiolite ( $Mn_2Ta_4O_{12}$ ), avec des substitutions limitées en Sn, Ti et  $Fe^{3+}$ .

- **L'ixiolite** : Définie par Nickel et *al.* (1963a), l'ixiolite représente un oxyde complexe de formule  $(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn, Ti)_4O_8$  de structure orthorhombique correspondant selon certains auteurs à une columbo-tantalite désordonnée. Différentes espèces d'ixiolites ont été

décrites et classées selon l'abondance des éléments rares constitutifs. A côté des types chimiquement riches en étain (Sn), on peut citer plusieurs variétés :

a- à teneur substantiel en scandium ( $Sc^{3+}$ ), appelée **ixiolite scandifère** avec 10% "poids d'oxyde"  $Sc_2O_3$  et  $Fe_2O_3 > FeO$ , de formule théorique:  $(Nb, Ta, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Sc, Ti, Zr, Sn, Mn, REE)_4 O_8$ .

b- à teneur élevée en tungstène (W), appelée **wolframo ixiolite** par Guinsburg et al. (1960) de formule théorique :  $(Nb, W, Fe, Mn, Ta, Zr, U, Ca, Mg, Ti)_4 O_8$ .

c- à teneur élevée en titane (Ti), appelée **ixiolite titanifère** de formule théorique :  $(Ta, Ti, Nb, Mn, Fe, Sn)_4 O_8$ . les premières variétés apparentées à cette phase "colombite" titanifère ont été décrites dans des pegmatites en Sibérie par Sverinova et al. (1965).

d- à teneur élevée en uranium (U), appelée **ashanite** décrite par Zhang et al. (1980), comme étant une variété d'ixiolite riche en U, dont la teneur en  $U_3O_8$  peut atteindre 24%.

#### ***Famille des wodginites***

La wodginite a été décrite pour la première fois par Nickel et al. (1963) comme étant un minéral à structure monoclinique et de formule chimique  $(Ta, Mn, Sn, Nb, Fe, Ti)_{16} O_{32}$ . La formule théorique générale est de forme :  $A_4 B_8 C_4 O_{32}$  avec **A** = Mn,  $Fe^{2+}$  ; **B** = Ta, Nb ; et **C** = Sn, Ti,  $Fe^{3+}$ , Ta.

Les différents types de substitutions intervenant surtout dans les sites "A" et "C" sont synthétisés dans la figure (Fig. 26 (a et b)).

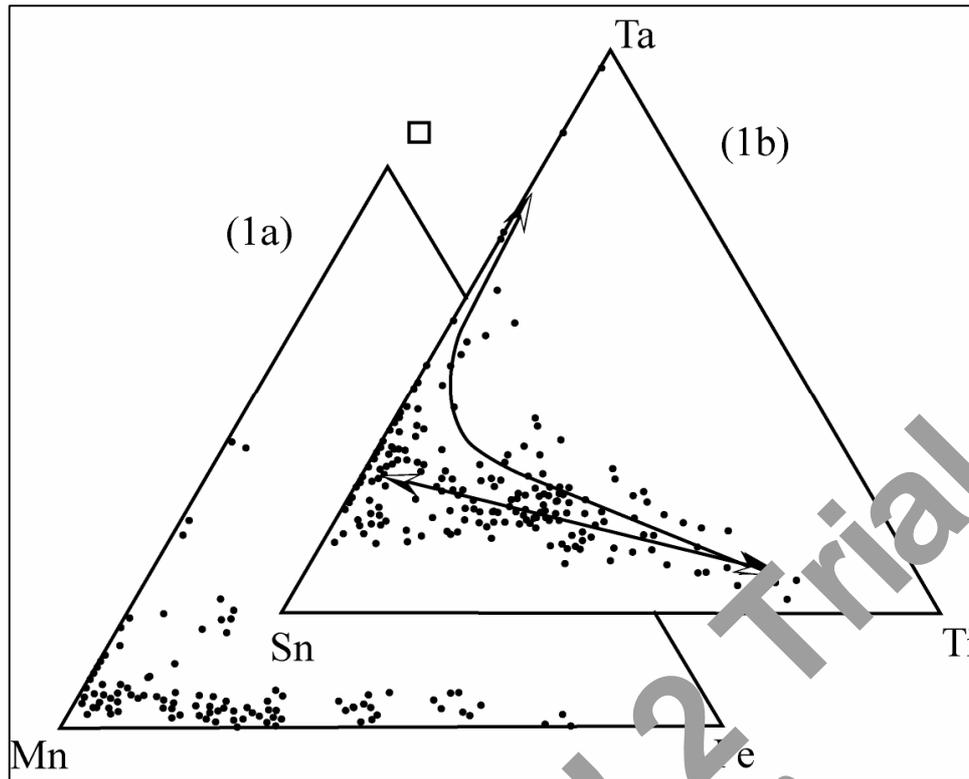


Fig. 26 : Diagrammes ternaires montrant les différents types de substitutions intervenant dans les wolframites  
 (1 a) : En site «A» ; (1 b) : En site «C»

#### V. 4. 3 - Minéraux des métaux rares dans les aplites à topaze du Filfila

Les aplites du Filfila contiennent de rares cassitérites, des wolframites, des columbo-tantalites et des rutiles-Nb (Fig. 27). Ces oxydes des métaux rares, sont de bons marqueurs particulièrement très sensibles des phénomènes magmatiques (fractionnements, mélanges) et tardi - magmatiques (interactions fluides – magma et fluides – minéraux) dans les granites à métaux rares (Wong *et al.* 1997; Raimbault, 1998; Belkasmî *et al.*, 2000), d'où l'intérêt de leur étude minéralogique détaillée.

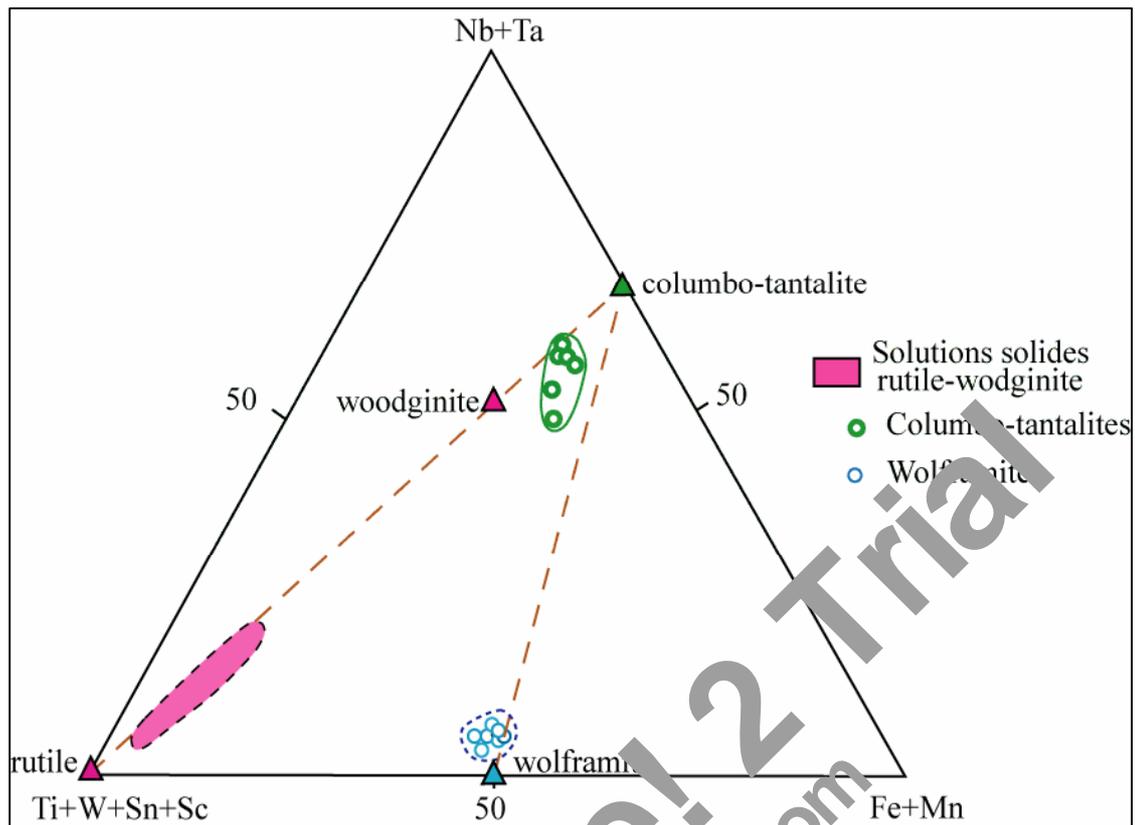


Fig. 27 : Différents type des minéraux porteurs de métaux rares des granites et aplites de Filfila

### Les wolframites

Dans le diagramme  $X_{Mn}/X_{Fe}$  on constate que ce sont des ferbérites (**Fig. 28**) ( $X_{Fe}$  entre 0.64 et 0.97) légèrement enrichies en Nb, avec des traces de Ta, Ti et parfois Sc. Sous forme des petits cristaux subautomorphes, quelques cristaux montrent une zonation discrète au MEB (**fig. 29**), caractérisées par une tendance vers le pôle wolframite pure, depuis une composition relativement riche en Nb, Ti (et Ta), jusqu'à une composition appauvrie en Nb et pratiquement dépourvue de Ti et Ta, cette dernière sous forme de plages métasomatiques diffuses surimposées aux zones de croissance (**Cf fig. 29**).

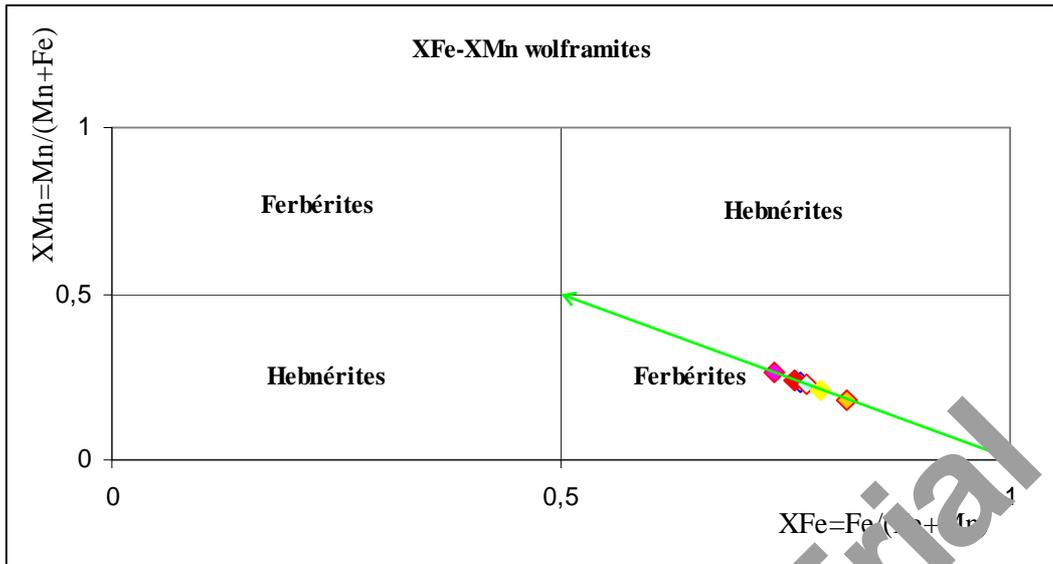


Fig. 28 : Domaine de composition de wolframites des apâtes et topaze de Filfila dans le diagramme XFe/ XMn

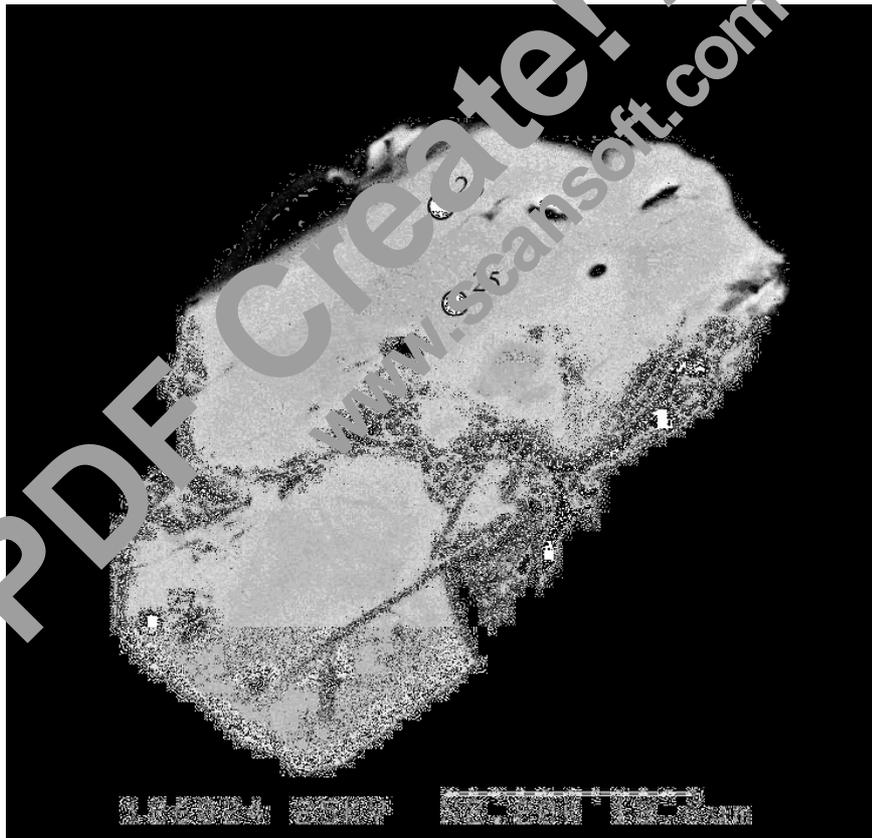
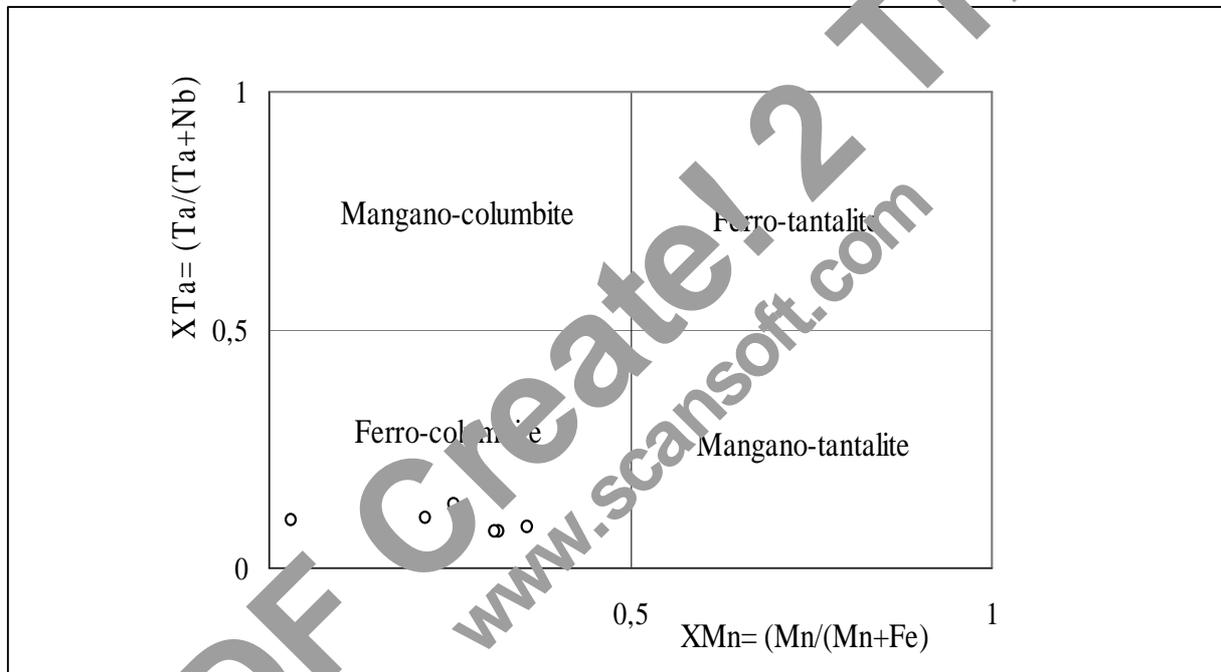


Fig. 29 : Image d'une wolframite zonée au microscope électronique à balayage «MEB».

\* Les numéros représentent les points d'analyses effectuées à la microsonde électronique.

**Les columbo - tantalites**

Ce sont des ferro-columbite (**Fig. 30**); En les trouvent sous forme des petits cristaux, sub-automorphes à xénomorphes, systématiquement inclus dans les rutiles (**fig. 31**), elles ont une composition qui va du pôle pur vers le pôle wodginite ( $\text{TiO}_2$  entre 5.42 et 6.02 % poids) et vers le pôle wolframite ( $\text{WO}_3$  entre 5.89 et 13.31 % poids) à la fois. Généralement d'une variation tantalifères légère ( $\text{Ta}/\text{Ta}+\text{Nb}$  entre 0.08 et 0.13) et d'une grande variabilité du rapport  $\text{Fe} / \text{Fe}+\text{Mn}$ , entre 0.65 et 0.96. Il faut signalé que ces différents paramètres ne sont pas corrélés. On constate que ces minéraux contiennent systématiquement des traces de Sc (autour de 0.25 % poids  $\text{Sc}_2\text{O}_3$ ).



**Fig. 30 : Domaine de composition des columbo-tantalites des aplites à topaze de Filfila dans le diagramme XMn/XTa**



**Fig. 31 : Cristal de rutile-Nb avec des inclusions de columbo-tantalite (Cb - Ta) en MEB**

### Les rutiles

Ce sont les plus abondants des minéraux à métaux rares, ils se présentent en gros cristaux zonés, le plus souvent xénomorphe (Fig. 31, 32 et 34). Ils constituent en fait des solutions solides rutile - wodginit, plus proches du pôle rutile (Fig. 27).

Ils sont pratiquement dépourvus de manganèse ( $Fe/Fe+Mn$  entre 0.96 et 1.00), sont inégalement riches en tantale ( $Ta/Ta+Nb$  varie entre 0.03 et 0.32) et possèdent toujours des teneurs significatives en étain et tungstène, qui permettent d'ailleurs une discrimination entre les rutiles des deux aplites examinées, ceux de l'aplite étant nettement plus enrichies en ces deux métaux. Examinées au MEB, les zonations se révèlent particulièrement complexes

Dans le diagramme  $(Fe+Mn)/(Nb+Ta)$  on constate que dans la majorité des faciès on a une corrélation positive entre le  $(Fe+Mn)$  et  $(Nb+Ta)$  (Fig. 33)

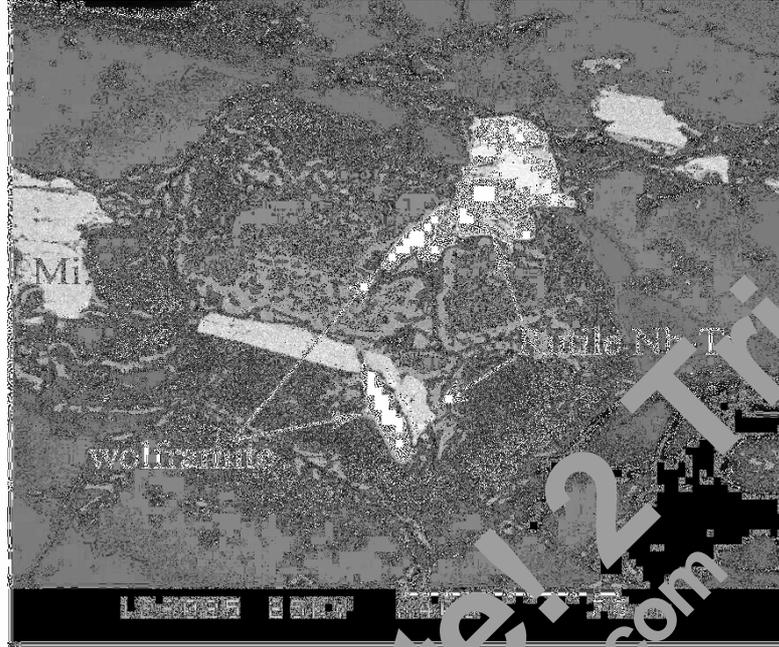


Fig. 32 : Association wolframite-wodginite (rutile Nb-Ta), en contact avec le feldspath et le quartz

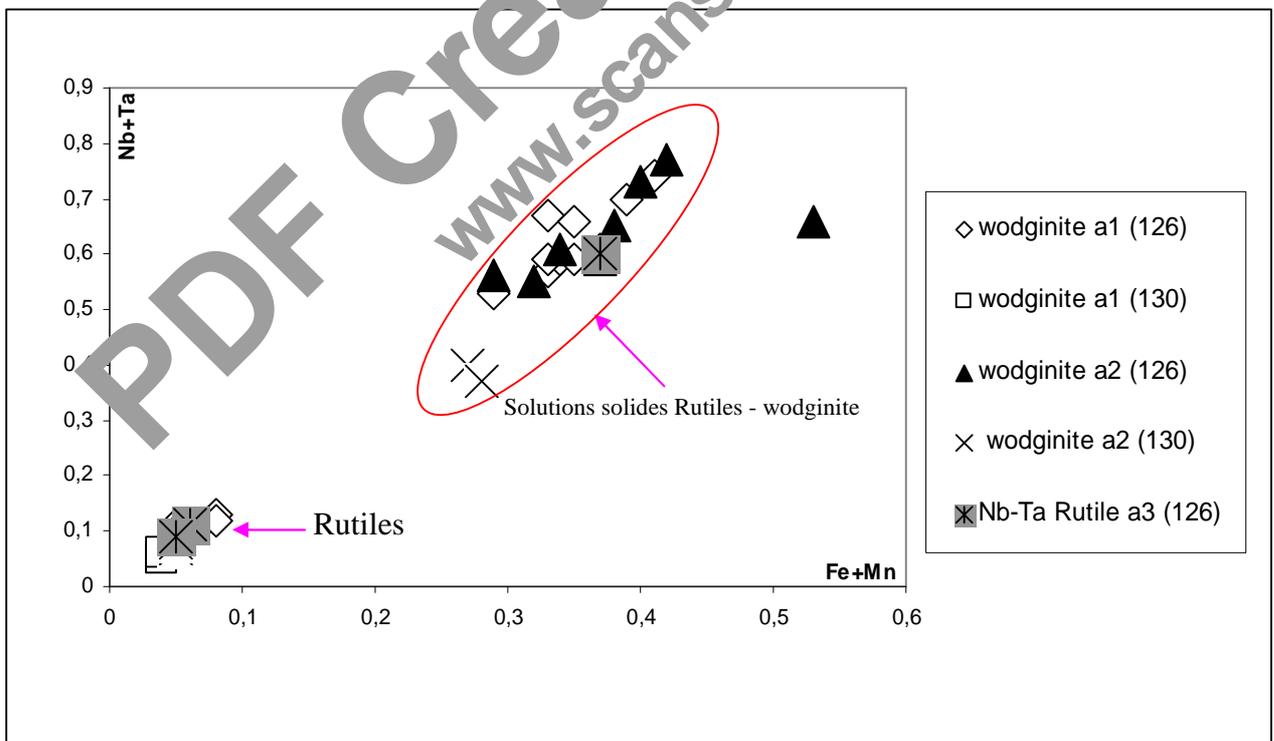


Fig. 33 : Domaine de composition des rutiles-Nb dans les apaites à topaze du Filfila

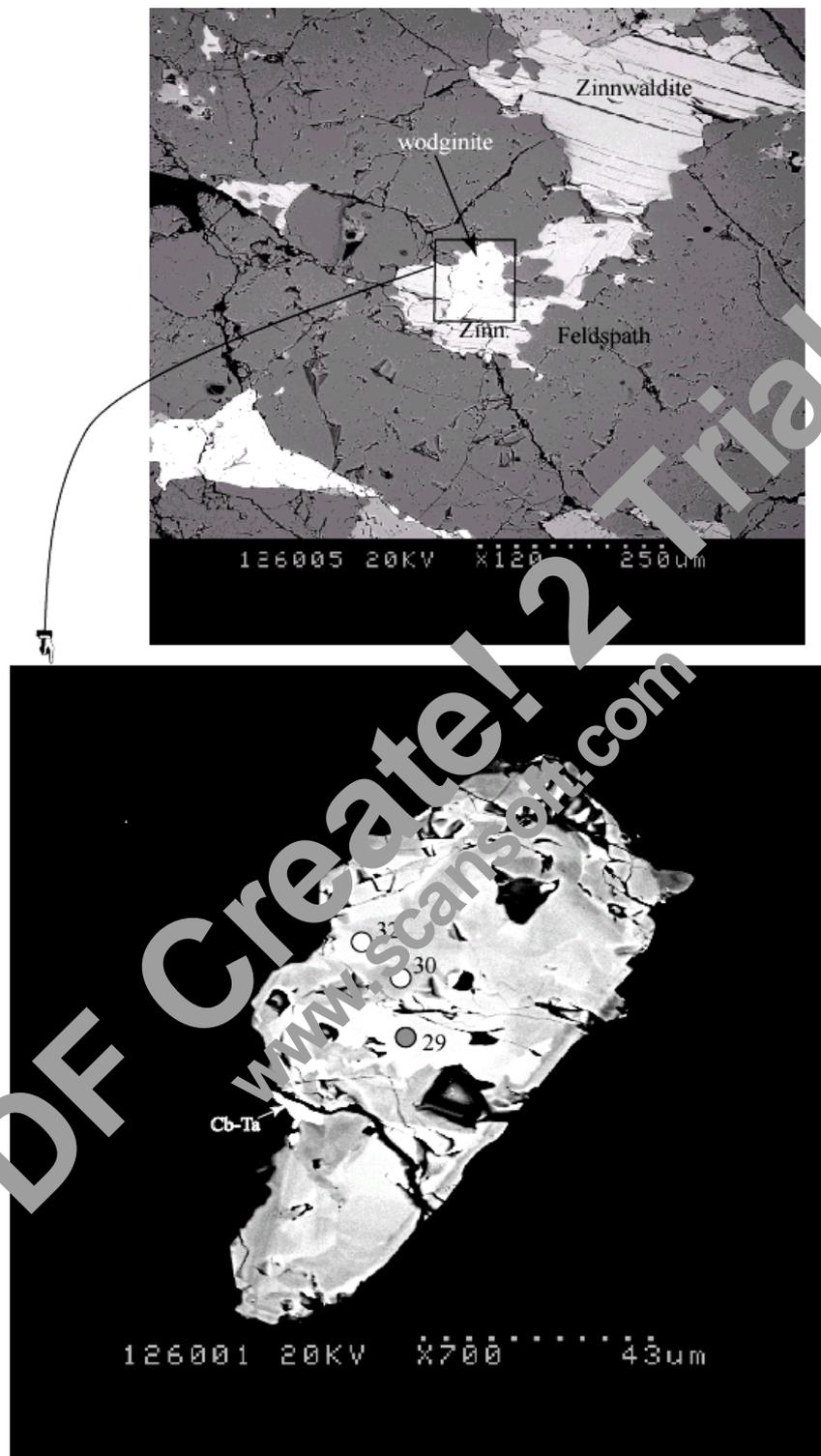


Fig. 34 : Wodginite en contact avec la zinnwaldite et le feldspath K

## V. 5- Conclusion

L'étude minéralogique des différents faciès granitiques du massif de Filfila nous a permis de ressortir les résultats suivants :

- ✚ Les feldspaths sont formés essentiellement de l'albite (sodique) ou de l'orthose ;
- ✚ Les tourmalines sont des schorlites très alumineuses et caractérisées par les teneurs en fluor qui est corrélée positivement à la teneur en sodium. Les teneurs élevées en fluor sont cohérentes avec le chimisme évolué des granites à tourmaline. Les tourmalines foncées sont abondantes, elles sont ferrifères, fluorées, pauvre en calcium et assez riche en lithium.
- ✚ Les micas sont généralement lithinifères (protholithionites et zinnwaldites), elles peuvent être utilisés comme des guide métallogéniques dans la prospection des granites à métaux rares.
- ✚ Les minéraux des métaux porteurs des métaux rares sont généralement la cassitérite, le rutile-Nb-Ta, lacolumbo-tantalite, +/- la wolframite ; ces minéraux sont abondants dans les granites et les aplites à topaze et les stocks holders surtout.

CHAPITRE VI  
ETUDE GEOCHIMIQUE  
DES GRANITES

PDF Creator 2 Trial  
www.scansoft.com

## VI- ETUDE GEOCHIMIQUE DES GRANITES

Le but de cette étude est de caractériser chimiquement les entités pétrographiques qui constituent le massif granitique de Filfila, de caractériser leur affinité magmatique et en fin nous tenterons de déterminer le/ les mécanismes de genèse de ces roches.

### VI. 1- Evaluation de la mobilité des éléments au cours des altérations post mise en place

Dans les chapitres précédents, nous avons signalé que les différents types de granites de Filfila ont subi, des effets d'altération hydrothermale et d'altération superficielle, à des degrés divers. Dans notre étude on a essayé de minimiser ces effets par le choix des échantillons d'apparence la plus fraîche possible. Toute étude géochimique visant à reconstituer des processus pétrogénétiques requiert, au préalable, une évaluation des effets géochimiques des altérations.

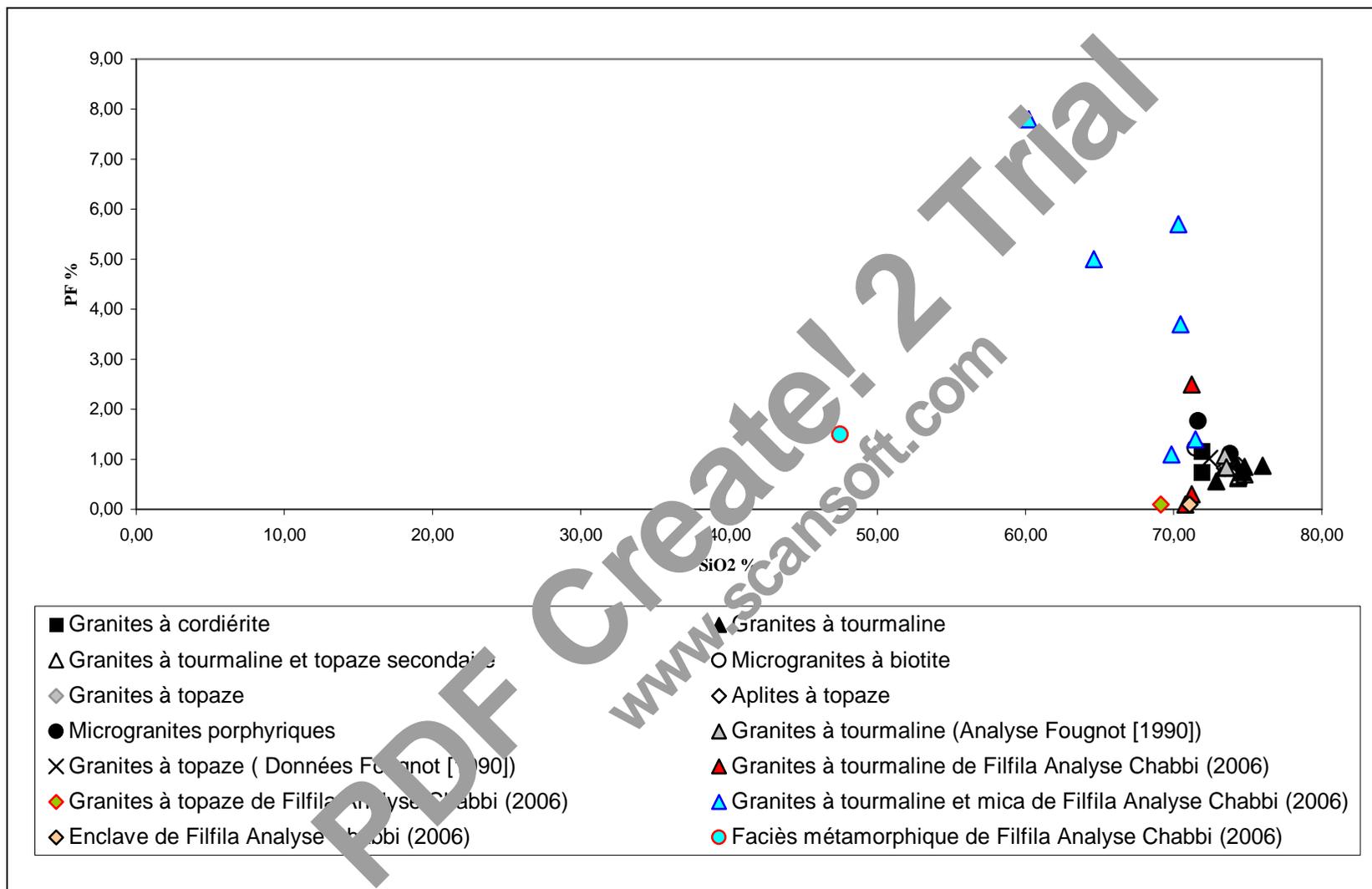
#### Perte au feu (Pf)

La perte au feu est le plus simple des indicateurs de l'altération.

Dans un granite « frais » à Bt, Cl et à 70 % de SiO<sub>2</sub>, elle est de l'ordre de 0,8 %. Des valeurs supérieures de Pf traduisent l'altération des feldspaths (Séricitisation, kaolinisation, etc.), la chloritisation des biotites ou la pinnitisation des cordiérites, etc...

Pour étudier la variation de Pf en fonction de SiO<sub>2</sub> pour les différents types granites de Filfila, nous allons utiliser la totalité de nos analyses de roches fraîches et des roches altérées, ainsi que celles publiées par les auteurs antérieurs (en particulier Fougnot, 1990 ; Bouabsa *et al.*, 2005). Généralement la perte au feu de ces granites est importante, elle est souvent comprise entre 0,1 et 4 %, mais elle peut même atteindre 7,8 dans certains cas (CF09, CF22 et CF16) (**Fig. 35**).

D'après l'importance des pertes au feu, on peut donc conclure que les processus d'altérations ont joué un rôle important dans le massif granitique de Filfila.



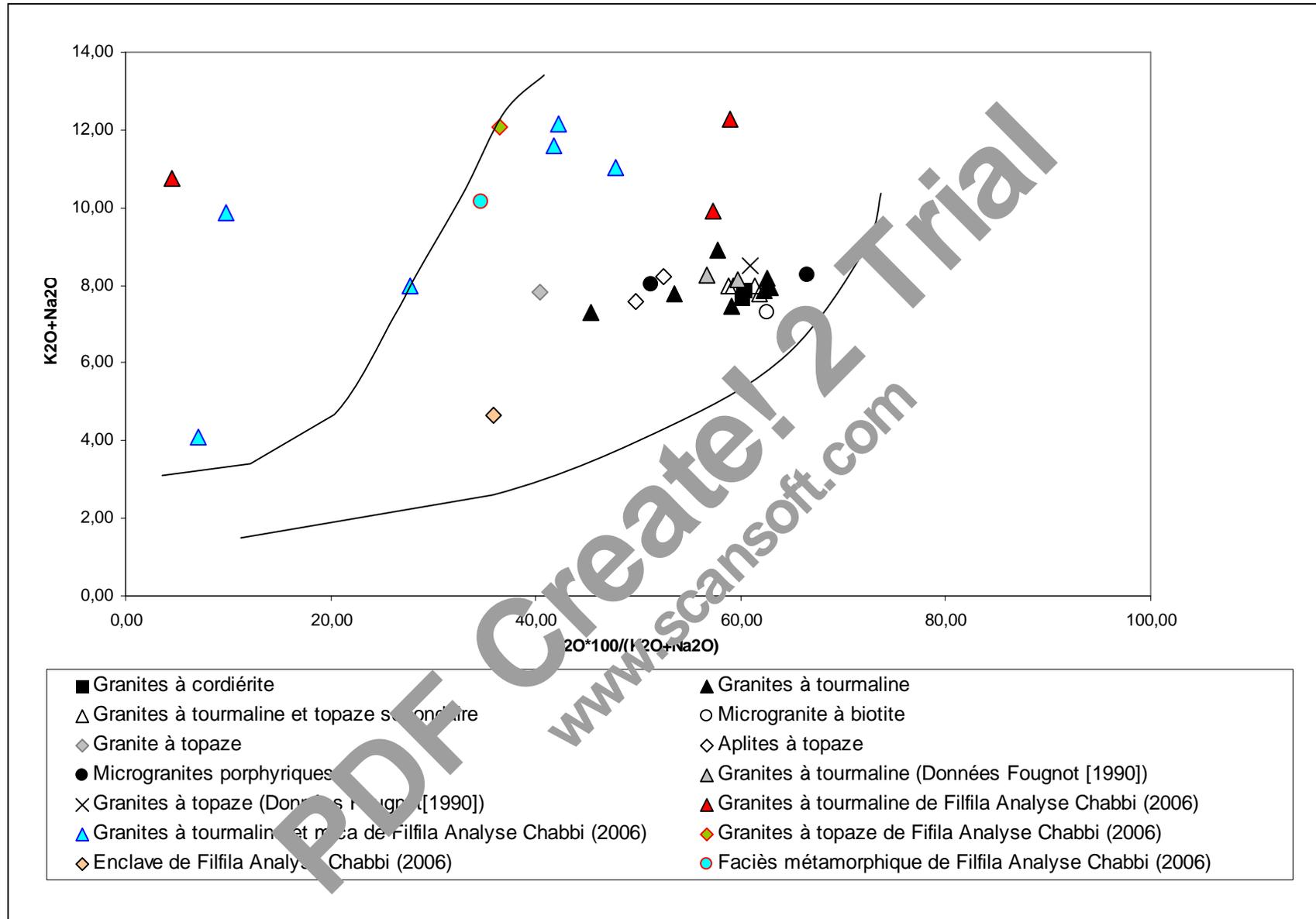
**Fig. 35 : Diagramme Pf % - SiO<sub>2</sub> des points représentatifs du massif granitique de Filfila**

### **Indications de mobilité pour Na et K**

Pour vérifier la mobilité des éléments nous avons reporté les données analytiques du massif granitique de Filfila dans le diagramme de Hughes (1973) (**Fig. 36**). Le champ des roches ignées est délimité par deux courbes dans un diagramme  $(K_2O+Na_2O)$  vs  $100*K_2O/(K_2O+Na_2O)$ . Toute roche située en dehors de ce champ est considérée comme altérée.

Un échantillon est considéré enrichi en Na (processus d'albitisation par exemple), s'il est situé à gauche du « spectre igné ». Celui situé à droite de ce spectre est, en revanche, enrichi en K (Adularisation, séricitisation, argilisation, etc...). Même si les limites de Hughes peuvent être discutées dans le détail (en particulier du côté des roches riches en k) (Ouabadi, 1994), il est clair que la répartition des compositions disponibles du massif granitique de Filfila est incompatible avec des processus de fractionnement magmatiques. Certains roches sont enrichies en Na, tandis que d'autres sont enrichies en K ce qui indique l'intervention de **plusieurs processus d'altération** : altération hydrothermale à haute température dans le cas d'enrichissement en Na et, soit altération de surface, soit altération hydrothermale de basse température, soit altération superficielle, dans le cas d'enrichissement en K.

On peut conclure que les granites peralumineux de Filfila ont subi des processus d'altération hydrothermale et superficielle.



**Fig. 36 : Diagramme  $(K_2O+Na_2O) - 100 \cdot K_2O / (K_2O+Na_2O)$  dans lequel sont reportées les échantillons (fraîches et altérées) du massif granitique de Filfila**

## VI. 2- Géochimie des éléments majeurs et en traces des granitoïdes du Filfila

L'ensemble des faciès granitiques du massif du Filfila a été analysé pour les éléments majeurs et une large gamme d'éléments en traces (**Tableau IV**). Il ressort de ces analyses qu'ils partagent les caractéristiques géochimiques suivantes :

- ils sont peralumineux avec  $A/CNK > 1.1$  ;
- relativement fractionnés avec des teneurs en  $SiO_2$  comprises entre 60.22 et 76.01% ;
- potassiques avec des rapports  $K_2O/Na_2O$  compris entre 0.05 et 1.99 (excepté pour les faciès à topaze qui présentent les rapports respectifs suivants : 0.6, 1.1 et 0.93) ;
- dans l'ensemble, pauvres en  $CaO$  ( $< 1.2\%$ ) à l'exception des microgranites où cette teneur est élevée (cette augmentation est expliquée par le développement de l'altération en fluorite et épidote) ;
- peu magnésiens;
- relativement riches en phosphore ( $0.19 \leq P_2O_5 \leq 0.62\%$ ) ;
- pauvres en Ni et Cr (1 à 5 ppm pour Ni et 1 à 92 ppm pour Cr) ;
- ils contiennent tous des teneurs significatives en fluor ( $\geq 0.2\% F$ ) ;
- riches en uranium ( $3 ppm \leq U \leq 27.6 ppm$ ) ;
- des rapports Th/U compris entre 0.2 et 1.8 ;
- riches en étain et tungstène (10 à 39 ppm pour Sn et 11 à 266 ppm pour W) ;
- relativement riches en La (24 ppm à 885 ppm pour les faciès à topaze) ;
- riches en Rubidium et Césium (379 à 1217 ppm pour Rb et 20 à 207 ppm pour Cs).

**Tableau IV : Analyse en roches totales des principaux faciès du massif granitique de Filfila (Analyses CPRG). Enrichie par les analyses réalisées par Fougnot (1990) et Bouabsa *et al.*, 2005).**

N°	C-10	Cf-01	Cf-13	Cf-13a	Cf-03	Cf-04	Cf-06	Cf-09	C15	Cf-16	Cf-22	Cf22 encl	Groupe des granites à cordiérite et/ou à tourmaline												Microgr à biotite	Groupe des granites à topaze									
													Granites A cordiérite		Granites à Tourmaline						Granites à tourmaline et topaze secondaires					FS7	Granite		Aplites		Microgranites porphyriques		Analyses Fougnot [1990]		
													FS11	FS15	FN2	FN4	FN8	FN9	FN13	FN15	FN16	FS20	FS17	FS23			FS24	FS1	FS18	FS21	FS2	FS4	VPF57	VPF54	VPF53
SiO2	47,49	71,23	71,21	70,80	69,14	69,86	71,47	60,22	70,48	64,60	70,34	71,10	71,95	71,96	74,10	73,51	74,63	73,50	74,79	72,89	76,01	74,78	73,84	73,88	73,37	71,47	73,54	73,46	74,39	73,83	71,66	72,43	73,45	73,55	
Al2O3	26,65	15,58	14,14	14,90	16,57	15,29	15,44	13,72	14,59	14,45	14,63	16,57	15,02	15,00	15,03	14,79	14,16	14,35	13,96	15,11	13,44	14,25	14,90	14,50	14,77	15,04	15,32	15,66	15,76	14,73	14,31	14,88	14,13	14,17	
Fe2O3	5,71	0,30	1,05	0,54	0,76	1,00	0,35	2,86	1,58	1,46	0,50	6,25	2,13	2,36	1,44	1,65	1,41	1,58	1,49	1,21	1,19	1,30	1,07	1,04	1,52	1,08	0,86	0,85	1,07	0,36	0,19	0,92	0,72	1,36	
MnO	0,05							0,16		0,04			0,01	0,03	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	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	
MgO	1,92												0,50	0,62	0,15	0,18	0,22	0,20	0,20	0,10	0,18	0,13	0,21	0,05	0,17	0,66	0,05	0,05	0,05	0,10	0,23	0,08	0,26	0,08	
CaO	3,94	0,66	0,65	0,50	0,46	0,44	0,68	1,04		0,55	0,58	0,37	1,15	1,12	0,61	0,47	0,43	0,74	0,64	0,52	0,41	0,49	0,30	0,44	2,57	0,79	0,42	0,35	1,27	3,12	0,36	1,08	0,53		
Na2O	6,64	10,26	4,23	5,03	7,67	5,76	8,92	6,76	3,82	7,03	5,76	2,99	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	3,33	3,29	3,59	
K2O	3,52	0,48	5,70	7,25	4,40	5,27	0,96	4,85	0,29	5,13	2,21	1,67	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	5,19	4,87	4,69	
TiO2	1,44	0,08		0,06	0,00		0,14	0,88	0,15	0,13			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	0,05	0,08	0,08	
P2O5	0,15	0,33	0,19	0,24	0,42	0,43	0,36	0,62	0,27	0,30	0,31	0,22	0,19	0,20	0,29	0,26	0,24	0,24	0,28	0,28	0,21	0,30	0,26	0,29	0,24	0,19	0,35	0,39	0,33	0,30	0,26	0,44	0,38	0,43	
PF	1,50	0,30	2,50		0,10	1,10	1,40	7,80	3,70	5,00	5,70		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	1,01	1,08	0,84	
Total	99,01	99,34	99,81	99,42	99,53	99,27	99,73	99,08	94,88	98,85	100,01	99,17	99,81	100,41	100,49	99,76	99,76	99,76	99,77	99,75		99,65	100,44	99,75	99,75	99,83	99,71	99,96	100,47	99,81	99,87	98,73	99,35	99,33	
F													0,27	0,23	0,11	0,31	0,36	0,26	0,35	0,26	0,12	0,34	0,44	0,50	0,39	0,48	1,21	1,20	1,54	0,35	0,68	1,34	0,38	0,48	
La/Nb													1,72	1,95	0,41	0,61	0,60	0,41	0,36	0,14	0,80	0,57	0,50	0,72	0,75	2,06	0,08	0,06	0,07	0,21	0,51				
Zr/Nb													8,91	9,02	3,32	3,47	3,52	2,66	2,53	0,89	1,52	3,91	2,70	2,61	4,13	9,92	0,59	0,55	0,62	2,06	4,89				
As													126,0	137,0	2,2	13,5	47,8	1,9	1,4	97,6	17,7	10,1	1,7	20,2	4,0	6,4	23,5	1,3	36,0	1,0	5,2				
Ba													327	255	244	99	111	63	3	107	48	55	19	111	252	62	12	27,2	107	300					
B													985	1240	1875	1490	115	1230	1660	123	1265	1520	1255	1635	1055	451	116	35	31	306	27	141	1095	1730	
Be													4,40	4,10	2,00	2,00	4,0	4,00	4,80	3,0	1,60	2,10	2,40	1,20	3,00	4,40	4,60	4,00	3,30	3,50	4,70				
Bi													3,80	3,60	20,70	9	0,60	5,50	32,50	3,60	5,10	1,10	0,40	2,10	32,00	11,80	3,60	7,80	0,20	5,00					
Cd													0,10	0,83	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Co													22,50	4,00	0,40	3,30	0,90	0,70	11,60	0,30	0,90	1,00	0,60	0,60	8,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Cr													9,00	17,0	1,0	1,00	1,00	7,50	1,00	1,00	1,00	1,00	88,00	92,00	1,00	15,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
Cs													67,0	38,8	8,0	53,6	54,7	22,9	77,1	207,0	17,8	27,6	47,0	37,1	51,6	48,7	67,5	92,3	81,9	20,0	21,5				
Cu													1,00	11,00	1,0	7,00	1,00	5,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	6,00	8,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00		
Ga													22,60	50	2,0	22,90	7,80	20,30	21,60	26,70	20,90	21,30	22,60	25,50	19,70	24,50	26,70	23,50	24,30	17,80	23,70				
Ge													2,40	2,40	1,80	2,50	3,20	2,80	2,60	3,80	2,90	3,20	3,10	4,50	3,20	2,30	5,00	6,30	7,20	3,70	2,10				
Hf													3,90	3,80	1,91	1,80	1,70	1,91	2,10	2,00	1,40	1,60	1,70	1,90	1,90	4,20	1,30	0,80	1,40	2,00	1,90				
In													0,10	0,10	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Li													307	189	2	231	299	261	302	392	36	161	386	330	125	245	508	885	820	124	54	1230	148	278	
Mo													0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,60	0,65	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Nb													2,90	12,30	14,90	13,90	12,60	11,90	10,40	40,90	7,53	11,20	16,60	17,20	12,70	12,50	33,20	26,40	27,90	21,60	10,60				
Ni													1,00	5,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00		
Pb													36,00	40,00	19,00	26,00	24,00	29,00	22,00	19,00	12,00	19,00	21,00	10,00	23,00	18,00	8,00	14,00	9,00	12,00	18,00				
Rb													457	421	379	648	706	611	637	1217	391	677	771	914	652	421	1047	1191	969	689	504				
Sb													1,00	0,90	0,40	0,40	0,50	0,70	1,00	1,60	0,60	0,50	0,60	0,90	0,30	1,00	0,60	0,40	0,60	0,30	0,70				
Sn													17,70	11,80	18,60	19,10	19,10	16,00	27,70	21,90	12,50	22,60	38,40	38,80	16,90	10,30	29,30	17,20	17,80	10,30	10,20				
Sr													61	60	87	39	30	68	25	13	42	24	25	14	42	189	75	20	36	612	666				
Ta													4,68	4,12	5,89	3,68	4,55	2,85																	



## VI. 2. 1- Comportement des éléments majeurs dans les diagrammes géochimiques

Comme nous avons cité précédemment quelques roches sont altérées surtout ceux qui appartiennent aux granites à tourmaline et mica (CF09, CF22 et +/- CF16) il est parfois difficile de récolter des échantillons frais dans le massif de Filfila. La majorité des échantillons analysés ont des compositions acides ( $64 \% < \text{SiO}_2 < 76 \%$ ). Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (fer total),  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$  sont faibles, leur somme avoisine les 3,75 % sans dépasser cette valeur sauf pour l'échantillon de faciès métamorphique et l'enclave. Ces teneurs tendent à diminuer quand la teneur en silice augmente, ceci se traduit dans la roche par une baisse de pourcentage des minéraux colorés (biotite). Les valeurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont considérablement élevées (Surtout  $\text{Na}_2\text{O}$  [10,26] ;  $\text{K}_2\text{O}$  [7,25]), tandis que celles du  $\text{CaO}$  sont faibles ( $0,30 \% < \text{CaO} < 3,94 \%$ ) par rapport aux alcalins. Les valeurs en alumine varient entre 13,44 et 16,57 qui sont considérées comme élevées.

Il est clair que, d'une part les variations chimiques sont faibles et que, d'autre part, si l'on élimine les échantillons des roches plus ou moins altérées, l'homogénéité chimique des autres échantillons semble être frappante ( $69,14 \% < \text{SiO}_2 < 76,71 \%$ ).

La méthode de la C. I. P. W (tableau en annexe) montre que le quartz normatif varie entre (10,17 et 27,95 [on élimine CF09 : roche de l'enclave de Filfila CF encl]). Le pourcentage des coupholites ( $\text{Qz} + \text{Or} + \text{Ab} - \text{An}$ ) est largement supérieur à 80 %.

L'indice A/C<sub>K</sub> (Shand, 1927) qui est basé sur les rapports molaires [ $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ] est toujours supérieur à 1,1. Le caractère peralumineux de ces granites est traduit par ces caractères géochimiques qui permettent de les rattacher aux granites « S » de White et Chappell (1983) par opposition aux granites « I » (**tableau V**)

	Type I (ou série à magnétite)	Type S (ou série à ilménite)
<b>Site</b>	Grand complexe intrusif	Petite intrusion
<b>Minéralogie</b>	Hornblende dominante sur biotite magnétite (ilménite possible) accessoires : allanite, sphène. Jamais : cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite.	Biotite sur hornblende ilménite seule Accessoires : monazite, cassitérite, cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite communs
<b>Enclave</b>	Enclaves microgrenues sombres communes, enclave sédimentaires absentes	Enclaves microgrenues sombres rares, enclaves sédimentaires.
<b>Caractères chimiques principaux</b>	Variation régulière des éléments dans les diagrammes oxyde- oxyde A/CNK (molaire) < 1,1 SiO <sub>2</sub> < 65 % en général corindon normatif < 1 %.	Variation irrégulière des éléments dans les diagrammes oxyde- oxyde A/NCK (molaire) > 1,1 SiO <sub>2</sub> > 65 % corindon normatif > 1 %.
<b>Fugacité d'oxygène</b>	Elevée (présence de magnétite)	Faible (présence d'ilménite)
<b>Isotope du strontium</b>	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)O compris entre 0,704 et 0,706	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)O > 0,708
<b>Isotope de néodym</b>	ε Nd varie entre + 0,4 et - 8,9 pour I et Sr variant entre 0,705 à 0,710.	ε Nd varie entre - 6,1 et - 9,8 pour I et Sr variant entre 0,709 à 0,718.
<b>Isotope de l'oxygène</b>	δ <sup>18</sup> O compris entre 6 et 10	δ <sup>18</sup> O > 10.
<b>Contexte géotectonique</b>	Plutôt lié à la subduction.	Plutôt lié à la collision.

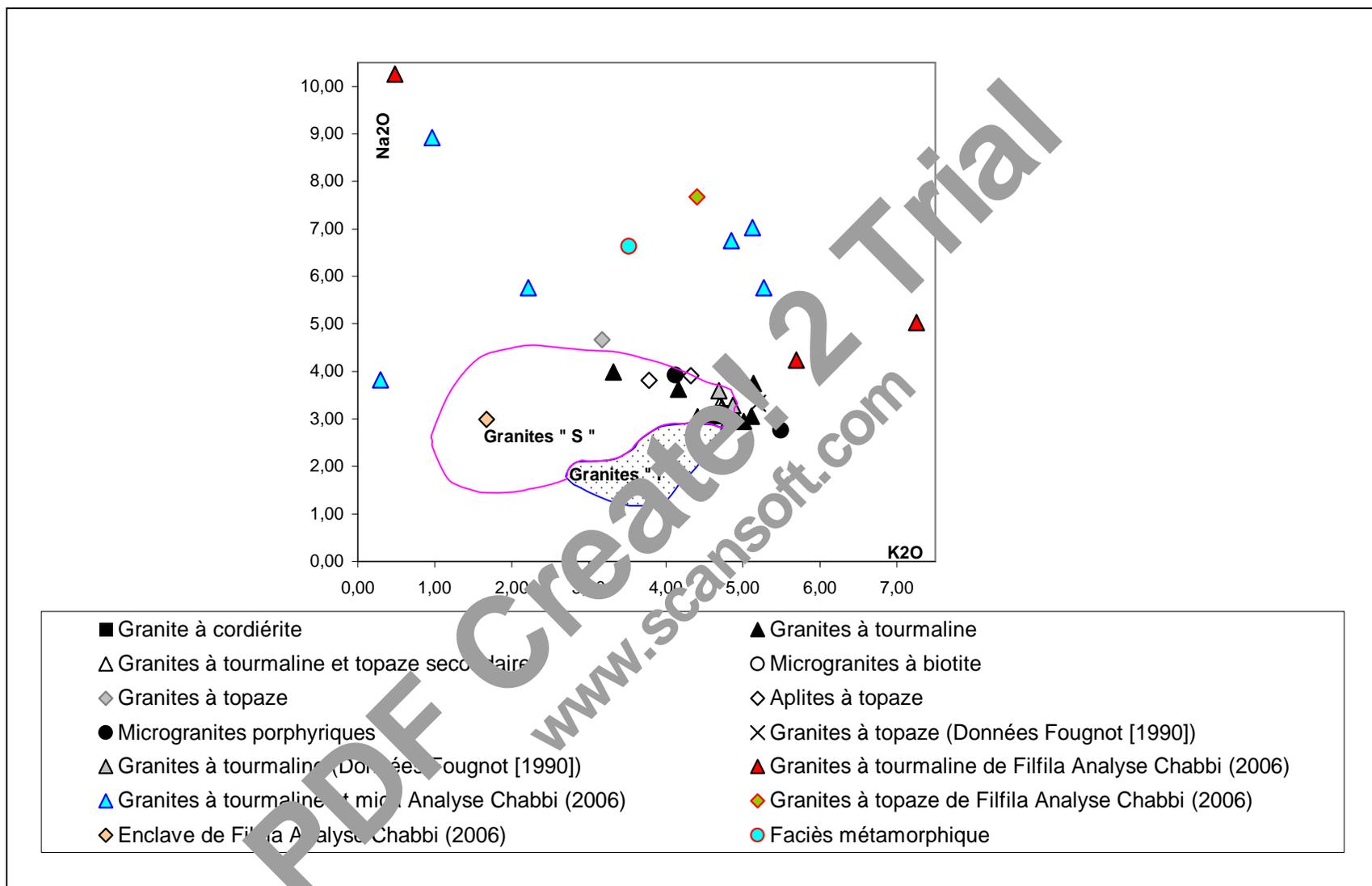
Tableau V : Principaux critères permettant la distinction entre les granites « I » et les granites « S », d'après White et Chappell, 1983 et Ishihara, 1977.

 **Diagramme  $K_2O$ -  $Na_2O$**

Ce diagramme proposé par White et Chappell (1983), vise à vérifier l'attenance des éléments pour le caractère potassique et/ou sodique, ainsi que le type des granites.

Cette classification qui a un but de vérifier le type des granites, a été élaborée par ces deux auteurs dans le cadre d'une étude des granitoïdes de la ceinture de Lachlan dans le Sud Est Australien. Tandis que les granites de type « S » proviendraient de la fusion crustale des roches sédimentaires, les granites de type « I » sont le résultat de la fusion crustale des roches ignées.

Pour mieux visualiser l'apparence de nos granites à l'un ou à l'autre type nous avons projeté nos données représentatifs des roches dans un diagramme  $K_2O / Na_2O$ , dans lequel sont représentés aussi les champs des granites « I » et « S » du Sud Est Australien (**Fig. 37**).



**Fig. 37 : Diagramme K<sub>2</sub>O- Na<sub>2</sub>O des points représentatifs du massif granitique de Filfila dans lequel sont représentés les champs des granitoïdes « I » et « S » d'Australie (White et Chappell, 1983)**

### **Diagramme A/B**

Dans le diagramme chimico-minéralogique A/B de Debon & Le Fort (1983) qui oppose le paramètre A, exprimant l'excès d'aluminium par rapport aux feldspaths ( $A = Al-K-Na-2Ca$ , en millications), à la charge ferro-magnésienne ( $B = Fe+Mg+Ti$ , en millications).

L'utilisation de ce diagramme nécessite toutefois de prendre en compte avec soin les effets des altérations hydrothermales, auxquelles le paramètre A est très sensible, comme on le voit en particulier sur la figure (**Fig. 38**) :

La majorité des granites à tourmaline et granites à tourmaline et mica, ainsi que les granites à topaze se localisent dans les secteurs V et VI du diagramme (Fig. 38).

- Le nuage de points des granites à tourmaline est étiré verticalement, ce qui est un indice d'enrichissement relatif en alumine lors des transformations hydrothermales. Cela est évident en ce qui concerne le sous-groupe des granites à tourmaline et topaze secondaire ; en outre, un examen détaillé des lames minces indique que ceux des granites à tourmaline seule qui sont les plus riches en tourmaline secondaire (qui corrode les feldspaths, avec départ des alcalins dans la phase fluide) sont aussi ceux qui ont le paramètre A le plus élevé. Il faut donc, pour raisonner en termes d'évolutions magmatiques sur les granites à tourmaline, se concentrer sur ceux qui montrent les plus faibles valeurs de A.

- Les points représentatifs des microgranites, des granites à tourmaline (Analyse 2006), des granites à tourmaline et mica (Analyse 2006), et des granites à topaze (Analyse 2006) sont décalés vers de faibles valeurs de A du fait de l'altération à fluorite - épidote, qui se marque en effet par un excès de calcium dans les roches microgranitiques, corrélé à un enrichissement en Sr (**Tableau IV**). Une estimation quantitative est difficile et la position "initiale" des points représentatifs des microgranites sur la figure (**Fig.38**) reste spéculative ; on a considéré, pour en obtenir une estimation, que les teneurs en CaO initiales restaient proches de celles des granites apparentés, voire légèrement supérieures.

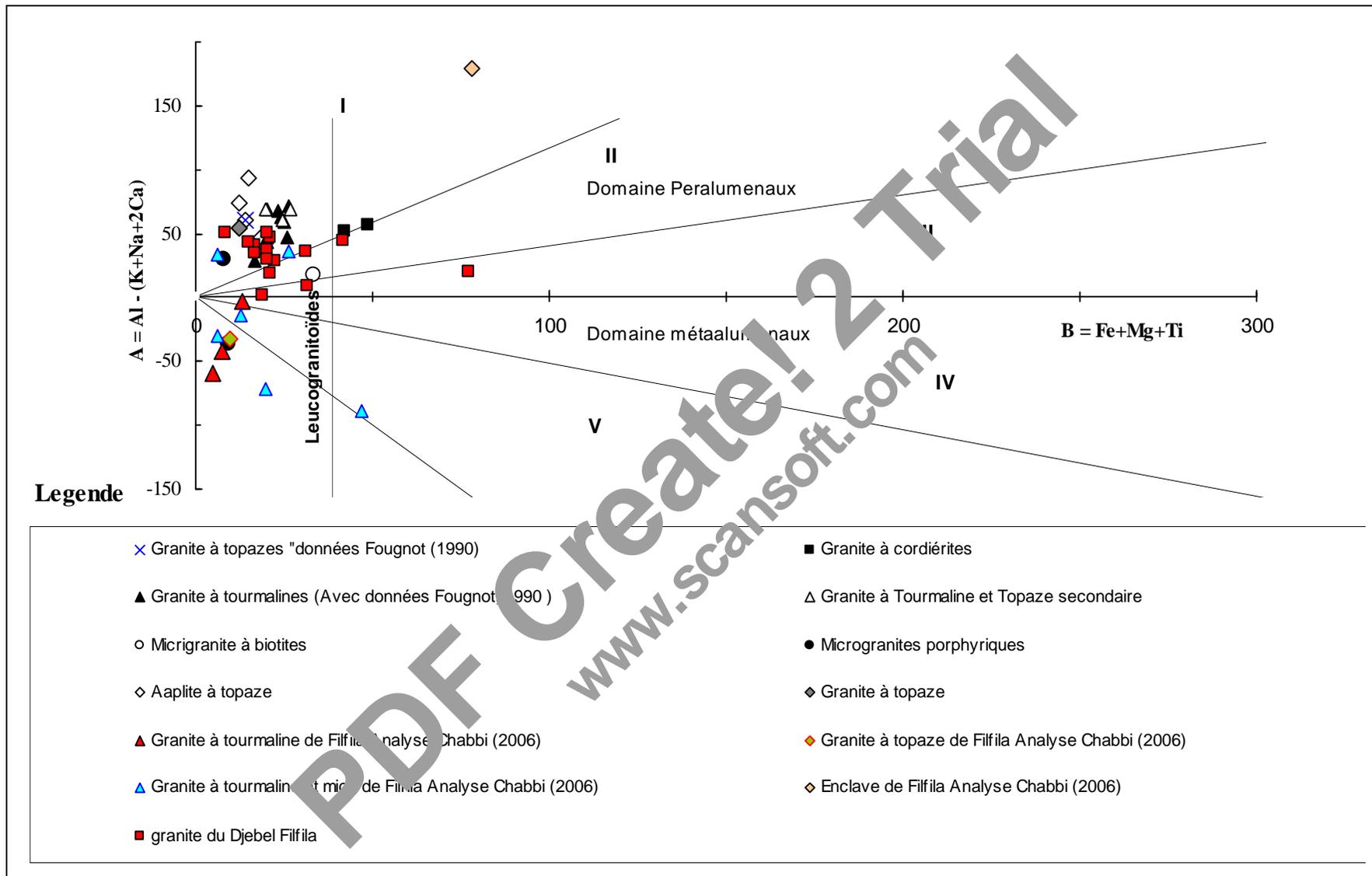
Il ressort que l'ensemble des granitoïdes du Filfila appartient au domaine des leucogranitoïdes à l'exception du faciès à cordiérite ( $B > 40$ ). L'index d'aluminosité (I.A.) est variable selon le groupe de granite, ceci reflète la rareté des phases ferro - magnésiennes et l'abondance des minéraux alumineux (zinnwaldite, topaze et cordiérite), en plus de l'effet de

l'altération hydrothermale comme on l'a déjà expliqué. Les faciès à topaze ont l'index A le plus élevé et caractérisés par les plus faibles valeurs du paramètre B.

La majorité des échantillons des granites à tourmaline, des granites à tourmaline et mica et des granites à topaze, réalisées en 2006, ont une affinité méta-alumineuse, à l'exception des deux échantillons des granites à tourmaline et mica qui tombent dans le domaine peralumineux, tandis que les autres analyses des différents types des granites de l'ensemble de la petite Kabylie publiés ultérieurement appartiennent au domaine peralumineux. Le seul échantillon qui représente l'enclave (Analyse 2006) est Hyperalumineux.

Le rapport  $Mg / (Fe+Mg)$  est faible par rapport aux autres analyses et autres faciès qui sont réalisées ultérieurement et qui sont publiés dans les dernières années.

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com



**Fig. 38 : Typologie géochimique des granitoïdes du Filfila dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1988)**

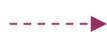
 **Diagramme Q/P**

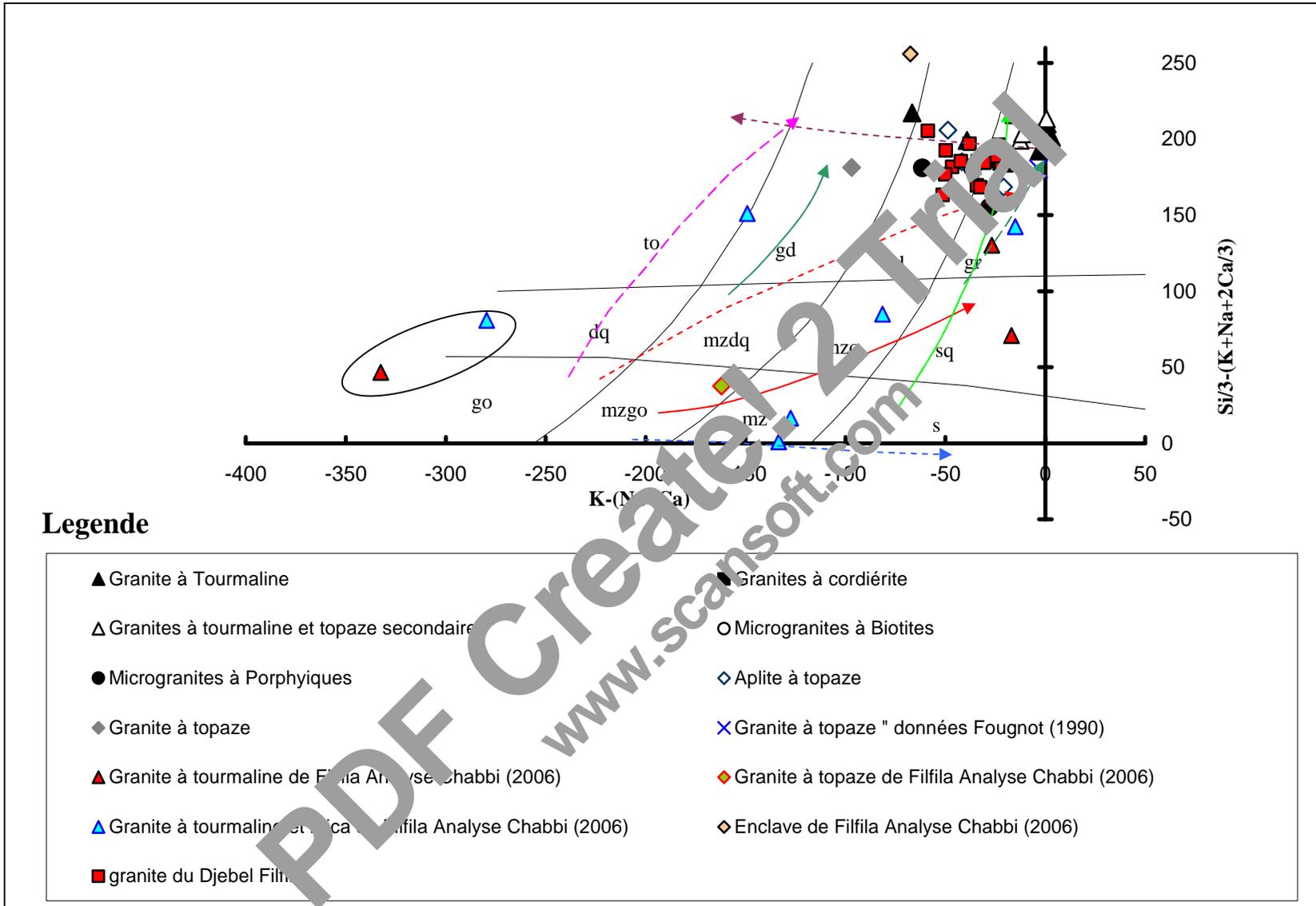
Le report des analyses dans le diagramme Q/P (**fig. 39**) traduit la dominance du plagioclase sur le feldspath potassique de la majorité des faciès à l'exception de deux échantillons de granites à tourmaline et granites à mica (faciès à teneurs élevées Na). Malgré la dispersion des points, le groupe des granites à tourmaline (ceux à topaze et muscovite secondaires), présentent les plus fortes valeurs du paramètre Q et P en comparaison avec les faciès à topaze. Les microgranites quant à eux montrent les plus faibles valeurs du paramètre Q.

D'après le diagramme QP, la plupart des échantillons de faciès des granites à tourmaline et des granites à tourmaline et mica réalisés en 2006 ont une tendance d'évolution des faciès de monzonite vers les faciès des granites aux sens stricte à l'exception des deux échantillons des granites à tourmalines et des granites à tourmaline et mica qui semble être très riches en sodium (Na) et pauvres en K et Ca. La projection du seul échantillon des granites à topaze dans le diagramme de nomenclature QP tombe dans le domaine monzogabbro. L'échantillon de l'enclave tombe dans le domaine granodiorite.

**\* Légende complémentaire du diagramme Q/P.**

**ad** : adamellite (dellenite) ; **dq** : quartz diorite, quartz gabbro, quartz anorthosite, (quartz andésite, quartz basalte) ; **gd** : granodiorite, granogabbro, (rhyodacite) ; **go** : gabbro, diorite, anorthosite, (basalte, andésite) ; **kn** : kennite, Eckermann, 1938, p. 277) ; **gr** : granite, (rhyolite) ; **mz** : monzonite, (latite) ; **mzdq** : quartz monzodiorite, quartz monzogabbro, (quartz latianésite, quartz latibasalte) ; **mzgo** : monzogabbro, monzodiorite, (latibasalt, latianésite) ; **mzq** : quartz monzonite, (quartz latite) ; **s** : syénite, (trachyte) ; **sq** : quartz syénite, quartz trachyte) ; **to** : tonalite, trondhjemite, (dacite). **Ab**, **An** et **Or** correspond aux Albite, Anorthite et Anorthoclase respectivement.

- |                                                                                           |                                                                                                    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  GT    |  SALKL potassic |
|  THOL  |  ALKS           |
|  CALK  |  ALKOS          |
|  SALKD |                                                                                                    |

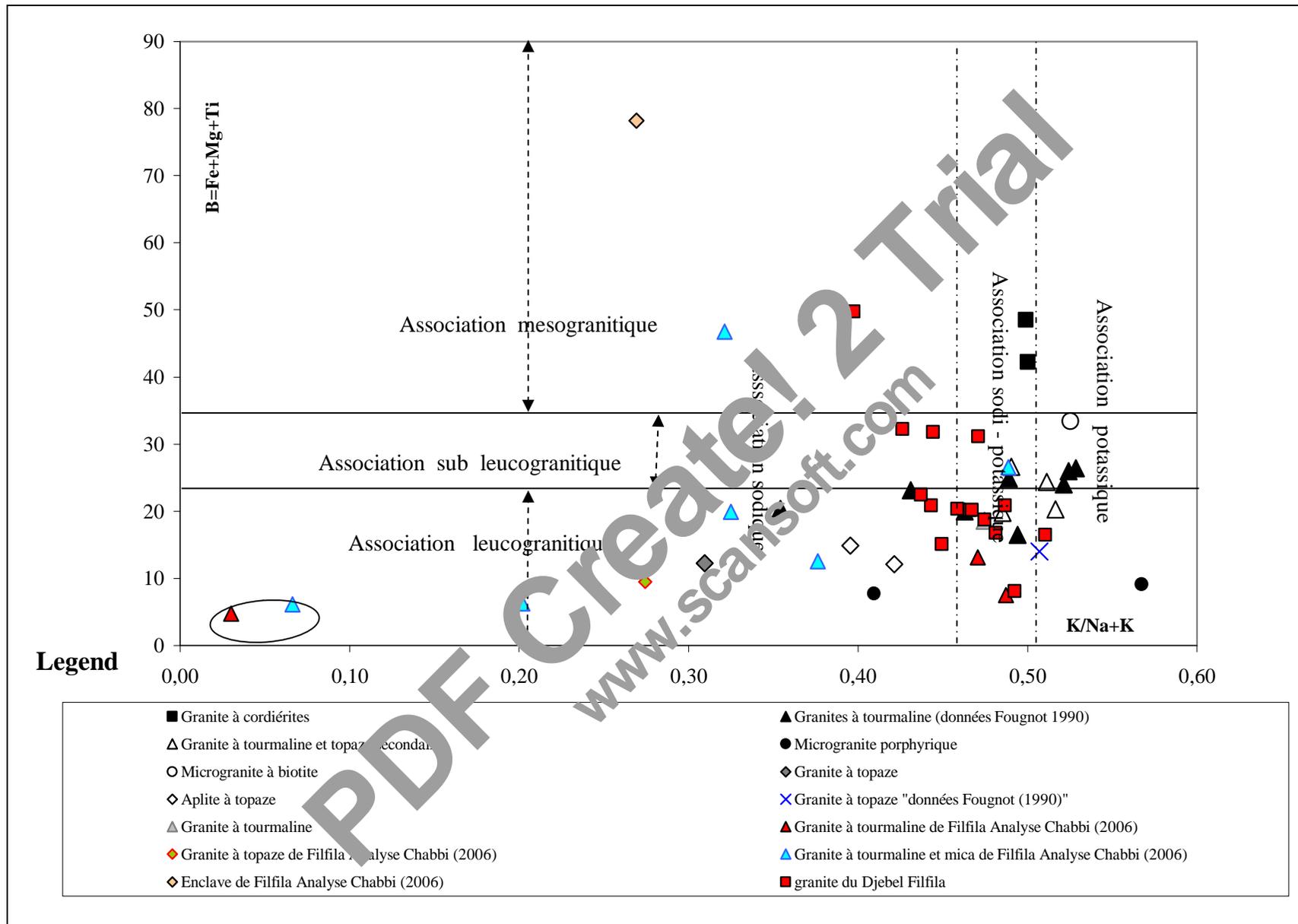


**Fig. 39 : Typologie géochimique des ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme Q/P de Debon et Lefort (1988)**

### **Diagramme B/F**

Globalement, dans le diagramme B/F (**fig. 40**), on note pour l'ensemble des groupes une évolution depuis les associations potassiques et sodi-potassiques jusqu'aux associations sodiques et appartient au domaine leucogranite et rarement sub-leucogranite. Dans le détail, au sein même des granites à tourmaline et des granites à tourmaline et mica, on constate une évolution depuis les faciès à biotites (association sodi-potassique), jusqu'aux faciès à tourmaline et protolithionite (association sodi-potassique à sodique par fois hyper sodique (CF01 et CF06)). Le seul des faciès des granites à topaze appartient aux associations leucogranitiques sodiques.

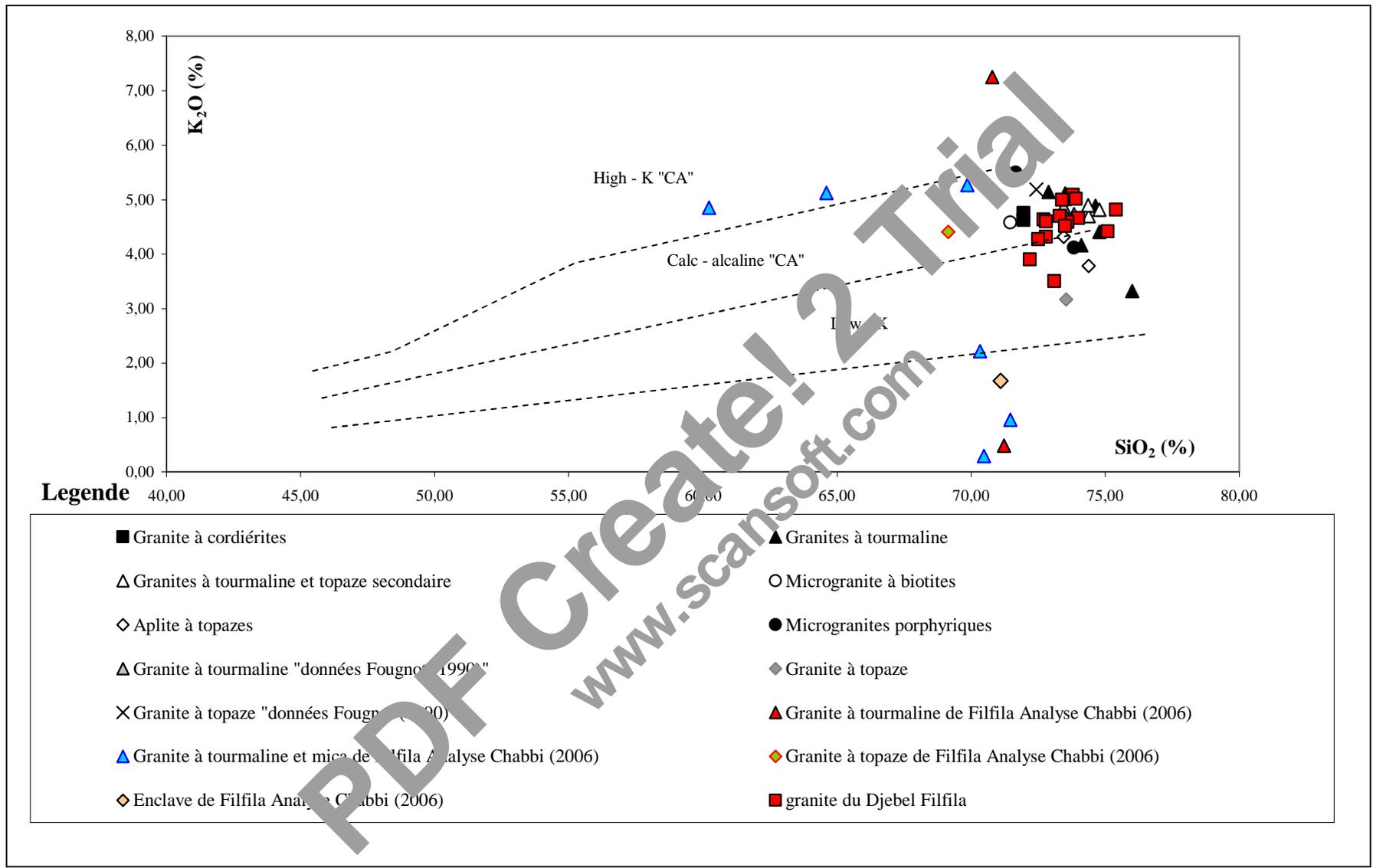
D'une façon générale, il existe une telle continuité entre les groupes des faciès des granites à tourmaline, des granites à tourmaline et mica et les faciès des granites à topaze. Les granites à cordiérite (analyse ultérieure) sont localisés dans le domaine des associations sodi-potassiques sub-leucogranitiques. Les granites à métaux rares (faciès à topaze) se localisent dans les domaines des associations leucogranitiques sodiques. L'échantillon de l'enclave se situe dans l'association mesogranitique sodique, qui révèle sa richesse relative par rapport aux autres faciès (Analyse 2006) en minéraux ferromagnésiens. Sa teneur en alcalin est élevée ( $Na+K= 131,98$ ). Tableaux annexe (Paramètres géochimiques).



**Fig. 40 : Représentation des granitoïdes du Filfila dans le diagramme B en fonction de K/K+Na**

🚩 **Diagramme  $K_2O/SiO_2$**

Dans le diagramme  $K_2O$  vs  $SiO_2$  (fig. 41), les granites à tourmaline se situent majoritairement dans le domaine calco alcalin très potassique "**High-K. CA**". L'analyse (2006) pour le faciès des granites à tourmaline montre qu'ils sont très potassiques (7,25 %) a cause de sa richesse en feldspath potassique (Orthose surtout), à l'exception de l'échantillon CF1 qui présente une valeur très faible en  $K_2O$  (vue sa richesse en biotite). Les faciès des granites à tourmaline et mica (Analyse 2006) se présentent en deux associations (calco-alcaline "**Low-K**" et calco-alcaline très potassique "**High-K. CA**"). Les faciès à topaze évoluent depuis les domaines "**High-K. CA**" au domaine "**CA**", c'est à dire dans le sens d'un appauvrissement en  $SiO_2$  et  $K_2O$  (déplacement de l'eutectique vers le pôle albite). L'échantillon des granites à topaze (Analyse 2006) appartient au domaine «High-K CA». Notons aussi l'évolution parallèles entre les deux ensembles granitiques (granites à tourmaline d'un côté et faciès à topaze de l'autre). Les microgranites se localisent dans le domaine des "**High K. CA**" et coïncident avec l'ensemble des faciès à topaze. L'enclave appartient au domaine "**High-K. CA**".



**Fig. 41 : Position des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme K<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub>**

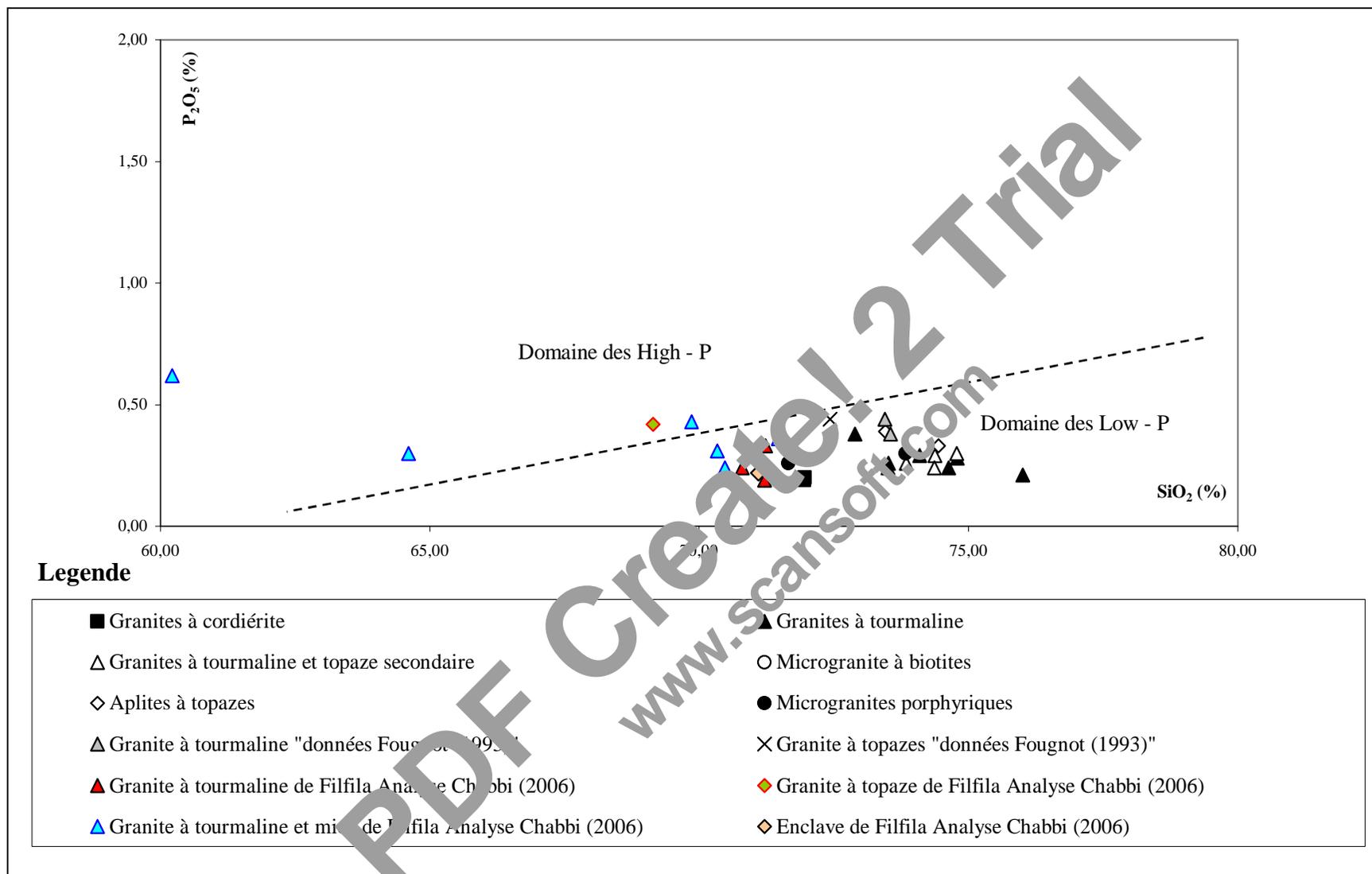
 **Diagramme  $P_2O_5/SiO_2$**

Dans le diagramme opposant  $P_2O_5$  à  $SiO_2$ , tous les faciès granitiques sont situés au dessous de la ligne qui sépare le domaine des "**High-P** granites" des "**Low-P** granites", à l'exception des échantillons (CF09, CF16 et CF04) des granites à tourmaline et mica (Analyse 2006) à cause de leurs richesses en biotite et leur richesse en apatite et monazite, (ce qui est confirmé par les études pétrographiques), ainsi que le seul échantillon des granites à topaze (Analyse 2006). Globalement, les deux groupes évoluent parallèlement vers un enrichissement de  $P_2O_5$  avec une diminution de  $SiO_2$ . Les faciès à topaze sont les plus riches en phosphore. L'enclave se situe dans le domaine "**Low-P**". (**Fig. 42**)

Dans l'ensemble, les granites de Filfila sont riches en  $SiO_2 > 69\%$ , à l'exception des deux échantillons des granites à tourmaline et mica (CF09 et CF16), qui présentent des valeurs  $< 71\%$ .

La richesse des échantillons (CF09, CF16 et CF04) et CF03 en  $P_2O_5$  est confirmée déjà dans la partie pétrographie par la présence des cristaux d'apatite.

- \* - Low-P : faible teneur en phosphore.
- \* - High-P : forte teneur en phosphore.



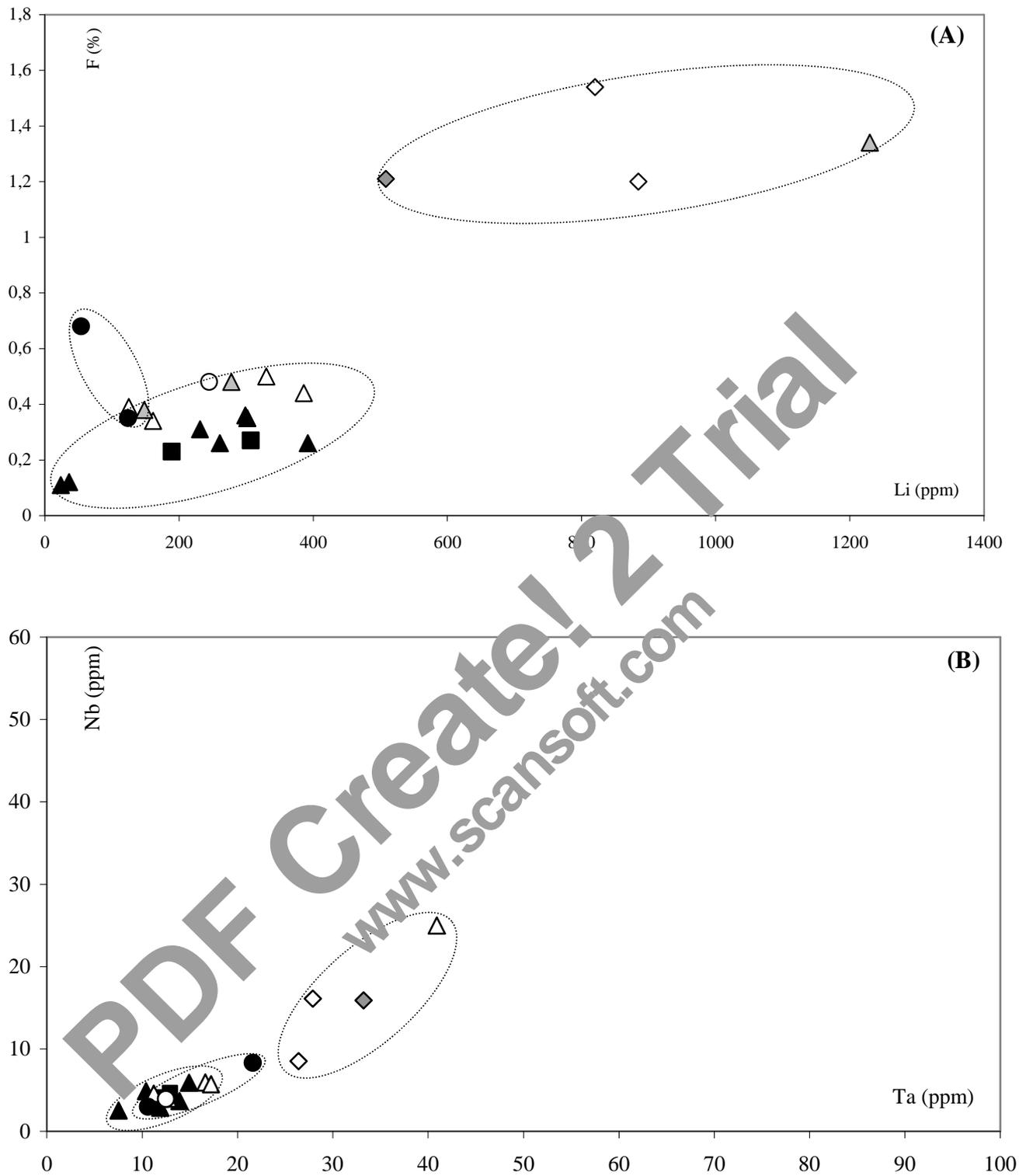
**Fig. 42 : Classification des granitoïdes du Filfila en fonction des teneurs en phosphore (Rimbault *et al.*, 1991; Taylor, 1992)**

## VI. 2. 2-Comportement des éléments en traces dans les diagrammes géochimiques

Les éléments en traces (F, Li, Rb, Ta, Nb, W, et Sn) sont de très bons indicateurs de l'évolution géochimique et pétrogénétique des roches magmatiques ainsi que les phases minérales porteuses de ces éléments. Dans notre cas, les minéraux porteurs de ces éléments sont essentiellement :

- les protolithionites et les zinnwaldites pour le lithium (Li) et le rubidium (Rb) ;
- la topaze et les micas pour le fluor (F) (parfois la fluorite dans les microgranites et granites à tourmaline altérés) ;
- la columbo - tantalite et le Nb - rutile (solution solide rutile - wolframite) pour le tantale (Ta) et le niobium (Nb).
- les wolframites sont les principaux porteurs de W ;
- la cassitérite pour le Sn.

Dans les diagramme **F/Li** et **Nb/Ta** (**fig. 43**), ces éléments sont corrélés positivement pour l'ensemble des groupes granitiques avec un enrichissement significatif des faciès à topaze en ces éléments (il faut aussi noter que certains échantillons de granites à tourmaline et topaze secondaire sont enrichis en ces éléments).



**Fig. 43 : Représentation et évolution des ensembles granitiques du Filfila dans les diagrammes F/Li (A) et Nb/Ta (B).** (Même légende que pour les éléments majeurs).

Dans le diagramme **Rb vs Li**, (**fig. 44**), le groupe des granites à tourmaline présente une corrélation positive assez nette avec un enrichissement en ces deux éléments pour les faciès à topaze secondaire et protolithionite. Les faciès à topaze évoluent vers un enrichissement en Li avec des teneurs +/- constantes en Rb.



**Fig. 44 : Evolution des teneurs en rubidium (Rb) en fonction du lithium (Li) dans les différents ensembles granitiques du Filfila**

carrés noirs : granites à cordiérite; triangles noirs : granites à tourmaline; triangles blancs : granites à tourmaline et topaze secondaire; losanges (blancs : aplites à topaze et gris : granites à topaze; cercles noirs : microgranites porphyriques ; cercle blanc : microgranite à biotite

Dans les diagrammes opposant l'étain et le tantale au lithium (**Sn/Li** et **Ta/Li**) (**fig. 45**), les éléments de métaux rares (Sn et Ta) sont corrélés positivement au lithium pour l'ensemble des granites à tourmaline avec un enrichissement significatif pour les faciès à protolithionite et topaze secondaire. A l'inverse l'étain et le tantale sont corrélés négativement avec le lithium dans l'ensemble des faciès à topaze.

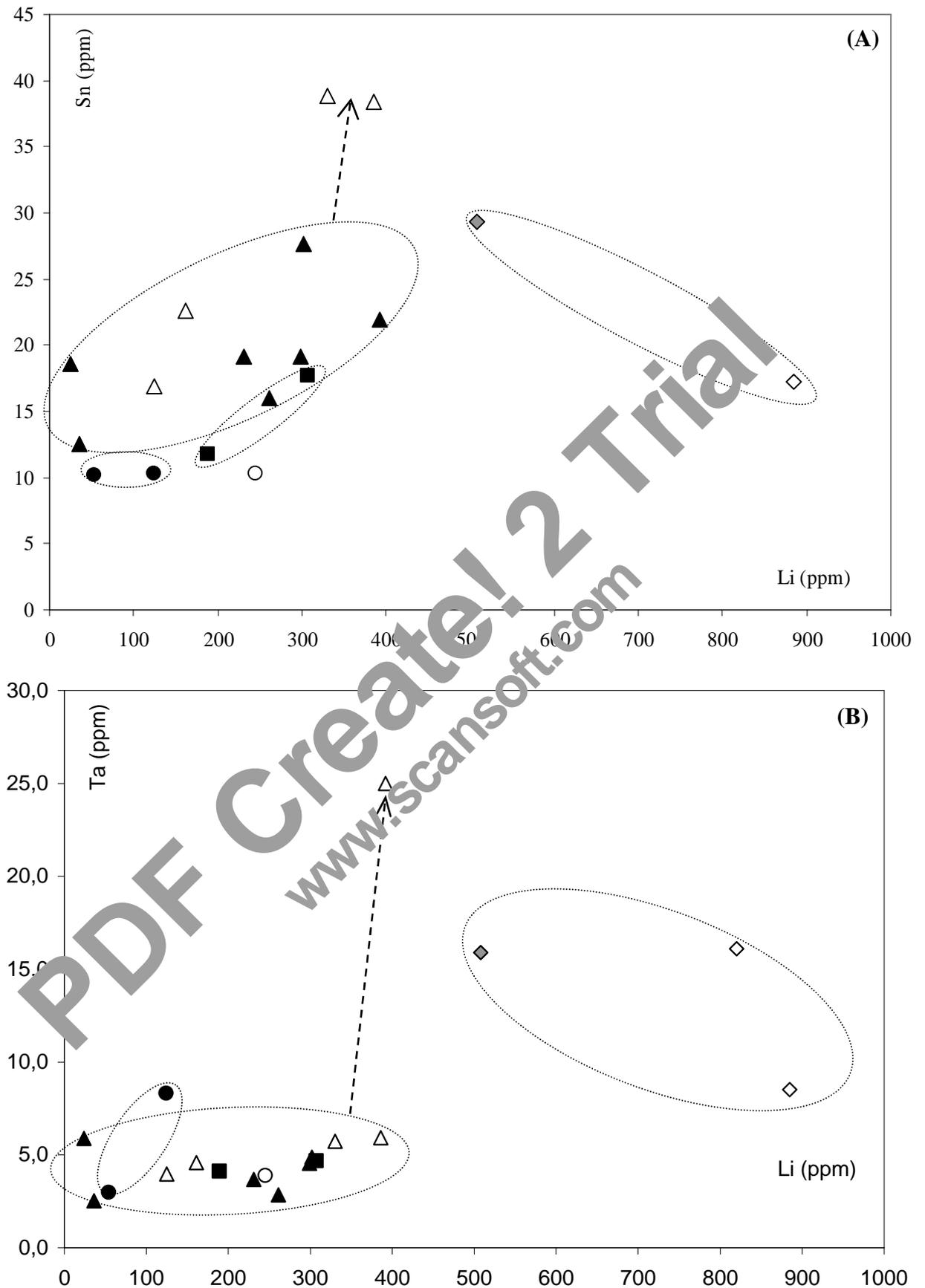
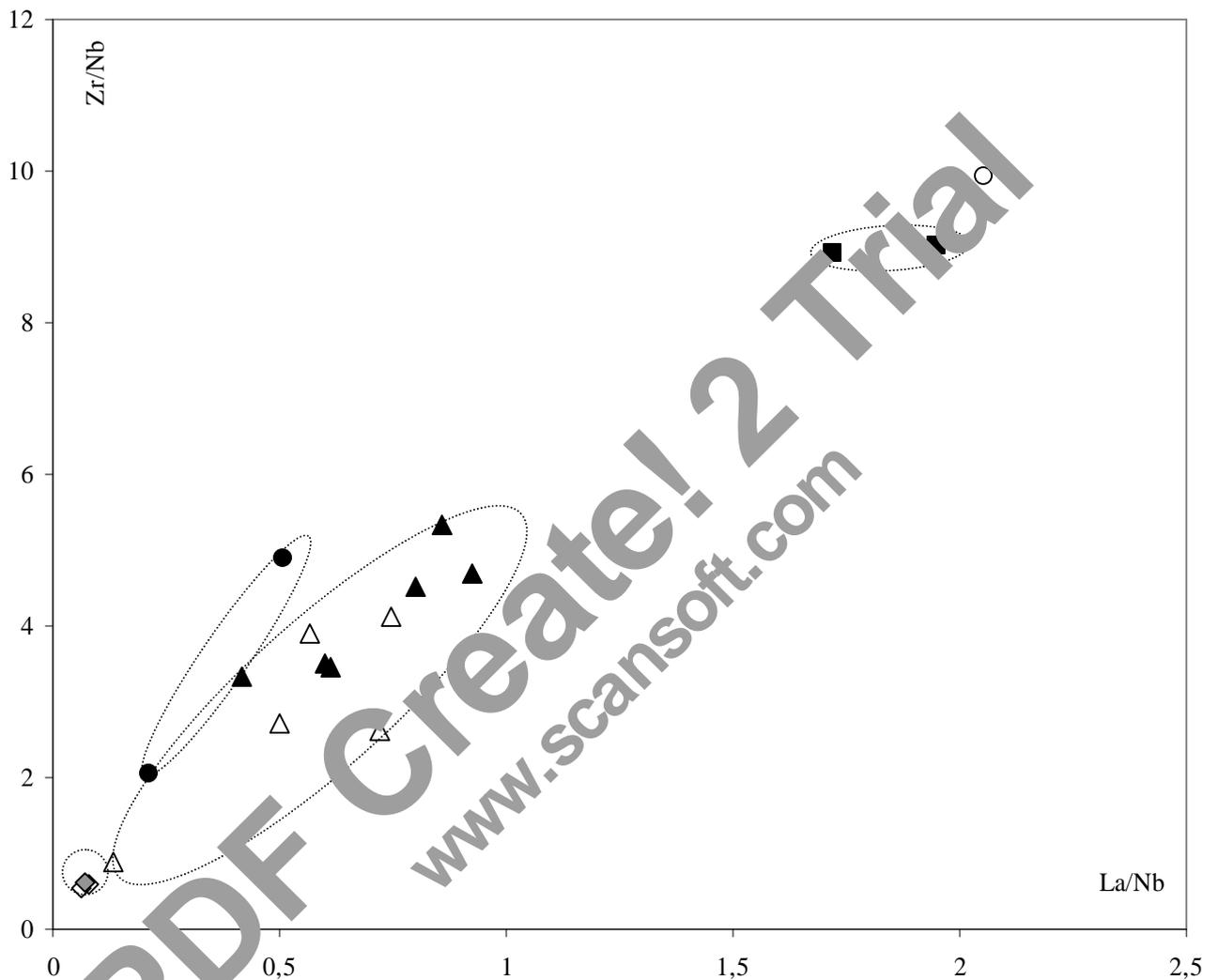


Fig. 45 : Evolution de l'étain (Sn) [A] et du tantale (Ta) [B] en fonction de Li ; dans les différents ensemble granitiques du Filfila



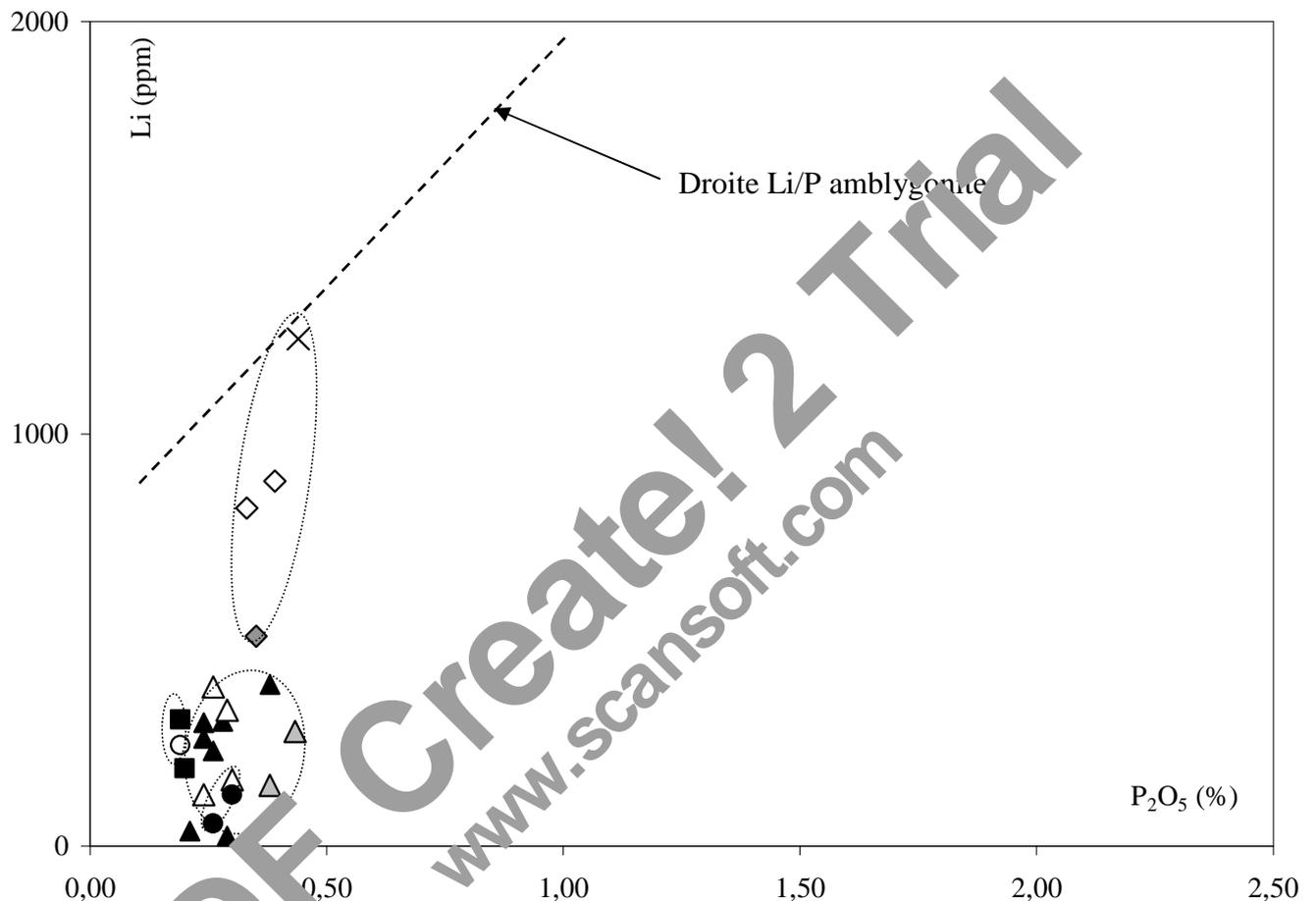
accessoires tels que le zircon et la monazite. Globalement, le groupe des granites à tourmaline évolue depuis les faciès à biotite jusqu'aux faciès à protolithionite et topaze secondaire dans le sens d'une décroissance des deux rapports ( $Zr/Nb$  et  $La/Nb$ ). Le groupe des faciès à topaze représente les plus faibles rapports qui s'explique par ses faibles teneurs en zirconium et lanthane.



**Fig. 47 : Evolution des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme  $Zr/Nb$  en fonction de  $La/Nb$**

carrés noirs: granites à cordiérite; triangles noirs: granites à tourmaline; triangles blancs : granites à tourmaline et topaze secondaire; losanges (blancs : aplites à topaze et gris : granites à topaze; cercles noirs : microgranites porphyriques ; cercle blanc : microgranite à biotite

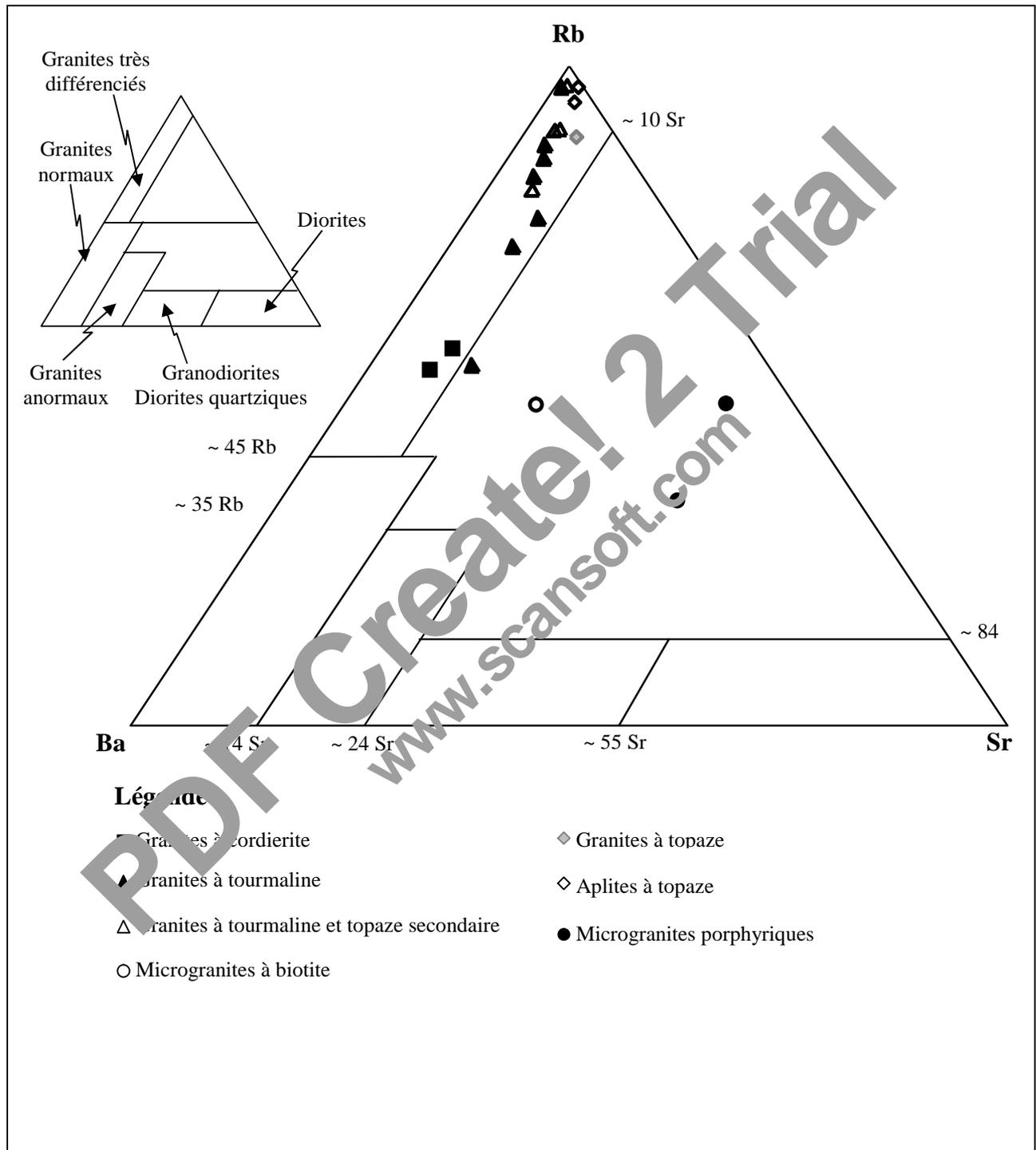
Dans le diagramme **Li vs P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>** (fig. 48), seul le groupe des faciès à topaze présente une corrélation positive très nette entre ces deux éléments. La phase minérale principalement porteuse de ces deux éléments est l'amblygonite (phosphate de lithium), qui n'a pas été observée dans notre cas; seule l'apatite et la monazite pour le phosphore et la zinnwaldite pour le lithium sont présentes dans ce groupe de roches.



**Fig. 48** Classification des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme **Li en fonction de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>**

carrés noirs: granites à cordiérite; triangles noirs et gris (données Fougnot 1990): granites à tourmaline; triangles blancs : granites à tourmaline et topaze secondaire; losanges (blancs : aplites à topaze et gris : granites à topaze, croix : granite à topaze "donnée Fougnot 1990" ; cercles noirs : microgranites porphyriques ; cercle blanc : microgranite à biotite

Le diagramme Rb–Ba–Sr (**Fig. 49**) a été proposé par El Bousseily et El Sokkary (1975) pour caractériser les granites. Tous les échantillons sont exclusivement localisés dans le domaine des granites très différenciés à l'exception d'un seul échantillon des granites à tourmaline, ainsi que les microgranites à biotite et les microgranites porphyriques. Les faciès des granites à topaze occupent le pôle extrême (Rb), tandis que les granites à cordiérites occupent la base du domaine des granites très différenciés.



**Fig. 49 : Distribution des différents types des granites dans le diagramme triangulaire**

**Ba- Rb- Sr**

### VI. 3- Etude comparative des granites de la Petites Kabylie

Le but de cette étude est de faire une comparaison entre les granitoïdes de Filfila et leurs homologues de la Petite Kabylie, et de caractériser leur affinité magmatique.

#### 🚩 *Diagramme A/B* (A= Al-(K+Na+2Ca); B= Fe+ Mg+ Ti)

Il ressort que l'ensemble des granitoïdes du Filfila appartient au domaine des leucogranitoïdes, au contraire à ses homologues de Petite Kabylie. Ainsi que la rareté des phases ferro - magnésiennes et l'abondance des minéraux alumineux (zinnwaldite, topaze et cordiérite), ce qui explique la pauvreté en minéraux colorés par rapport aux autres types de granites dans la région de la Petite Kabylie (**Fig. 50**).

#### 🚩 *Diagramme Q/P* [P= K- (Na+Ca) Q= Si/3-(K+Na+Ca/3)]

Les granites de Filfila (surtout nos analyses réalisées en 2006) sont plus riches en Na et pauvres en K par rapport ses homologues de la Petite Kabylie. Ces caractères se traduisent sur le terrain par la dominance des phases albitiques (**Fig. 51**).

#### 🚩 *Diagramme B/F*

La majorité des faciès granitiques de Filfila sont des leucogranites variés des domaines potassiques vers le domaine sodique (parfois très riche en Na) au contraire des autres faciès granitiques de la Petite Kabylie qui se projettent soit dans le domaine des sub-leucogranites soit dans le domaine des mésogranites et qui sont relativement pauvres en Na, à l'exception de quelques exceptions des granites de Bougaroun (**Fig. 52**).

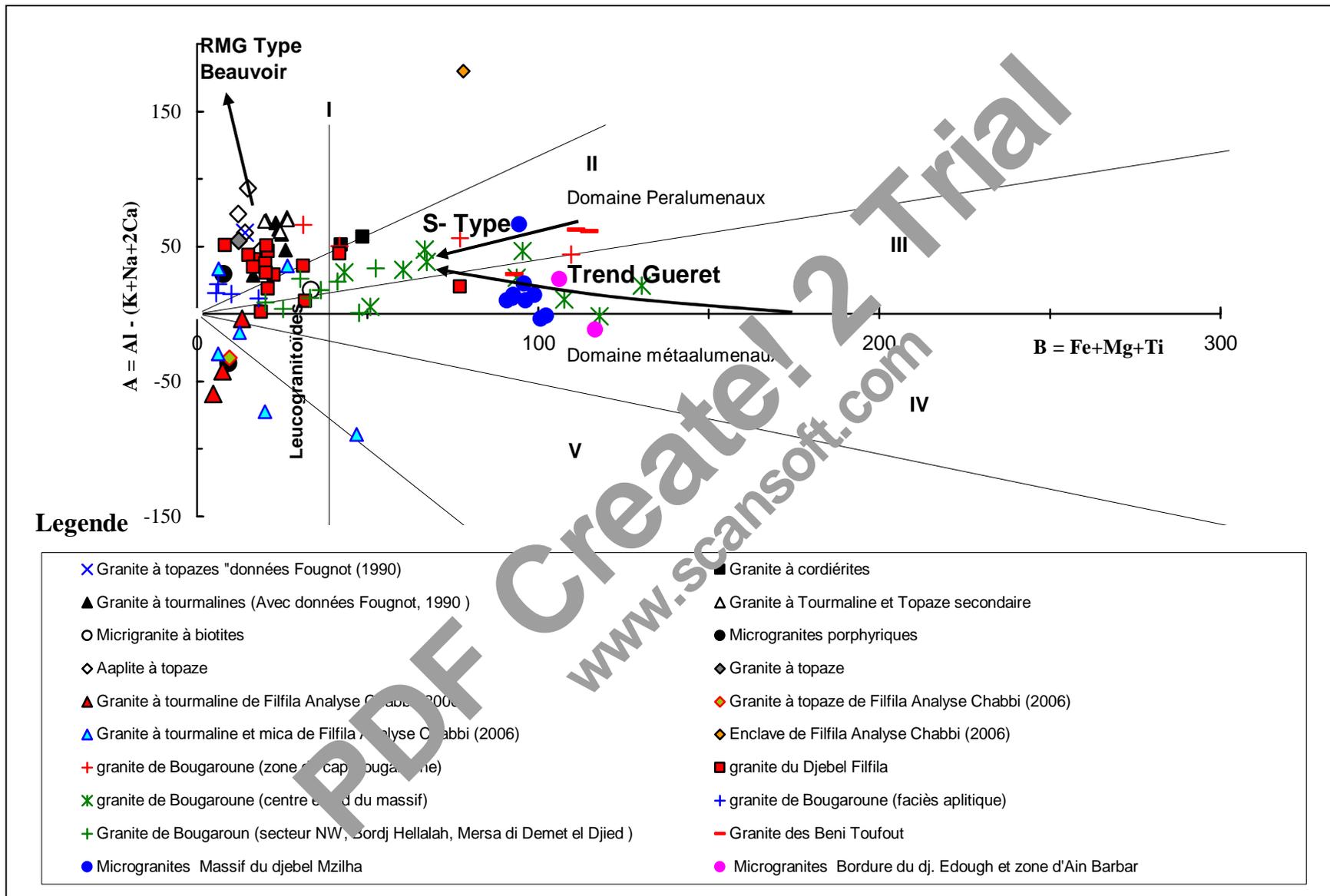
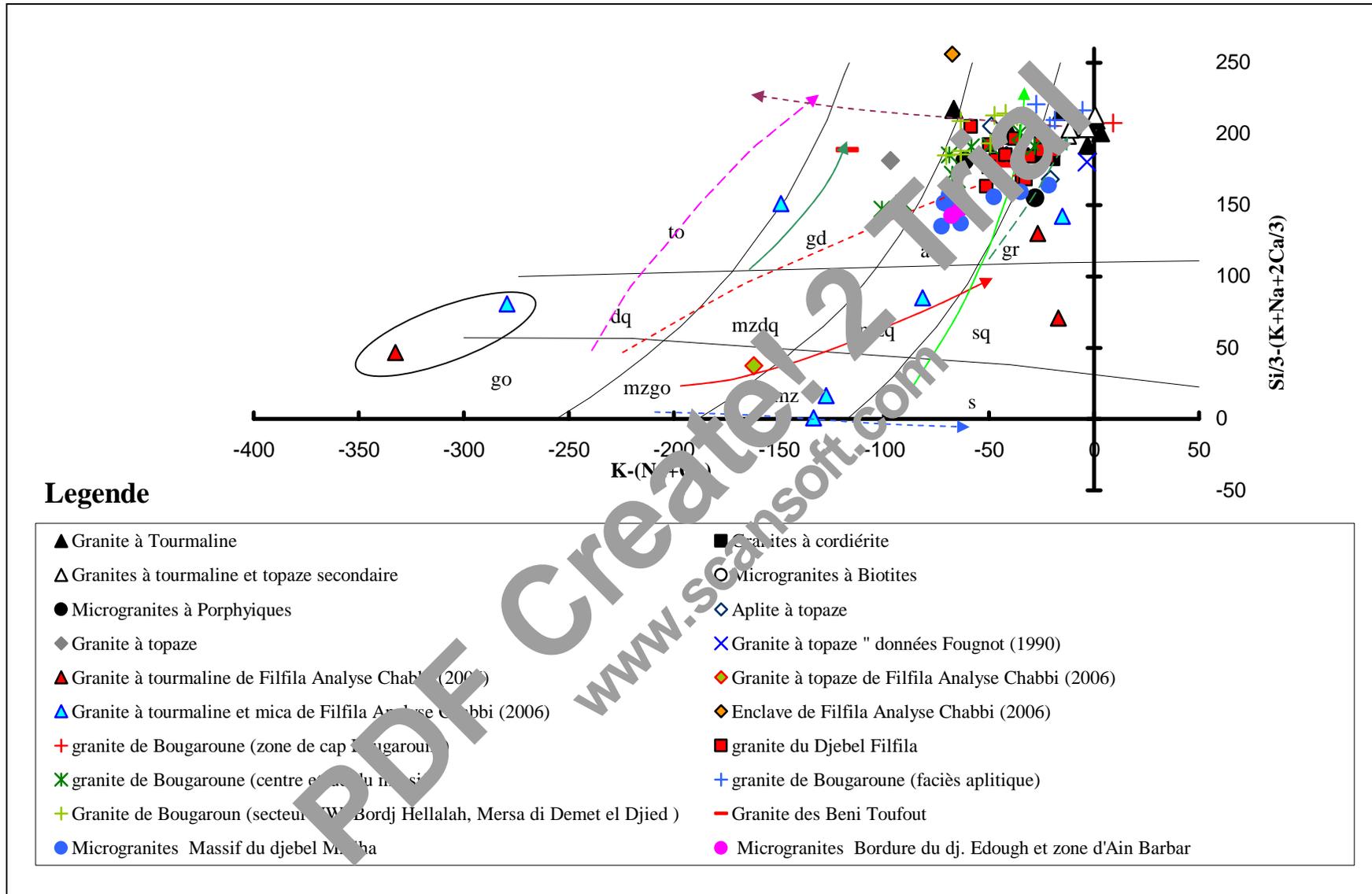


Fig. 50 : Typologie géochimique des granitoïdes de la Petite Kabylie dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1988)



**Fig. 51 : Typologie géochimique de s ensembles granitiques de la Petite Kabylie dans le diagramme Q/P de Debon et Le Fort (1988)**

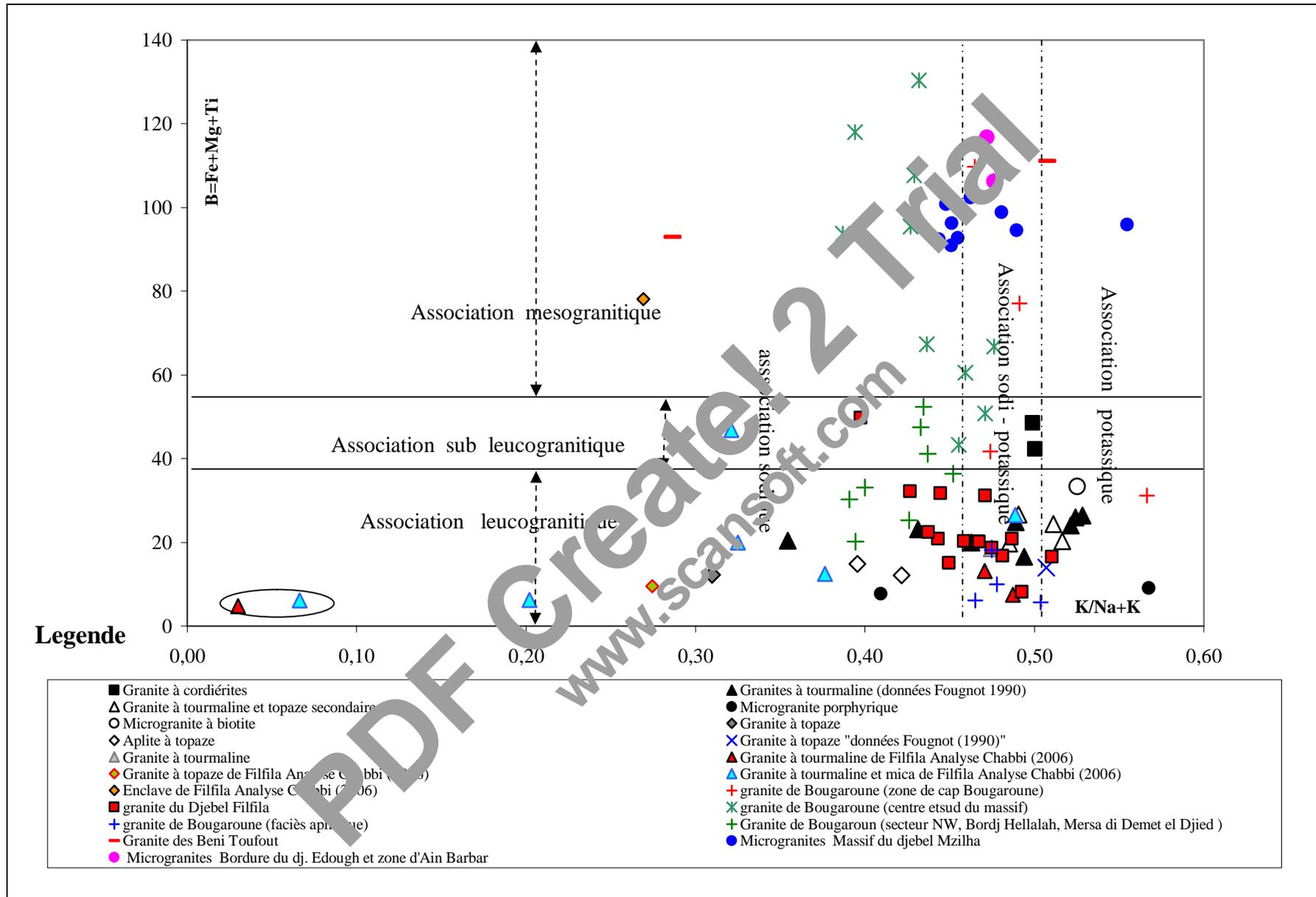


Fig. 52 : Représentation des granitoïdes de la Petite Kabylie dans le diagramme B en fonction de K/(K+Na)

### VI. 3- Conclusion

Les analyses réalisées pour les différents faciès granitiques de Filfila montrent qu'ils sont peralumineux ( $A/CNK > 1.1$ ), relativement fractionnés avec des teneurs en  $SiO_2$  comprises entre 60.22 et 76.01% et potassiques avec des rapports  $K_2O/Na_2O$  compris entre 0.05 et 1.99 (exception pour les faciès à topaze).

Dans l'ensemble, les granites de Filfila sont pauvres en  $CaO$  ( $< 1.2\%$ ) à l'exception des microgranites où cette teneur est élevée. Ces granites sont généralement peu magnésiens, relativement riches en phosphore et pauvres en Ni et Cr. Ils contiennent tous des teneurs significatives en fluor ( $\geq 0.2\% F$ ).

En générale les faciès granitique de Filfila sont riches en uranium ( $3 \text{ ppm} \leq U \leq 28,6 \text{ ppm}$ ) avec des rapports Th/U compris entre 0,2 et 1,8;

Tous les faciès à topaze sont riches en minéraux porteurs des métaux rares (des teneurs élevés en Sn, W, Nb, Ta) et relativement riches en Zr; riches en K et Cs.

CONCLUSION  
GENERALE

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

## VII- CONCLUSION GENERALE

Situé en Petite Kabylie à une vingtaine de Km à l'Est de Skikda, le massif de Filfila appartient à la zone interne des Maghrébides. Il présente toutes les unités classiques. Ce massif d'âge Langhien (15.3 Ma) comprend deux petits stocks allongés conformément à l'orientation générale des structures de la région dans une direction WNW-ESE.

La mise en place de ces deux intrusions granitiques s'est effectuée à faible profondeur

Les travaux antérieurs montrent qu'il existe deux types de granites différenciés :

Un granite à tourmaline et à topaze de grains grossiers à moyens dominant, et un autre peut représenté à grains fins à nodules de cordiérites et +/- biotite.

Les granites et aplites à MR de Filfila sont riches en feldspath surtout potassique, en mica lithinifère (zinnwaldite et protholithionite), en topaze. Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le Zircon et/ou la monazite, la columbite-tantalite, le rutile-Nb-Ta, la cassitérite et la wolframite.

Les stockscheiders de Filfila sont des formations Aplo-pegmatiteiques avec des feldspaths potassiques à morphologie plumeuse (5 à 10 cm de longueur) et localement des arborescences micacées (F. biotite à protholithionite). Ces feldspaths sont très chargés en inclusions de quartz et de quelques lattes d'albite légèrement perthitiques et partiellement ou totalement albitisés. Les micas sont altérés en chlorites. La tourmaline est de forme palmée à contours irréguliers parfois avec des inclusions de quartz, de mica et de la topaze. Les minéraux accessoires sont représentés par : le zircon comme inclusions dans les micas et la tourmaline ; le monazite associé aux chlorites ; l'apatite dans la matrice ou en inclusions dans les feldspaths potassiques ; ainsi que la cassitérite comme inclusions dans les feldspaths potassiques.

La cristallisation du faciès grossier à moyen s'est effectuée en présence d'une phase fluide importante, tandis que l'altération hydrothermale est parfois intense.

La richesse relative en feldspath potassique par rapport au plagioclase distingue les granites de Filfila de leurs homologues de Petite Kabylie.

La minéralogie des différents types de granites permet de mettre en évidence : la variation des plagioclases (zonation normale), traduisant ainsi le rôle joué par la cristallisation fractionnée dans les différentes phases de cristallisation au sein de la série des granites à tourmaline.

Les études géochimiques des éléments majeurs du massif de Filfila ont montré que le granite de Filfila est moins riche en minéraux colorés, plus siliceux et plus potassique que ces homologues de la Petite Kabylie. Le caractère peralumineux et crustal des roches nous a permis de le rattacher aux granitoïdes de type « S ». Tandis que la dispersion des analyses dans les diagrammes pour la plupart des éléments et spécialement les alcalins, peut être expliquée par l'intensité des phénomènes d'altération, hydrothermale.

Les concentrations des éléments en traces dans le massif de Filfila, comme pour les éléments majeurs montrent de grandes divergences par rapport aux autres granitoïdes de types « S » de la Petite Kabylie.

Contrairement aux autres types de granites de la Petite Kabylie, le granite différencié de Filfila montre des teneurs très basses en certains éléments tel que Sr, Ba, Zr et en éléments de transition V, Cr, Ni, et Sc, tandis que les teneurs en K<sub>2</sub>O sont très élevées. Alors que le rapport Th/U est anormalement bas (< 1) ce qui peut être expliqué par les valeurs particulièrement élevées de l'uranium dans les granites Filfila par rapport à celles du thorium.

Vu leurs richesses en minéraux lithophiles et en éléments des minéraux à métaux rares [Nb, Ta, W, Sn, Li, ...], les faciès du granite et aplite à topaze peuvent être utilisés dans la prospection minière, comme guides métallogéniques pour la recherche des minéraux porteurs des métaux rares dans le massif de Filfila.

## **REFERENCE BIBLIOGRAPHIE**

**Abdel- Rahman., 1994.** Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magma. *Journal of petrology* 35, pp. 525-541.

**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.

**Aissa, D. E., Kasraoui, M., Kehal, A. et Marignac, C., 2000.** Magmatisme peralumineux et potentiel en métaux rares dans l'Est algérien. *Colloque Métallogénie 2000*, Nancy, p.3-4.

**Aissa, D. E., Cheilletz, A and Marignac, C., 2001.** magmatic fluids and skarn mineralization : the Burdugalian As-W skarn at Karézas (Edough massif, NE Algeria). In: *Proceedings of the 6<sup>th</sup> SGA Meeting, Krakow, A. A. Balkema/ Rotterdam/ Brookfield*, pp. 877-880.

**Arafa, A., 1997.** Les granites de Beni Touffraj (Région de Collo, Algérie) ; Etat structurel et distribution de l'uranium. *Memoire de Master*, Univ- Annaba.

**Belkasmî, M., Cuney, M., Boushab, A., Marignac, C. and Bastoul, A., 1999.** Are there any rare-metal granitoids in the Moroccan Massif Central? In: *Stanly, C. J. et al.(Rds), Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Rotterdam, vol. 1, pp. 305-308.

**Belkasmî, M., 2000.** Cristallochimie des micas et des minéraux accessoires des granites à métaux rares : implication pétrogénétique. Découverte de disséminations à métaux rares dans le complexe granitique du Ment (Maroc central). *Thèse Doct. Etat, Université de Fès (Maroc)*, 308 pp.

**Bellon, H., et Brousse, R., 1976.** Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essi de synthèse. *Bull. Soc. Géol. France*, n° 7, XIX. 469-480.

**boissonnas, J., 1973.** Les granites à structure concentrique et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI*, 2 Vol., 661 pp.

**Borsi, S., Ferrara, G., et Tongiorgi, E., 1967.** Determinazione con metodo K-Ar dell'età delle rocce magmatiche della Toscana. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 86 : 403-410.

**Bouabsa, L., 1987.** Intrusions granitiques à albite-topaze : minéralisations stannio-wolframifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Nancy 1*, 193 pp.

**Bouabsa, L., Marignac, C., Cuney, M., Gherbi, C., 2005.** Le complexe granitique langhien du Filfila (Nord-Est constantinois, Algérie) : Granites à cordiérites, granites à tourmaline et granites à métaux rares. Nouvelles données minéralogique et géochimiques et conséquences pétrologiques. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol. 16, n°1*, pp.15-53, 2005.

**Bouillin, J. P., 1977.** Géologie alpine de Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. *Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie.*, 511 pp.

**Bouillin, J. P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mém. Soc. Géol. France 135*, 1-84.

**Boushaba, A. et Marignac, C., 1996.** Les altérations hydrothermales associées au granite permien du Ment (Massif central marocain, Permien) : relation chronologiques et contrôle structuraux. In : Medina, F. (ed), *le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances*, Edition PUMAG, Marrakech, pp. 113-157.

**Cerny, P., 1991a.** Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatites fields: I geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precamber. Ras.* 51, p. 429-468.

**Cerny, P., 1992.** Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare element granitic pegmatites in the light of current research. *Applied Geochem.*, 7, p. 393-416.

**Chalal, M. et Marignac, C., 1997.** Découverte de wolframo-ixiolite dans les microgranites à albite-topaze d'Aléméda (Hoggar central, Algérie) : implication métallogéniques. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 8, 1, 71-79.

**Chappell, B. W. et White, A. J. R., 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geol*, 8: 173-174.

**Charoy, B., 1979.** Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites : conséquences métallogéniques. *Mémoires des Sciences de la Terre (Nancy)* 37, 1-364.

**Charoy, B., Noronha, F., 1991.** The argemela granite-porphyry (Central Portugal): The subvolcanic expression of a high-fluorine, rare-element pegmatite magma. In Pagel et Leroy (eds), *Source, Transport and Deposition of Metals*, belkema, Rotterdam. P. 741-744.

**Charoy, B., Chaussidon, M., Noronha, F., 1995.** Lithium zonation in white micas from the Argemela microgranite (central Portugal): an in-situ ion- electron-microprobe and spectroscopic investigation. *Eur. J. Mineral.*, 7, p. 335-352.

**Chauris, L., et Iulzac, Y., 1973.** Les aplites à topaze et les stockscheiders du leucogranite de scaër (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne (C)*, 1, 21-30.

**Cheilletz, A Bertrand, J. M., Charoy, Moulahoum, O., Boubsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J. L., Dautel, Archibald, D. A. et Boullier, 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. *Bull. Soc. Géol. France* 63, 735-750.

**Cuney, M., Marignac, C. And Weisbrod, A., 1992.** The Beauvoir topaz-lepidolite-albite granite (Massif Central, France): a highly specialized granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin. *Econ. Geol.*, 87, 1766-1794.

**Cuney, M., Sttussi, J. M. and Marignac, C., 1994.** A geochemical comparison between west- and central-european granites: implications for the origin of rare metal mineralization. In: Seltman, R., Kämpf, H., Möller, P. (Eds.), *Metallogeny of collisional orogens*, *Czech Geological Survey*, Prague, pp. 96-102.

**Debon, L., Le Fort, P. L., 1988.** A cationic classification of common pluton rock and their magmatic association: principle, method, application. *Bull. Min.*, 111: 5.

**Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1962.** Rock forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates. *Longmans, Green and Co. Ltd*, 269 pp.

**Durand Delga, M., Raoult, J. F. et Villa, J. M., 1967.** Situation en fenêtre du secondaire du djebel Safia (Nord- Constantinois, Algérie). *Extr. du C. R. Som. Des séances de la Soc. Géol. France*. pp. 101.

**Durand Delga, M., 1969.** Mise au point sur la structure du Nodr-Est de Berbérie. *Bull. Serv. Géol. Algérie* 39, 89- 131.

**Durand-Delga, M, et Fontboté, J. M., 1980.** Le cadre structural de la méditerranée occidentale. *Mém. Bur. Rech : Géol. Min.*, 115, 65-85.

**El Bousseily, A. M., et El Sokkary, H. A., 1975.** The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chimical Geol.*, 16, 3, 207-219.

**Ficheur, E., 1903.** Les terrains anciens et l'Eocène métamorphique dans les massifs numidiens. *Bull. Soc. Géol. France., paris, série n°4, t. III*, pp. 407-431.

**Fontailles, M., 1987.** La composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Echassières comme image de leur évolution magmatique. *Geologie de la France ; n°2-3*, p. 149-178.

**Foster, M. D., 1960a.** Interpretation of the composition of tricahedral micas.

*U. S. Geol.. Survey Prof. Paper , 354-B*, p. 11-49

**Fougnot, J., 1990.** Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois. *Thèse Doct. INPL (Nancy)*, 358 pp.

**Fourcade, S., Capdevila, I., Cabadi, A. and 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.

**Fuchs et de Lamoignon, 1893. In Nesen, G., 1981.** Le modèle exogranite-endogranite à stockschafer et métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa-Comba (Galice, Espagne). *Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Nancy 1*, 327 pp.

**Gagny, C., 1968.** Pétrogenèse du granite des crêtes (Vosges méridionales). *Thèse Etat. Nantes*

**Gharbi, C., 1998.** Caractérisation pétrologique, géochimique et métamorphique des leucogranites très évoluées du Filfila (Skikda). Nouvelles interprétations. *Thèse de Magister, Univ. Badji Mokhtar (Annaba)*, 164 pp.

**Glangeaud, L., 1933.** Etude pétrographique et minéralogique du loccolite post-Burdigalien du djebel Arroudjaoud (province d'Alger). *Bull. Soc. Géol. France. Paris*, 5<sup>ème</sup> série, t. III, pp. 367-379.

**Gottesmann, B., Tischendorf, G., 1978.** Klassifikation, chemismus und optik trioktaedrischer glimmer. *Z. Geol. Wiss.*, 6, p. 681-708.

**Gourdant, J. P., 1994.** Mécanismes des solutions solides dans les tourmalines. Solubilité du fluor et distributions cationiques dans les tourmalines sans sodium. DEA, *Uni. De Poitiers et d'Orléans*, 40 pp.

**Guidotti, C. V., Cheney, J. T., Guggenheim, S., 1977.** Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 62, p. 438-448.

**Guinsburg, A. I., Gorzhevskaya, S. A., Erofeeva, E. A., Sidorenko, G. A., 1960.** Titanium-tantalum-niobates. *Geol. Torozhd. Redk. Elem. Nauch. Isslea. Inst. Mineral. Syrya*, 10, 168 p.

**Hacini, M., 2000.** Contribution à l'étude de la distribution des Radion-Element (U et TH) dans les leucogranites du massif de Filfila (Skikda). *These Magister*. 109 p.

**Hughes, C J., 1973.** Spilites, Kearn topazites, and the igneous spectrum. *Géol. Mag.*, 109. 513-525.

**Hilly, J, 1957.** Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est- Constantinois). *Thèse Doct. Etat*. 400 p.

**Ishihara, S., 1977.** The magnetite-series and ilminite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, 27. 239-305.

**Kasraoui, M., Marignac, C. et Verkaeren, J., 2000.** L'évolution tardi-magmatique des granites à métaux rares : l'exemple de la coupole de Tin-Amzi (Hoggar, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 11, 2, 195-216.

**Kasraoui, M. et Kehal, A., 2001.** Pegmatites à Sn, Ta, Nb, ...dans la région de Beni-Belaïd (Algérie nord-orientale). 1<sup>er</sup> Séminaire sur la géologie du Grand Constantinois, Constantine, 2001.

**Kasraoui, M. and Nedjari, S., 2002.** contrasting evolution of low-P rare metal granites from two different terranes in the Hoggar area, Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 247-257.

**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. 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ, nancy*, 95 pp.

**Levashev, G. B., Strizhkova, A. A and Golubeva, E. D., 1972.** Composition of biotite as criterion for recognition of stanniferous granitoids and the factor responsible for tin mineralization. *Dokl. Akad. Nauk., S. S. S.R.*, 202, pp. 207-210.

**Lin, Y., Pollard, P.J., Shouxi, H. And Taylor, R. G., 1995.** Geologic and geochemical characteristics of the Yashan Ta-Nb-Li deposit, jianxi Province, South China. *Econ. Geol.* 90,577-585.

**Linnen, R. L. and William-Jones, A. E., 1993.** Mineralogical constraints on magmatic and hydrothermal Sn-W-Ta-Nb mineralization at the Nong Sua aplite-pegmatite, Thailand. *European Journal of Mineralogy* 5, 721-736.

**Mahjoub, Y., 1991.** Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpine en Petite Kabylie (Algérie nord orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne. *Thèse d'Etat. USTHB*, 186.

**Maury, R. C., Fourcade, S., Feraud, C., El Azzaoui, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouebadi, A., Semroud, B., Sengupta, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni- Hacini, A., Capdevila, R. and Hernandez, J., Raoult, P., 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Magreb margin: a consequence of slabbreakoff. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planets* 331, 159-173.

**Monier, G., et Robert, J. L., 1986.** Muscovite solid solution 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. *Mineral. Mag.*, 50: 257-266.

**Monier, G., et Robert, J. L., 1986c.** 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. *Mineral Mag.*, 20, p. 641-651.

- Monier, G., 1987.** Cristallochimie des micas des leucogranite. Nouvelles données expérimentales et applications pétrographiques. *Mém. CREGU, Nancy 14*, 1-347.
- Munoz, J. L., Ludington, S. D., 1977.** Fluorite-hydroxyl exchange in synthetic muscovite and its application to muscovite-biotite assemblages. *Amer. Mineral.*, 62, p. 304-308.
- Munoz, J. L., 1984.** F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy- M. S. A. – Micas. Bailey Ed. 13*, p. 469-494.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi. J. M., Carron, J. P., 1985.** Composition chimique des biotites typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. A Sci.*, 301 (11), p. 813-818.
- Nedjari, S., Kasraoui, M., Marignac, C. et Aïssa ; D. E., 2001.** Le massif d'Ebelekan : un granite à tantale dans le Sud-Est du Hoggar central (Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 12, 15-47.
- Nemour, 1993.** Cinématique des déformations du massif oriental de la Petite Kabylie. Application aux terrains cristallophylliens de la région de Skikda. P. 135.
- Nesen, G., 1981.** Le modèle exogranite-cordiérite à stockscheider et métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, Espagne). *Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Nancy 1*, 327 pp.
- Nickel, E. H., Rowland, J. F. and Mcnaman, R. C., 1963.** Ixiolite, a columbite substructure. *Amer. Mineral.*, 48, p. 961- 979.
- Ouabadi, A., 1987.** Etude pétrologique du complexe magmatique du Nord de Kabylie de Collo. *Thèse magister ès sciences*, 169 pp.
- Ouabadi, A., 1994.** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila) d'Algérie nord-orientale. *Thèse Doct. Etat, Univ. Rennes I*, 257 pp.
- Penven, M. J., et Zimmermann, J. L., 1986.** Mise en évidence par la méthode potassium-argon d'un âge langien pour le plutonisme calco-alcalin de la Kabylie de Collo (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris 303*, II, 403-406.

**Perrin, C., 1969.** Contribution à l'étude géologique du massif du Filfila (Algérie nord-orientale). Stratigraphie et sédimentologie de la série mésozoïque de l'unité inférieure. *Thèse. Doct. 3<sup>ème</sup> Cycle.* Nancy.

**Pauling, 1929.** In **Munoz, J. L., 1984.** F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy- M. S. A. – Micas. Bailey Ed. 13*, p. 469-494.

**Pollard., P. J., 1995.** Geology of rare metal deposits: an introduction and overview. *Econ. Geol.*, 9(3), p. 489-494.

**Raimbault, L., Charoy, B., Cuney, M., Pollard, P. J., 1991.** Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In Pagel et Leroy (Eds), *Source, Transport and Deposition of Metals*, Belkema. P. 793-796.

**Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J. L. And Joron, J. L., 1995.** Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. *Econ. Geol.* 90, 548-576.

**Raimbault, L., 1998.** Composition of complex lepidolite type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chedevine pegmatite, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist* 36, 563- 583.

**Raoult, J. F., 1974.** Relations entre le Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du djebel Rhedir ; phases tangeantielle éocènes, paléogéographie (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, (4), XI, pp 523-543.

**Rieder, M., 1970.** Chemical composition and physical properties of lithium –iron micas. *Amer. Mineral.* 56, p. 273-280.

**Rieder, M., 1971.** Stability and physical properties of synthetic lithium-iron micas. *Amer. Mineral.*, 56, p. 256-280.

**Robert, J. L., Linnen, R. L. and Rouer, O., 1994.** The OH-F substitution in tourmalines of the system  $\text{Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HF}$ . *Terra Abstracts suppl. N°1 to Terra Nova* 6, 39.

**Robert, J. L., Volfinger, M., 1979.** Etude expérimentale de lépidolites trioctaédriques hydroxylées. *Bull. mineral.*, 102, p. 21-25.

**Robert, J. L., Volfinger, M., Barrandon, J. N., Basutçu, M., 1983.** Lithium in the interlayer space of synthetic trioctahedra micas. *Chem. Geol.*, 40, p. 337-351.

**Robert, J. L., Kodama, H., 1988.** Generalization of the correlations between OH- stretching wave numbers and compositions of micas in the system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ; a single model for trioctahedral and dioctahedral micas. *Am. J. Sc., Wones Volume*, 288-A, P. 196-212.

**Robert, J. L., Beny, J. M., Ventura, G. D., Hardy, M., 1993.** Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *Eur. J. Mineral.*, 5, p. 7-18.

**Romanko, E., 1991.** Rapport interne de l'O. R. G. M.

**Roubault, M., 1934.** La Kabylie de Collo. Etude géologique. *Thèse Etat. Univ. Paris, serv. Carte géol. Algérie*, (2), n°10. 272 pp.

**Semenchine et Romanko, 1991.** Rapport interne de l'O. R. G. M.

**Semroud, B., 1970.** Etude pétrographique du granite du Filfila (Skikda). *Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Alger*, 131 pp.

**Semroud, B., et Fabriès., J., 1976.** Le massif granitique du Filfila (Nord constantinois, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*. 319, Série. II, 95-102.

**Shand, S. J., 1927.** Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their Relation of Ore-Deposits. *London*, 433.

**Stussi, J. M., Boudier, M., 1996.** Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas from Abdel-Rahman: A comment. *J. Petrol.*, 37 (5), p. 1025-1029.

**Sveshnikova et al. 1965. In Levashev, G. B., Strizhkova, A. A and Golubeva, E. D., 1972.** Composition of biotite as criterion for recognition of stanniferous granitoids and the factor responsible for tin mineralization. *Dokl. Akad. Nauk., S. S. S.R.*, 202, pp. 207-210.

**Taylor, R. P., 1992.** Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparison with other topaz-bearing felsic rocks. *Can. Mineral.*, 30, p. 895-921.

**Termier, P., 1902.** Sur le granite alcalin du Filfila. *C. R. Acad. Sci.*, t. 134, pp. 371-373.

**Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. and 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.

**Vila, J. M., 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisien. *Thèse Doct. Paris VI*, 663.

**Wang, R. C., Fontan, F., Xu, S. J., Chen, X. M. and Monchoux, P., 1997.** The association of columbite, tantalite and tapiolite in the Suzhou granite, China. *Canadian Mineralogist* 35, 699-706.

**Wang, L., Zhao, B., Zhu, W., Cai, Y., Li, T., 1980.** In granitic magmatism and related mineralization (S. Ishihara and S. Takenouch, Eds). *Mining. Geol. Special Issue*, 8, 29-38.

**White, A. J. R et Chappell, B. W., 1977.** Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.

**White, A. J. R et Chappell, B. W., 1983.** Granitoid types and their distribution in the Lanchlan Fold Belt, southeastern Australia. *Géol. Soc Am. Mem.*, 153: 21-34.

**Zhang et al., 1980.** In : Raimbault, G., 1980. Composition of complex epidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chedeville pegmatite, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist* 36, 463-503.

## **LISTE DES FIGURES**

<b>N° de Figure</b>	<b>Titre de Figure</b>	<b>N° de Page</b>
<b>01</b>	Carte structurale schématique de la chaîne des Maghrébides montrant la disposition des zones internes et externes, et coupe simplifiée sur la transversale de la grande Kabylie, d'après Durand Delga et Fontboté (1980)	04
<b>02</b>	Carte géologique régionale montrant les unités structurales (Mahiou, Y., 1991)	06
<b>03</b>	Position de quelques failles majeures, d'après Raoult (1971) ; Vila (1974) ; Durand Delga (1978) ; Bouaroudj (1986)	09
<b>04</b>	Situation géographique de la région d'étude (Google Earth)	13
<b>05</b>	Cadre géologique du massif du Filfila (Lemoy, 1969)	15
<b>06</b>	Coupes géologiques et colonne stratigraphique du massif de Filfila	16
<b>07</b>	Coupe géologique interprétative dans le massif de Filfila. La structure de l'encaissant est simplifiée de Lemoy (1969) modifiée par Bouabsa (2005)	18
<b>08</b>	Carte géologique du massif de Filfila d'après Lemoy, 1969. Modifiée (Bouabsa, et al. 2005)	20
<b>09</b>	Coupe schématique de la coupole stannifère bordée d'un stockscheider à WEISS ANDREA (Erzgebirge). (Schéma publié en 1861 par COTTA) in (NESEN, 1981)	33
<b>10</b>	Schéma schématisé d'organisation de stockscheider (NESEN, 1981)	34
<b>11</b>	Exemples des structures zonaires à l'intérieur d'un corps pegmatoïde (NESEN, 1981)	35
<b>12</b>	Aspect du stockscheider à l'affleurement (massif Nord)	35
<b>13</b>	Aspect présenté par les veines à structure litée de type stockscheider (Echantillon prélevé au SW du stock granitique Nord de Filfila)	36
<b>14</b>	Exemple de feldspaths potassiques plumeux dans les stockscheiders du Filfila (Bouabsa, 2005).	36
<b>15</b>	Représentation de la composition des feldspaths de Filfila dans le diagramme Or- Ab- An	42
<b>16</b>	Image réalisée en MEB montre une tourmaline zonée des granites à	44

	tourmaline	
17	Corrélation Na /F dans les tourmalines des granites du Filfila	46
18	Corrélation Ca/ F dans les tourmalines des granites du Filfila	46
19	Une partie d'un feuillet tétraédrique infini composé de tétraèdres de silice pointant dans la même direction et qui partagent trois sommets. Ce feuillet est le bloc essentiel des silicates feuilletés	48
20	Différent type de substitutions des micas (Monier, 1987)	54
21	Aspect du front corrosif (plages sombres corrodant les plages blanches) dans les protolithionites des granites à tourmaline	58
22	Aspect du front corrosif (plages sombres corrodant les plages blanches) dans les zinnwaldites des granites à topaze	58
23	Caractérisation géochimique des différents granitoïdes du Filfila dans le diagramme Alt/Mg (Nachit <i>et al.</i> 1985)	59
24	Projection des micas des différents types de granitoïdes dans le diagramme binaire $Fe_{Tot}+Mn+Ti+Al^{VI}$ VS Mg-Li (a/u <sup>2</sup> ) (Tischendorf, 1997)	60
25	Diagramme $Al^{VI}/Al^{IV}$ (Levashev, 1972), permettant de caractériser métallogéniquement les granitoïdes du massif de Filfila	63
26	Diagrammes ternaires montrant les différents types de substitutions intervenant dans les wodginites	67
27	Différents type des minéraux porteurs des métaux rares	68
28	Domaine de composition de wolframites des aplites à topaze de Filfila dans le diagramme XFe/ XNb	69
29	Image d'une wolframite zonée au microscope électronique à balayage «MEB»	69
30	Domaine de composition des columbo-tantalites des aplites à topaze de Filfila dans le diagramme XMn/ XTa	70
31	Cristal de rutile-Nb avec des inclusions de columbo-tantalite (Cb - Ta) en MEB	71
32	Association wolframite-wodginite (rutile Nb-Ta), en contact avec le feldspath et le quartz	72
33	Domaine de composition des rutilés-Nb dans les aplites à topaze du Filfila	72
34	Wodginite en contact avec la zinnwaldite et le feldspath K	73
35	Diagramme Pf % - SiO <sub>2</sub> des points représentatifs du massif granitique de Filfila	76

36	Diagramme (K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)-100*K <sub>2</sub> O/(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O) dans lequel sont reportées les échantillons (fraîches et altérées) du massif granitique de Filfila	78
37	Diagramme K <sub>2</sub> O- Na <sub>2</sub> O des points représentatifs du massif granitique de Filfila dans lequel sont représentés les champs des granitoïdes « I » et « S » d'Australie (White et Chappell, 1983)	85
38	Typologie géochimique des granitoïdes du Filfila dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1988).	88
39	Typologie géochimique des ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme Q/P de Debon et Lefort (1988)	90
40	Représentation des granitoïdes du Filfila dans le diagramme B en fonction de K/K+Na	92
41	Position des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme K <sub>2</sub> O en fonction de SiO <sub>2</sub>	94
42	Classification des granitoïdes du Filfila en fonction des teneurs en phosphore	96
43	Représentation et évolution des ensembles granitiques du Filfila dans les diagrammes F/Li (A) et Nb/Ta (B)	98
44	Evolution des teneurs en rubidium (Rb) en fonction du lithium (Li) dans les différents ensembles granitiques du Filfila	99
45	Evolution de l'étain (Sn) [A] et du tantalum (Ta) [B] en fonction de Li ; dans les différents ensembles granitiques du Filfila	100
46	Evolution du tungstène (W) en fonction du lithium (Li) dans les différents ensembles granitiques du Filfila.	101
47	Evolution des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme Zr/Nb en fonction de La/Nb	102
48	Classification des différents ensembles granitiques du Filfila dans le diagramme Li en fonction de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	103
49	Distribution des différents types des granites dans le diagramme triangulaire Ba- Rb- Sr	104
50	Typologie géochimique des granitoïdes de la Petite Kabylie dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1988)	106
51	Typologie géochimique des ensembles granitiques de la Petite Kabylie dans le diagramme Q/P de Debon et Le Fort (1988)	107
52	Représentation des granitoïdes de la Petite Kabylie dans le diagramme B en fonction de K/K+Na	108

## **LISTE DES TABLEAUX**

N° de Tableaux	Titre du tableau	N° de Page
<b>I</b>	Caractéristiques pétrographiques des principaux faciès granitique et microgranitique du Filfila (Bouabsa <i>et al.</i> , 2005) modifié	39
<b>II</b>	Analyse chimique et formules structurales des feldspaths des granites, pégmatisés et stockscheiders de Filfila (massif Nord)	41
<b>III</b>	Analyses représentatives des tourmalines du complexe granitique du Filfila (Bouabsa, 2005)	45
<b>IV</b>	Analyse en roches totales des principaux faciès du massif granitique de Filfila (Analyses CPRG). Enrichie par les analyses réalisées par Fougnot (1990) et Bouabsa (2005)	80
<b>V</b>	Principaux critères permettant la distinction entre les granites « G » et les granites « S », d'après White et Chappell, 1974 et Ishihara, 1971.	83

## **LISTE DES PHOTOS**

N° de Photo	Titre de photo	N° de Page
<b>01, 03</b>	Différents aspects de topaze dans les granites	25
<b>04</b>	Un cristal de cassitérite dans les granites à topaze	25
<b>05, 06</b>	Différents aspects microscopiques de la topaze dans les aplite	27
<b>07</b>	Un cristal de cassitérite dans les aplites à topaze	27
<b>08</b>	Altération de la topaze dans les aplites	27
<b>09 à 14</b>	Différents types de Tourmalines (Faciès granite à tourmaline). [09, 11 et 13 en LP ; 10, 12 et 14 en I.N.]	29
<b>15</b>	Texture myrméctique dans le faciès de granite à tourmalines	31
<b>16, 17</b>	Tourmalines zonées incluses : 16 / dans le feldspath potassique ; 17 / dans les plagioclases (arbite)	31
<b>18, 19</b>	Tourmalines zonées en LPA et LA	31
<b>20, 21</b>	Un cristal deapatite inclus dans un mica : 20/ en LP et 21/ en LA.	32
<b>22 à 24</b>	Différents types d'altérations des feldspaths potassiques et des plagioclases (Albite) dans les granites à tourmaline. 22 et 23- Séricitisation /Muscovitisation ; 24- Albitisation.	32
<b>25</b>	Aspect branchu du feldspath potassique	37
<b>26</b>	Association de quartz et muscovite à aspect arborescent et poussant en éventail.	37
<b>27</b>	Biotite à aspect palmé avec inclusions de tourmaline	37
<b>28</b>	Feldspath potassique et albite poussant à partir du granite à tourmaline vers la matrice aplitique.	37
<b>29 et 30</b>	Différents aspects des minéraux branchus arborescents et palmés dans les stockscheiders avec inclusions de cassitérite et tourmaline	37

ANNEX 2

PDF Create!  
www.scansoft.com

## **1- Les étapes de préparation des échantillons pour les analyses :**

- 2- la réalisation des lames minces
- 3- le concassage
- 4- le broyage
- 5- le tamisage
- 6- les méthodes de séparations (séparation magnétiques et par liqueurs denses [bromoforme])
- 7- la préparation des perles et des pastilles

Il faut signalé que toutes les lames minces (46 lames) ont été réalisées dans l'atelier des lames minces au niveau du département de géologie (université d'Annaba).

### **1. 1- Le concassage**

Vu la panne des concasseurs disponibles au niveau du département de géologie, le concassage a été effectué en utilisant les méthodes classiques à l'aide du marteau.

### **1. 2- Le broyage**

Le broyage a été effectué au niveau de l'atelier des lames mince (département de géologie), on a utilisé un broyeur à cylindre à base de tungstène (10 échantillons ont été broyés pour préparer les perles et les pastilles pour effectuer les analyses RX, FX)

### **1. 3- Le tamisage**

Le tamisage a été effectué au niveau de département de géologie, en utilisant une série de tamis (4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 µm, 250 µm, < 250 µm). Seuls les fractions inférieure à 1 mm ont été utilisées.

### **1. 4- Les méthodes de séparations** (séparation magnétiques et par liqueurs denses [bromoforme]) (10 échantillons):

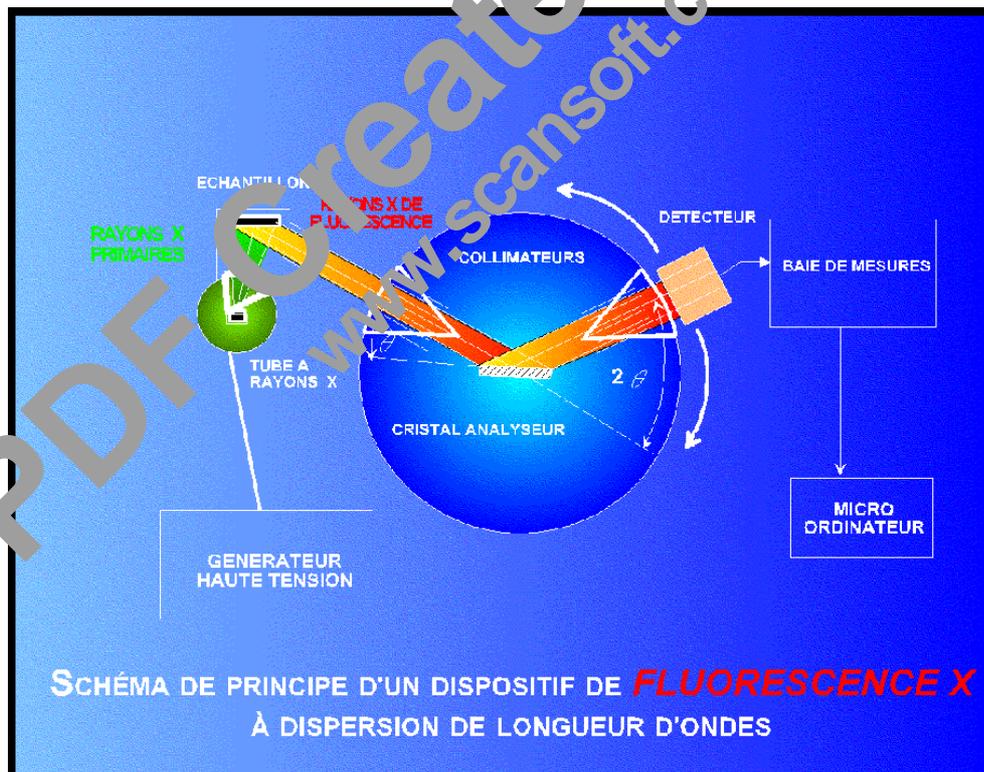
En premier lieu on a effectué une séparation magnétique en utilisant un aimant artificiel pour attirer les minéraux ferreux.

En deuxième phase, les fractions attirées par l'aimant ont été séparées en utilisant les liqueurs denses (bromoforme  $d = 2.9$ ).

## 2- Méthodes analytiques

La spectrométrie de fluorescence X à dispersion de longueurs d'ondes (XRF) est une méthode d'analyse multi-élémentaire non destructive. Cette méthode permet de déterminer avec précision la composition chimique globale d'un échantillon solide, en éléments majeurs et en éléments traces jusqu'au niveau du  $\mu\text{g/g}^{-1}$ . Son domaine d'investigation, s'étend du Bore (N=5) à l'Uranium (N=92). Elle a pour avantages une préparation simple des échantillons, la rapidité des analyses et une bonne reproductibilité.

**Principe de fonctionnement :** Lorsque la matière est bombardée par un flux de photons X d'énergie suffisante, elle émet des rayons de même nature, caractéristiques des éléments qui la constituent. C'est le phénomène de fluorescence X. La séparation des raies d'émission après collimation, est réalisée par diffraction sélective sur un cristal analyseur (application de la loi de Bragg). Le nombre de photons émis est mesuré par un compteur proportionnel. Les intensités corrigées des effets inter-éléments sont corrélées linéairement avec les concentrations certifiées des matériaux de référence (géostandards).



**Equipement:** Au laboratoire, les mesures sont effectuées avec un spectromètre séquentiel à dispersion de longueurs d'ondes Philips PW2400, avec un tube à fenêtre frontale (anodes Rh). L'instrument est piloté par un micro-ordinateur qui supporte également le logiciel d'analyse.

La diffraction des rayons X consiste à appliquer un rayonnement de la longueur d'onde des rayons X ( $0.1 < \lambda < 10\text{nm}$ ) sur un échantillon de poudre. Le rayonnement pénètre le cristal, il y a absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émissions de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques qui sont en phases vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté. La condition pour que les radiations soit en phase s'exprime par la **loi de Bragg**:  $n\lambda = 2d\sin\theta$

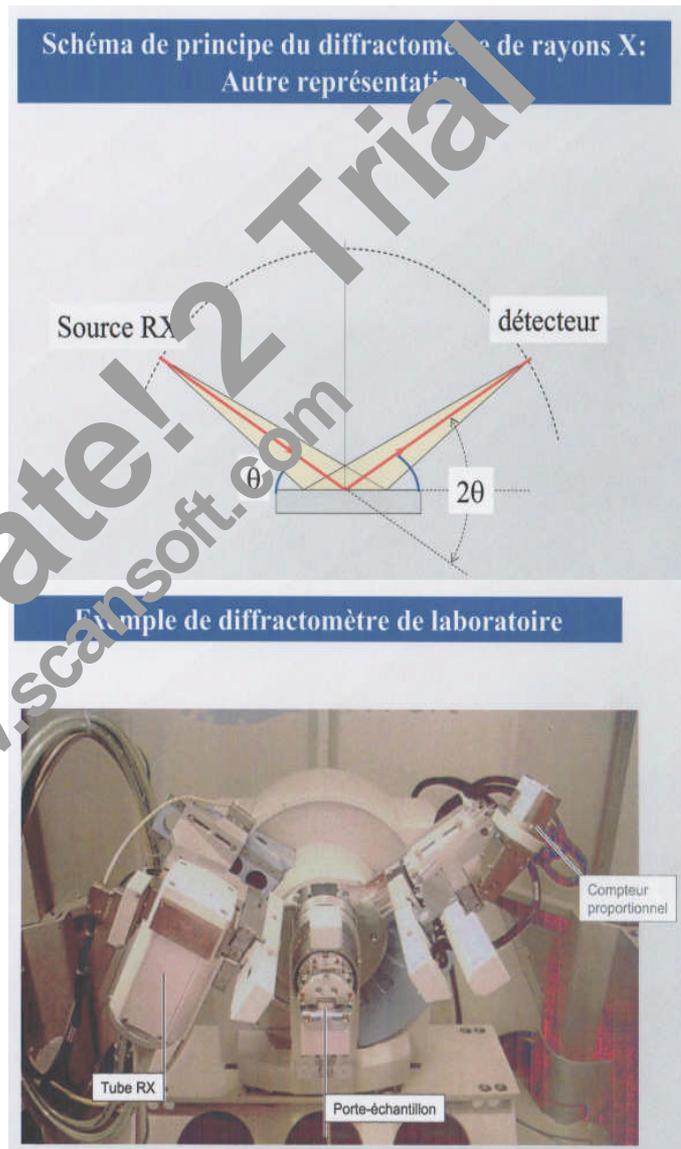
n: nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction

$\lambda$ : longueur d'onde du rayonnement utilisé ( $\lambda_{\text{Cu}} = 1,54$ )

d: espace basal, en angströms (Å)

$\theta$ : angle de diffraction

Des exemples de quelques spectres des échantillons de Filfila (Analyse Chabbi, 2006) montrent les minéraux que contient les granites (CF 02, CF 03, CF 09, CF 09, CF15) et l'échantillon du faciès métamorphiques (Cf 10) (Dans les pages suivantes)



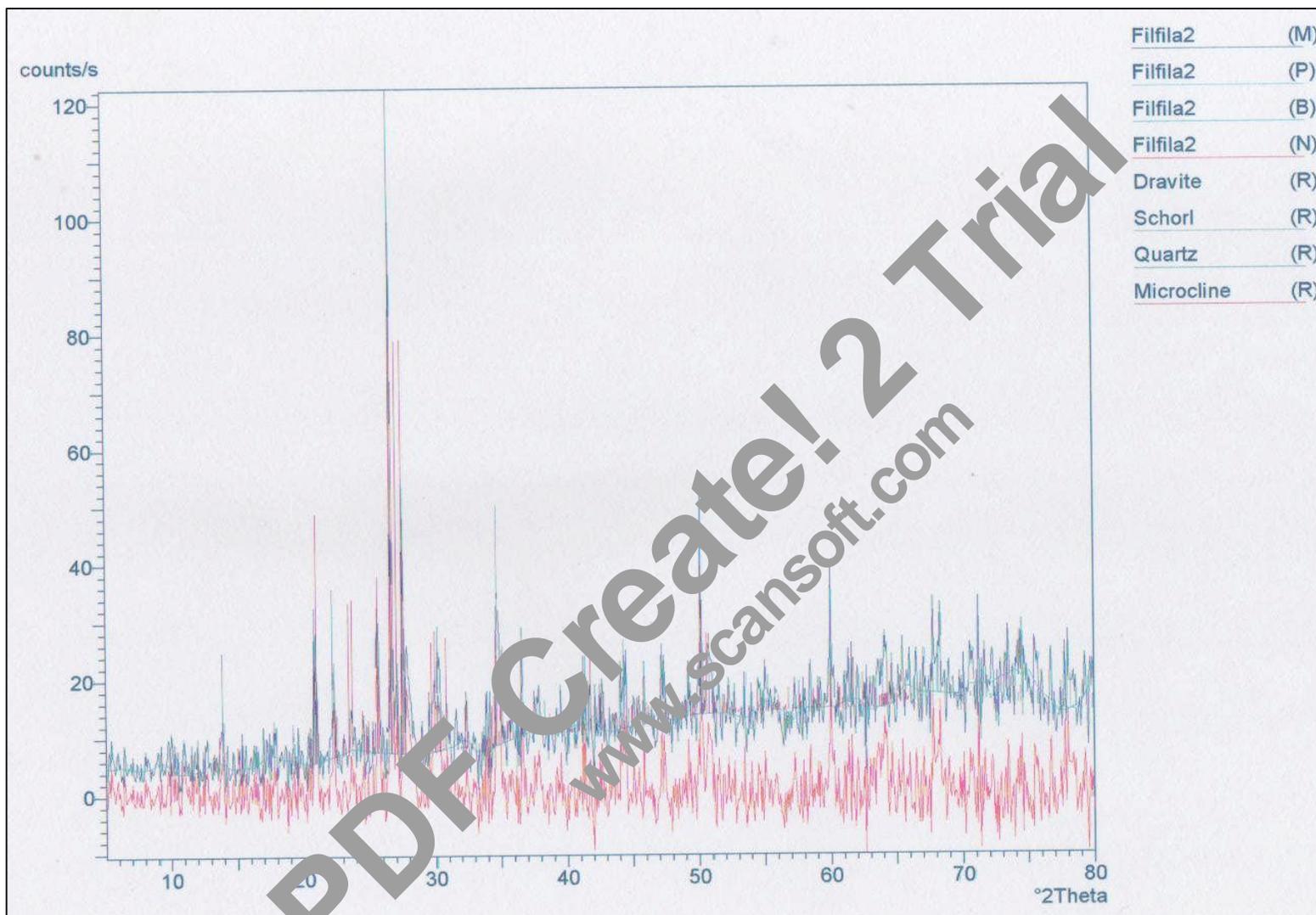
**Tableau VI : Analyses représentatives des micas du complexe granitique du Filfila**

	Gr à cord	Microgranites		Granite à tourmaline		Granite à topaze	Aplites à topaze		Stockscheiders	
	Biotite	Biotite	Li-phengite	Biotite	Protolithionite	Zinnwaldite	Zinnwaldite	topaze	Protolithionite	Li-phengite
N°	1,000	2,000	3,000	4,000	5,000	6,000	8,000	9,000	10,000	11,000
SiO <sub>2</sub>	38,500	36,200	46,850	36,560	39,320	44,380	43,520	32,200	38,740	46,390
TiO <sub>2</sub>	2,900	3,690	0,850	3,210	1,010	0,580	0,570	0,000	1,450	0,310
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,840	17,110	30,480	19,580	22,880	22,250	22,300	54,800	21,170	30,830
FeO	19,340	19,320	2,340	23,250	16,840	12,520	14,520	0,000	18,530	6,360
MnO	0,210	0,250	0,070	0,290	0,550	0,290	0,570	0,080	0,380	0,000
MgO	5,340	8,990	2,220	2,860	2,330	1,390	0,300	0,000	2,950	1,490
CaO	0,100	0,010	0,010	0,040	0,130	0,020	0,062	0,000	0,000	0,020
Na <sub>2</sub> O	0,370	0,270	0,420	0,300	0,410	0,163	0,450	0,040	0,250	0,310
K <sub>2</sub> O	9,200	9,570	10,530	9,700	9,580	9,580	9,520	0,030	9,493	9,970
Rb <sub>2</sub> O		0,085	0,060	0,180	0,420	0,610	0,590	0,010	0,350	0,250
Cs <sub>2</sub> O		0,000	0,010	0,025	0,050	0,170	0,140	0,000		
Li <sub>2</sub> O	0,580	0,810	0,600	0,910	1,370	3,170	2,870	0,000	1,540	1,310
F	0,000	2,020	2,280	2,580	4,540	6,750	4,440	19,380	2,493	2,470
Cl		0,160	0,010	0,120	0,050	0,030	0,015	0,010		
H <sub>2</sub> O	4,040	3,020	3,350	2,730	1,920	1,013	2,052	0,490	2,850	3,320
Total	101,420	103,505	103,080	106,235	106,433	108,729	109,649	116,040	110,196	114,030
Formiles structurales										
Si	2,860	2,730	3,170	2,775	2,900	3,160	3,124	1,000	2,883	3,100
Al(iv)	1,140	1,270	0,830	1,225	1,100	0,843	0,876	0,000	1,120	0,900
Al(iv)+Al(vi)	1,730	1,520	2,340	1,750	1,990	1,870	1,896	2,000	1,903	2,430
Ti	0,160	0,210	0,040	0,185	0,057	0,050	0,030	0,000	0,080	0,020
Al(iv)	0,590	0,250	1,600	0,753	0,890	1,020	0,818	2,000	0,787	1,530
Fe	1,200	1,225	0,130	1,475	1,042	0,750	0,878	0,000	1,157	0,360
Mn	0,010	0,020	0,000	0,020	0,035	0,010	0,036	0,000	0,023	0,000

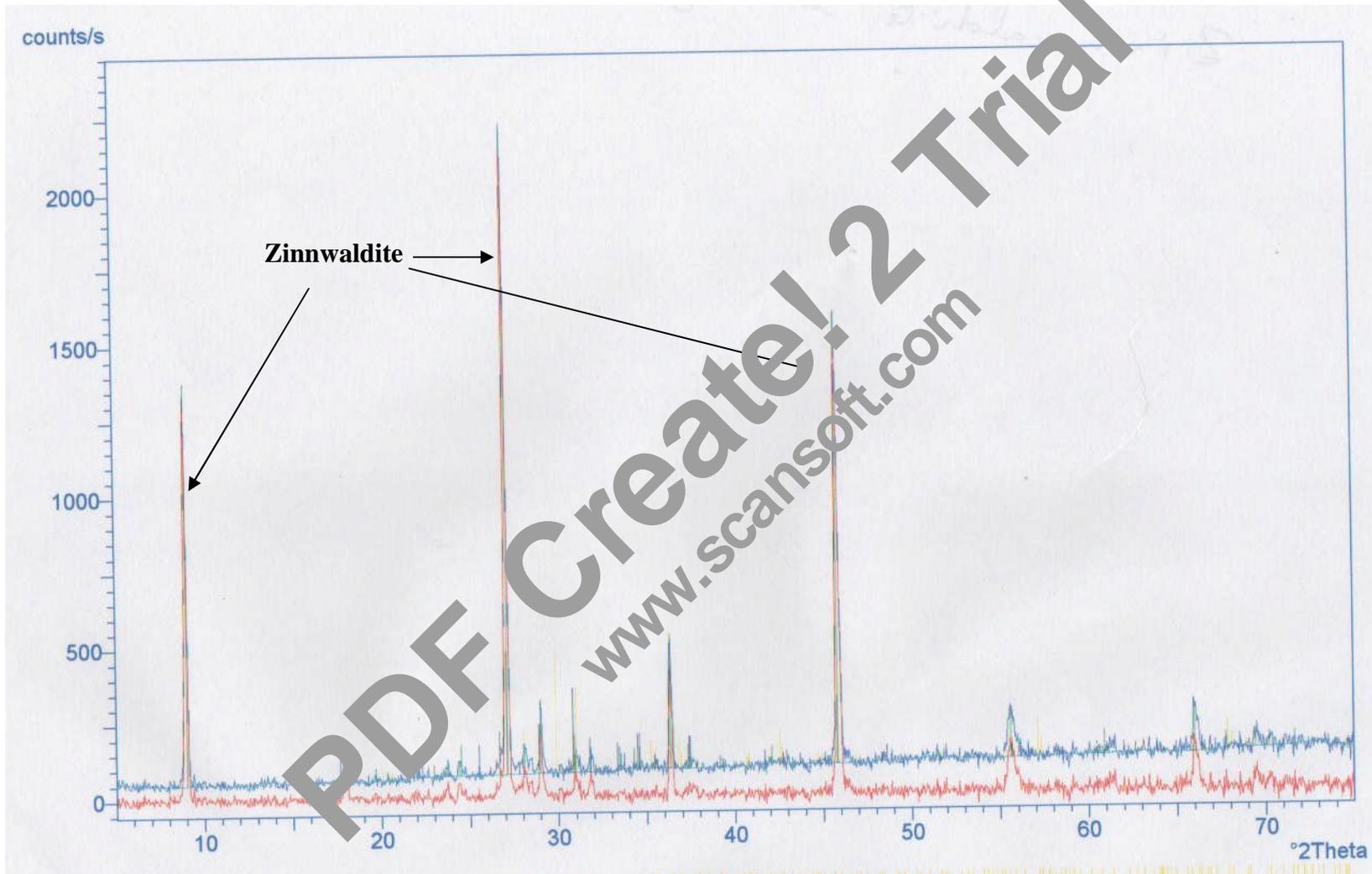
Mg	0,590	1,010	0,220	0,325	0,255	0,150	0,003	0,000	0,330	0,150
Li	0,170	0,250	0,160	0,275	0,560	0,900	0,830	0,000	0,457	0,350
åvi	2,730	2,960	2,170	2,810	2,830	2,863	2,810	2,000	2,753	2,380
Ca	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Na	0,050	0,025	0,060	0,045	0,060	0,023	0,060	0,000	0,037	0,040
K	0,870	0,920	0,910	0,935	0,900	0,870	0,870	0,000	0,900	0,850
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000	0,010	0,015	0,027	0,028	0,000	0,017	0,010
åxii	0,930	0,950	0,970	0,995	0,987	0,930	0,974	0,000	0,953	0,900
F	0,000	0,480	0,490	0,620	1,051	1,020	1,012	1,900	0,587	0,520
OH	2,000	1,520	1,510	1,380	0,950	0,480	0,988	0,100	1,413	1,480
Fe/Fe+Mg	0,670	0,550	0,370	0,820	0,810	0,840	0,964	nd	0,777	0,710

PDF Create! 2 Trial  
www.scansoft.com

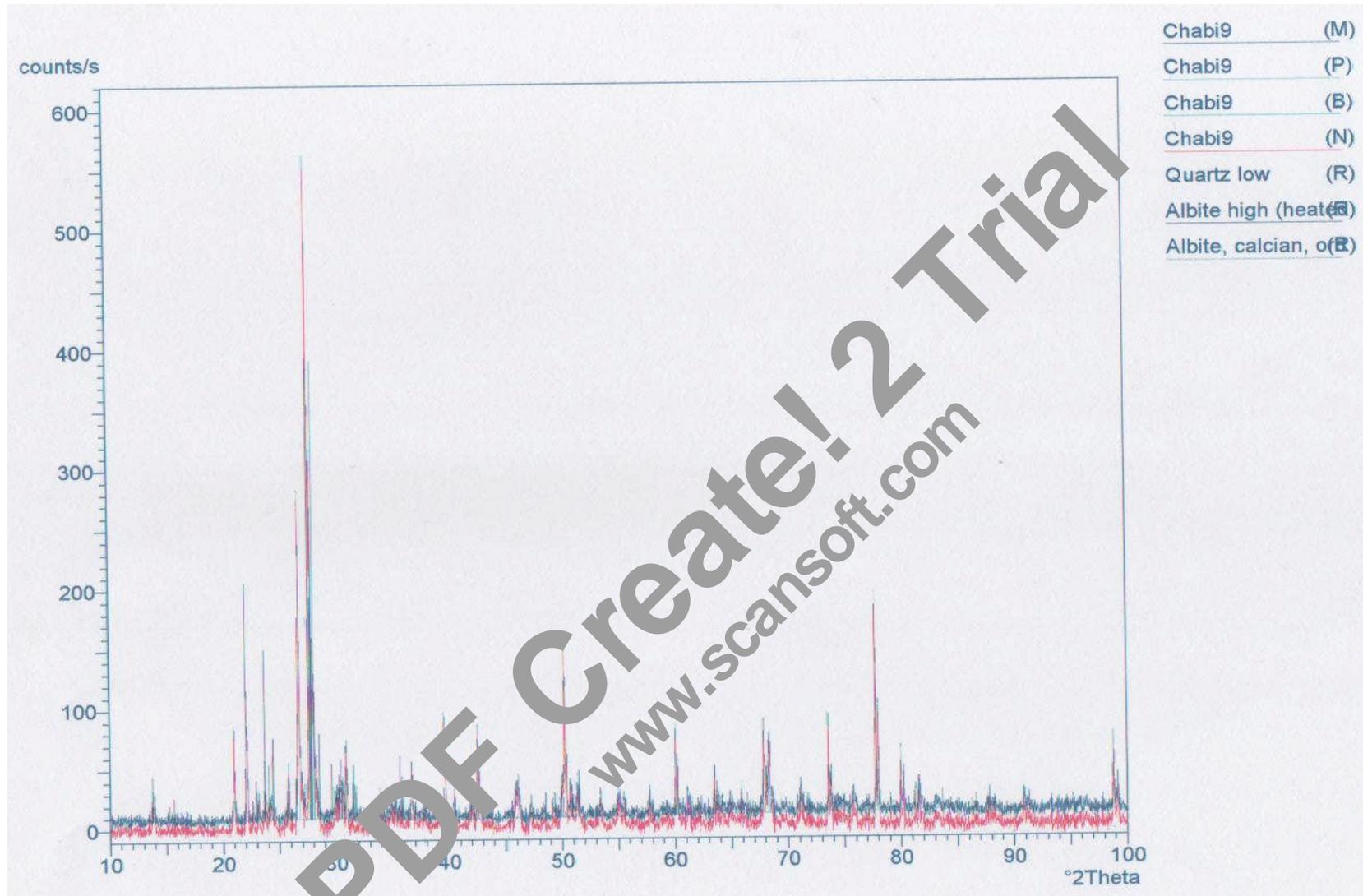
Exemples de CALCUL DE NORME C.I.P.W. Echantillon 01 Roche : Quartzo-monzodiorite/ Quartzo-monzogabbro																	
Constituants de la roche :		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	MnO	PF	Total		
Pourcentage à l'analyse :		71.23	15.58	0.30			0.66	10.26	0.48	0.08	0.33		0.001	0.3			
Poids moléculaire :		60	102	160	72	40	56	62	94	80	142	38	72				
Prop. moléculaires x1000:		1187.2	152.7	2			11.8	165.5	5.1		2.3			Y (P. 100)	X	X.Y/1000	
Apatite	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 3CaO						4.9				0			2.3	0.713		
Ilménite	TiO <sub>2</sub> FeO													2			
Orthose = x	K <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>	1156.6	147.6						0					556	5.1	2.84	x+y=K <sub>2</sub> O
Leucite = y	K <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>													436			6x+4y=SiO <sub>2</sub>
Albite = x	Na <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6SiO <sub>2</sub>	271.0	0					17.9						524	147.6	77.34	x+y=Na <sub>2</sub> O
Néphéline =y	Na <sub>2</sub> O Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>													284			6x+2y=SiO <sub>2</sub>
Anorthite	CaO Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2SiO <sub>2</sub>													278			CaO'
Corindon	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>													102			
Sphène	TiO <sub>2</sub> CaO SiO <sub>2</sub>													196			
Pérowskite	CaO TiO <sub>2</sub>													136			
Aegyrine	Na <sub>2</sub> O Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4SiO <sub>2</sub>	263		0				15.9						462	2.0	0.9	
Magnétite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO													232			
Hématite	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>													160			
Diopside	CaO SiO <sub>2</sub>	259												116	4.9	0.57	CaO''
x	MgO SiO <sub>2</sub>													100			x+y=CaO''
y	FeO SiO <sub>2</sub>													132			x/y=MgO/FeO
Métasélicite de sodium	Na <sub>2</sub> O SiO <sub>2</sub>	243.1						0						122	15.9	1.94	
Quartz	SiO <sub>2</sub>	243.1												60	243.1	14.59	



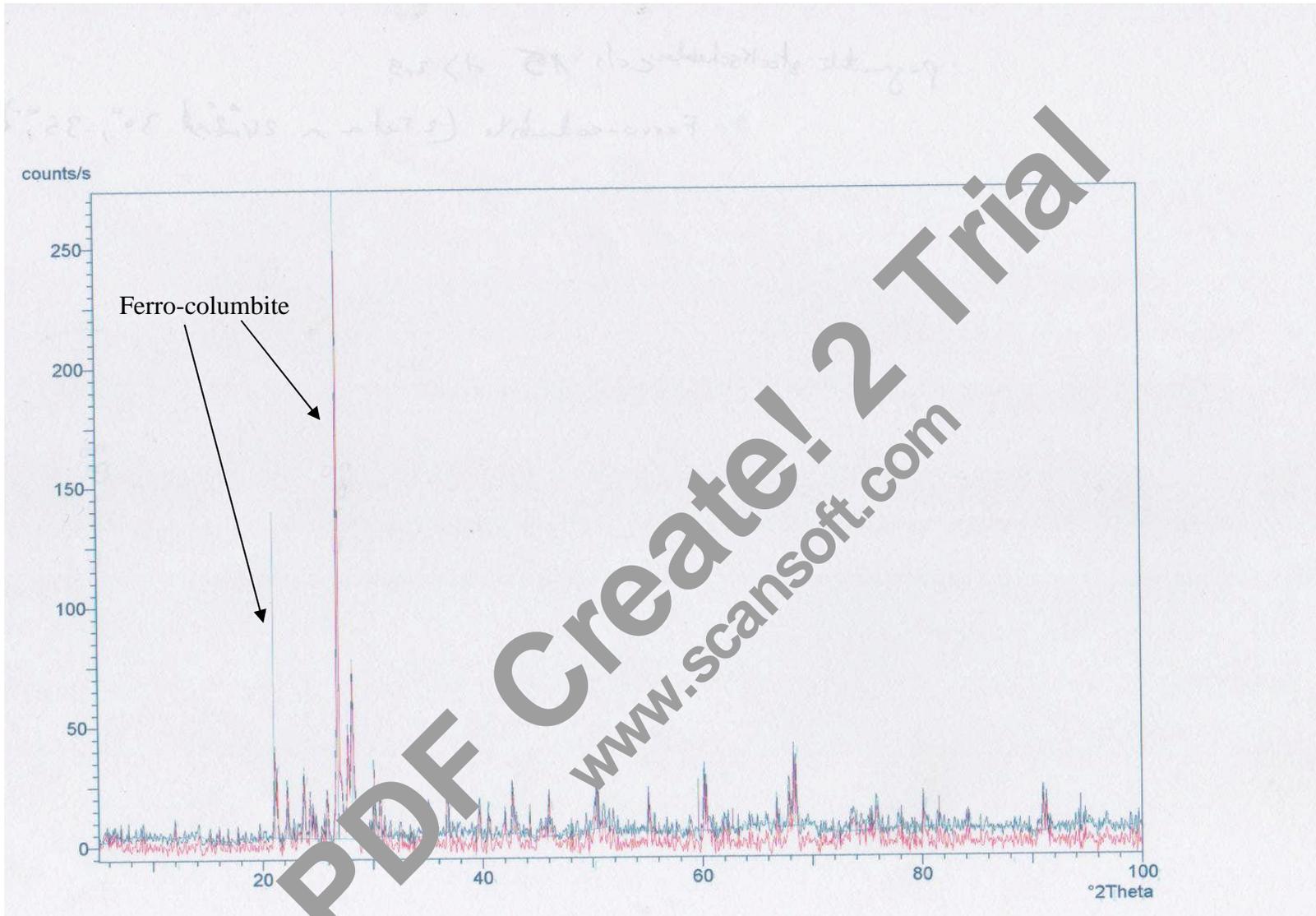
**Echantillon CF 02 (d > 2.9)**



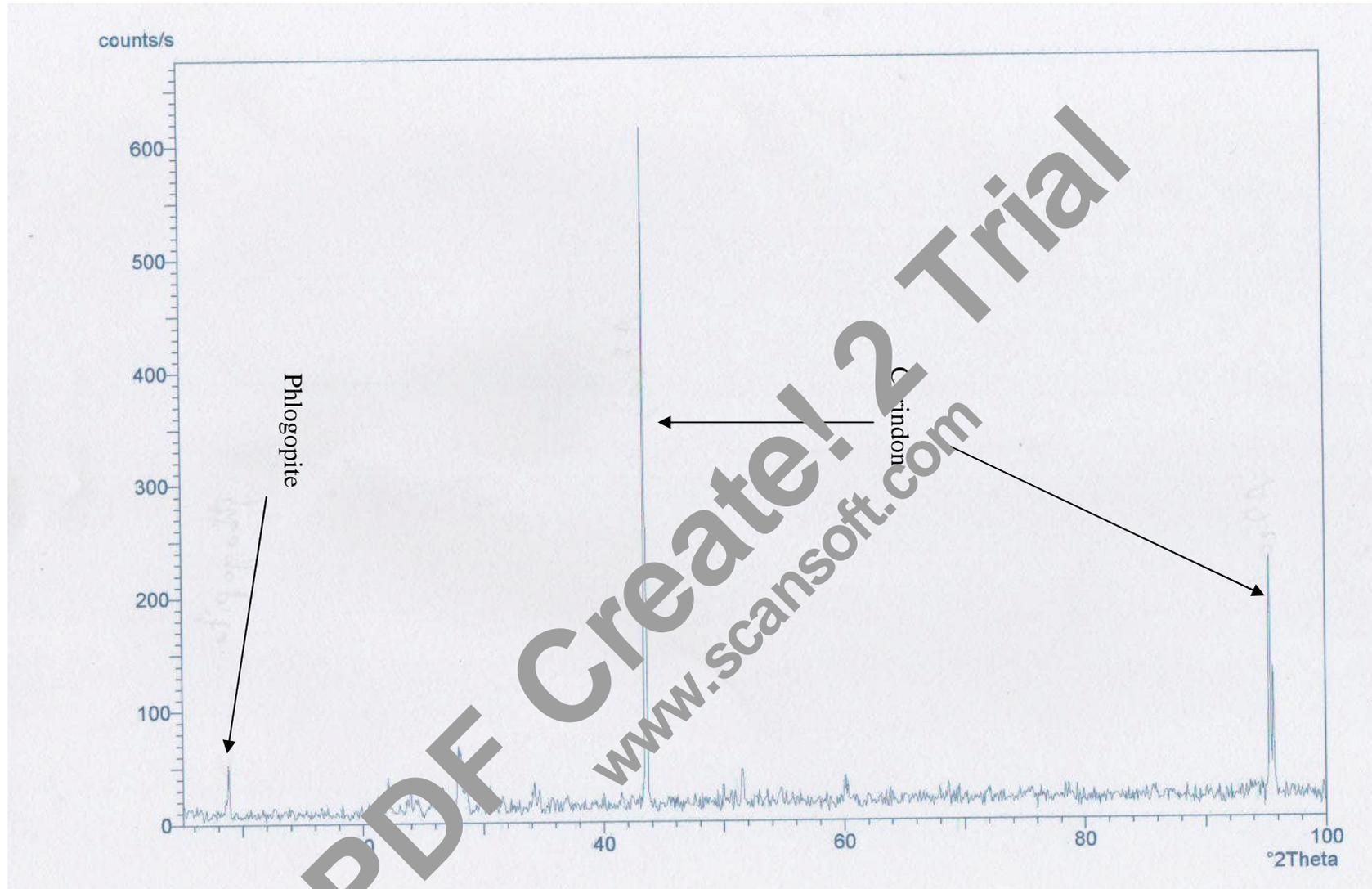
Echantillon CF 03 (d > 2.9)



Echantillon CF 09 (d > 2.9)



**Echantillon CF 15 (d > 2.9)**



**Echantillon CF 10 (d > 2.9)**



**Echantillon CF 10 (d > 2.9)**