HAL
open science

Etude métallogènique des indices wolframifères du district de Hassiane Diab, région d'Oujda (Maroc nord oriental)

Taoufik Remmal

To cite this version:

Taoufik Remmal. Etude métallogènique des indices wolframifères du district de Hassiane Diab, région d'Oujda (Maroc nord oriental). Sciences de l'environnement. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1989. Français. NNT : . tel-00745438

HAL Id: tel-00745438

https://theses.hal.science/tel-00745438

Submitted on 25 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DE GEOLOGIE APPLIQUEE ET DE PROSPECTION MINIERE DE NANCY

THESE

présentée à l'I.N.P.L.

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

par

Taoufik REMMAL

ETUDE METALLOGENIQUE DES INDICES WOLFRAMIFERES DU DISTRICT DE HASSIANE DIAB, REGION D'OUJDA (MAROC NORD ORIENTAL)

Soutenue publiquement le 17 mars 1989, devant la commission d 'examen

JURY

MM. A. WEISBROD	Président, Directeur de Recherches
B. MOINE	Rapporteur
Ch. MARIGNAC	Rapporteur
M. FONTEILLES	Examinateur
J. MACAUDIERE	Examinateur
A. TIJANI	Invité

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DE GEOLOGIE APPLIQUEE ET DE PROSPECTION MINIERE DE NANCY

THESE

présentée à l'I.N.P.L.

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.

par

Taoufik REMMAL

ETUDE METALLOGENIQUE DES INDICES WOLFRAMIFERES DU DISTRICT DE HASSIANE DIAB, REGION D'OUJDA (MAROC NORD ORIENTAL)

Soutenue publiquement le 17 mars 1989, devant la commission d 'examen

JURY

MM. A. WEISBROD	Président, Directeur de Recherches
B. MOINE	Rapporteur
Ch. MARIGNAC	Rapporteur
M. FONTEILLES	Examinateur
J. MACAUDIERE	Examinateur
A. TIJANI	Invité

A mes Parents,

A Rachida,

... et je penserai toujours à
A. Weisbrod, Ch. Marignac, G. Dagallier
J. Macaudière et A. Tijani.

Avant-Propos

Au terme de ce travail, il m'est très agréable d'exprimer toute ma gratitude et mon profond respect à Monsieur le Professeur Alain Weisbrod qui après m'avoir accueilli dans son Laboratoire, m'a aidé à achever ce mémoire. Je le remercie très sincèrement pour ses très grandes qualités humaines.

La majeure partie du travail présenté ici a été effectué sous la direction et la responsabilité de Monsieur le Professeur Gagny à l'Université de Nancy I. Pendant plusieurs années, il a guidé et critiqué avec bienveillance mes recherches. Je lui garde pour celà ma reconnaissance, et regrette que, pour des raisons indépendantes de ma volonté, il ne puisse participer à mon Jury de Thèse.

Je dois beaucoup à MM. Ch. Marignac et J. Macaudière pour les nombreux conseils qu'ils m'ont prodigués et pour leur disponibilité. Leurs remarques pertinentes m'ont permis d'éclaircir plusieurs points de ce travail.

Je suis très honoré par la présence de M. B. Moine, Directeur de Recheche à l'Université de Toulouse et M. M. Fonteilles, Directeur de recherche à l'Université de Paris VI qui ont bien voulu juger ce mémoire.

Je remercie chaleureusement M. Tijani, Chef de la Division de l'Exploration minière du B.R.P.M. de m'avoir aidé dans des moments difficiles. Je suis très heureux de le compter parmi les membres de ce Jury.

Le travail de terrain a été facilité par l'appui logistique des responsables du B.R.P.M. : qu'il trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Enfin, je remercie Madame D. Perlangeli qui a bien voulu assurer la frappe de ce mémoire.

SOMMAIRE

I - INTRODUCTION GENERALE

1 - Cadre géographique.

2 - Travaux antérieurs.

3 - L'objet de l'étude.

4 - Cadre géologique régional.

4.1. Les bassins de flysch dévoniens et la phase bretonne.

4.2. Le bassin carbonifère et la phase tardi-hercynienne.

5 - Cadre géologique local.

5.1. Données stratigraphiques

5.2. Le plissement

5.3. Le métamorphisme de contact.

5.4. Présentation des plutonites d'H. Diab.

I I- LES PLUTONITES D'HASSIANE DIAB : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

1. Le réseau de microgranitoïdes

2. L'unité granitique d'H. Diab

2.1. Mode de gisement

2.1.1. Le granite à biotite d'H. Diab

2.1.2. Le microgranite à biotite.

2.1.3. Les microtonalites

2.1.4. Conclusion

2.2. Classification

2.3. Pétrographie des différents faciès de l'unité granitique

2.3.1. Le granite à biotite.

a) Le quartz

b) Le plagioclase

c) La biotite

d) Le feldspath potassique.

2.3.2. Les enclaves

2.3.2.1. Les enclaves surmicacées

a) Les biotites

b) Les grenats

2.3.2.2. Les enclaves homogènes sombres

2.3.3. Le microgranite à biotite

2.3.4. Les microtonalites

2.3.5. Conclusion

2.4. Géochimie des minéraux de l'unité granitique.

2.4.1. La biotite

2.4.1.1. Caractères chimiques

2.4.1.2. Estimation des conditions physiques de cristallisation.

2.4.2. Le plagioclase.

2.4.3. Le feldspath alcalin

2.5. Conclusion

3 - Les microgranites à pyroxène

3.1. Mode de gisement

3.1.1. Etude de pétrofabrique

3.1.1.1. Le filon à N70

3.1.1.2. L'intrusion massive

3.1.2. Conclusion

3.2. Classification

3.3. Caractères pétrographiques et minéralogiques

3.3.1. Le pyroxène

3.3.2. Les biotites

3.3.2.1. Caractères chimiques

3.3.2.2. Estimation des conditions physiques de cristallisation

3.3.3. Le plagioclase

3.3.4. Les minéraux accessoires

3.3.5. Les minéraux d'origine secondaire

a) l'amphibole

b) les chlorites

c) la préhénite

3.3.6. Contrôle chimique de l'évolution minéralogique

3.4. Conclusion

4 - Les syénogranites de Soulouina

4.1. Mode de gisement

4.1.1. Pétrofabrique

4.1.2. Typologie des filons recoupant le granite

4.1.3. La fracturation

4.1.4. Conclusion

4.2. Classification

4.3. Pétrographie et minéralogie

4.4. Comparaison avec les autres granites roses du Maroc

4.5. Conclusion

5 - Géochimie des plutonite d'H. Diab

5.1. Introduction

5.2. Caractères chimiques liés aux éléments majeurs

5.2.1. Diagramme DI/oxydes

5.2.2. Tétraèdre SS-AA-MM-CC ou tétraèdre quartz-3 feldspaths-3 micas.

5.3. Caractères chimiques liés aux éléments traces

5.3.1. Variation des éléments traces en fonction du DI

5.3.2. Diagramme Rb-Sr-Ba.

5.4. Affinité magmatique des plutonites d'H. Diab.

5.4.1. diagramme (Or*-MM*)X

5.4.2. Diagramme Al2O3-Feot-Mgo

5.4.3. Diagramme AFM

5.5. Evolution pétrologique

5.6. Classification génétique.

5.7. Conclusion à l'étude géochimique

6 - Place des plutonites d'Hassiane Diab dans le magmatisme de la méséta orientale.

6.1. Le magmatisme viséen Supérieur

6.1.1. Mise en évidence d'un magma thaléïtique

6.1.2. La souche magmatique

6.1.3. Cadre géotectonique de mise en place du magmatisme Viséen Supérieur.

6.1.4. Conclusion

6.2. Le magmatisme tardihercynien

7. Conclusion à l'étude des plutonites d'H. Diab

III - ETUDE DE LA FRACTURATION

1 - A l'échelle régional

2 - A l'échelle du secteur d'H. Diab.

2.1. Les fractures ENE-WSW

2.2. Les fractures sub-méridiennes

2.3. Relation chronologique

2.4. Conclusion

3 - Organisation structurale de la mine d'H. Diab.

3.1. Contexte géologique

3.2. Le champ filonien minéralisation

3.2.1. Le système filonien de Ras Mohamed.

3.2.2. Le système filonien de la colline C5

3.2.3. L'indice de la colline ouest CO

3.3. Approche du mécanisme de formation des filons minéralisés.

3.4. Conclusion

IV - HYDROTHERMALISME ET MINERALISATION

1 - Altérations liées aux circulations fluides

1.1. L'altération micacée

1.1.1. Pétrographie des différents faciès d'altération

1.1.1.1. Le granite en voie de muscovitisation

1.1.1.2. Les greisens fissuraux

1.1.1.3. Le greisen sous forme diffuse.

a) Processus d'individualisation du greisen diffus.

b) Relation entre le greisen fissural et celui d'aspect diffus.

1.1.1.4. Le faciès à muscovite dominante (muscovitite)

1.1.1.5. Conclusion

1.1.2. Approche géochimique de l'altération.

1.1.2.1. Choix des diagrammes chimico-minéralogiques

1.1.2.2. Les tendances évolutives de l'altération du granite

a) Le granite en voie de transformation

b) Les faciès enrichis en muscovite

1.1.2.3. Caractérisation chimique de la transformation du granite

a) La gréisénisation

b) L'altération micacée

c) Nature de l'altération

1.1.2.4. Evolution du tungstène au cours de l'altération micacée

a) dans le granite

b) au cours d'altération micacée

1.1.2.5. Conclusion

1.1.3. Géochimie des micas.

1.1.3.1. Rappel cristallochimique

1.1.3.2. Les muscovites dans les différents faciès altérés.

a) Le granite en voie de muscovitisation

b) Les faciès muscovitisés

b-1) Le greisen d'aspect diffus

b-2) Les muscovitites

1.1.3.3. Conditions physiques de cristallisation

1.1.3.4. Conclusion

1.2. La tourmalinisation

1.2.1. Tourmalinisation précoce non liée aux structures cassantes

1.2.2. Tourmalinisation liée aux facteurs structuraux

1.2.2.1. Dans le filon de quartz

1.2.2.2. En bordure des filons

1.2.3. Rappel cristallochimique

1.2.3.1. Généralités

1.2.3.2. Substitutions combinées

1.2.4. Classification

1.2.5. Variations chimiques

1.2.5.1. Diagramme Fe-Mg-(Al-6)

1.2.5.2. Diagramme R^{+} +R^{2+} vs R^{3+}

1.2.6. Approche des modalités de la tourmalinisation

1.2.7. Conclusion

2. Etude des minéralisations dans le champ filonien à wolframite d'Hassiane Diab.

2.1. Introduction

2.2. Les phases silicatées

2.2.1. Toumaline

2.2.2. Apatite

2.2.3. Biotite

2.2.4. Micas blancs

2.2.4.1. Chimisme

2.2.4.2. Approche des conditions de cristallisation

2.2.5. Conclusion

2.3. Le quartz filonien

2.4. La wolframite

2.4.1. Chimisme

2.4.2. Facteurs contrôlant les variations de composition des wolframites

2.4.2.1. la fugacité d'oxygène

2.4.2.2. L'activité des éléments volatils

2.4.3. Conclusion

2.5. Les sulfures

2.5.1. Le mispickel

2.5.2. Le bismuth natif

2.5.3. La pyrite

2.5.4. La chalcopyrite

2.6. La venue à carbonate

2.7. Conclusion

V - CONCLUSION GENERALE

PARTIE I

INTRODUCTION GENERALE

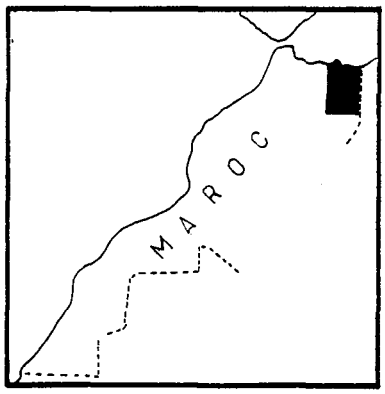
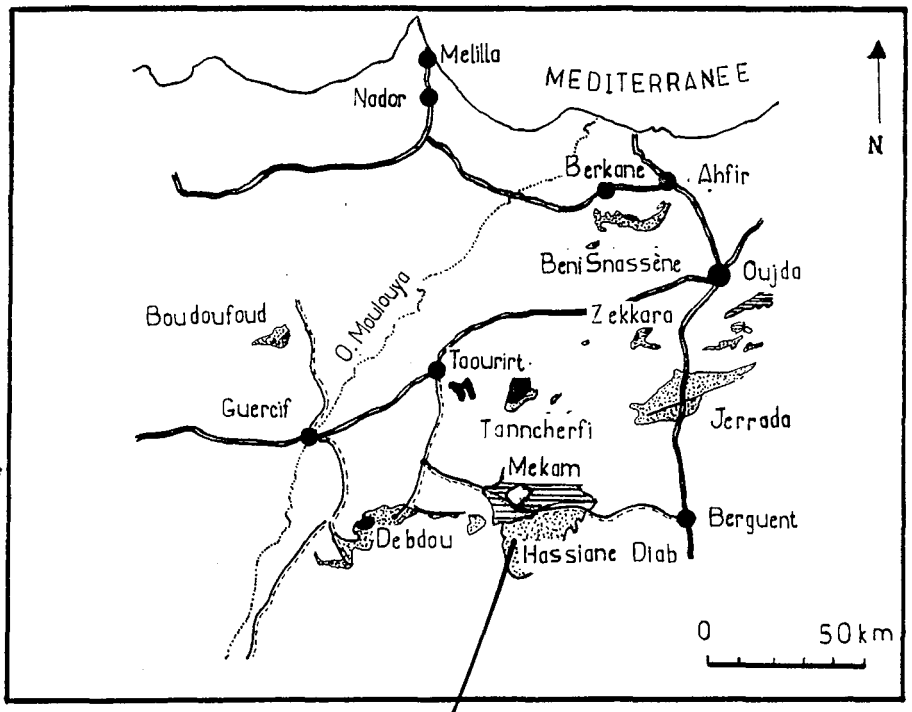
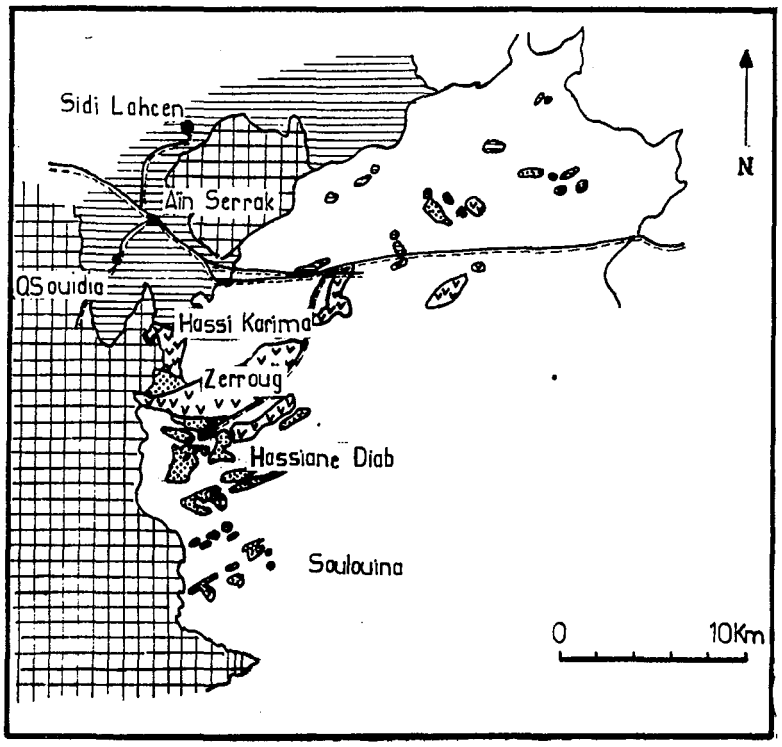


Fig. I.1. Situation géographique et cadre géologique régional du secteur d'H. Diab.



schites dévoniens
complexe volcano-sédimentaire viséen supérieur
granitoides hercyniens



plio-quaternaire
couverture secondaire
schistes de Mekam dévoniens
complexe volcano-détritique viséen supérieur
série culm d'Hssiane Diab-Soulouina
magmatisme tardi-hercynien

I - INTRODUCTION GENERALE

Cette étude concerne le district minier d'Hassiane Diab qui constitue jusqu'à présent le seul indice considérable de la minéralisation à tungstène du Maroc oriental, exprimé en l'occurence sous forme de wolframite liée à des filons de quartz.

1. Cadre géographique.

Le secteur étudié est situé dans le Mekam au Nord-Est du Maroc, à 120 km Sud-Ouest d'Oujda et à 80 km à l'Ouest de Berguemt (Fig. I.1.). La piste d'accès au secteur rejoint la route Debdou-Berguemt à 5 km à l'Est de la maison forestière d'Aïn Serrak. Le paysage est celui d'un vaste plateau de 1100 m d'altitude, couvert d'une steppe à alpha et parsemé de collines arrondies à relief peu dominant. Ces dernieres sont séparées par un recouvrement de terrain quaternaire divers, terrasses ...

Le climat est de type continental relativement aride. Il est caractérisé par des écarts thermiques saisonniers importants et des précipitations peu abondantes avec des températures maximales de 45° en été et des minima pouvant descendre légèrement au-dessous de 0° en hiver.

La région d'H.Diab est peu peuplée ne comportant qu'une seule agglomération concentrée sur un groupe de puits ; c'est le hameau de Hassiane Diab. Il existe toutefois quelques foyers éparpillés généralement dans les zones à sol fertile et au voisinage de rivières aujourd'hui sèches. L'élevage constitue la seule source de revenu de ces habitants.

2. - Travaux antérieurs.

La boutonnière de Mekam a suscité l'intérêt des géologues à la suite de la découverte de la mine d'anthracite de Jerada.

Marie (1931, 1932) est le premier à signaler la discordance entre le Viséen supérieur et les terrains plus anciens au Nord d'H. Diab. La découverte du premier indice de wolframite dans le secteur en 1936 lui est due également.

Agard (1948) relance l'étude du gisement wolframifère d'H. Diab et effectue un premier lever du champ filonien au 1/5 000ème.

Owodenko (1946, 1976) en étudiant le bassin houiller de Jerrada s'est intéressé à la série de Mekam.

Medioni a publié en 1972, la carte d'H. Diab au 1/100 000ème. En 1980, il a réalisé une mise au point stratigraphique sur les terrains carbonifères de la bordure septentrionale des hauts plateaux marocains.

Les travaux récents publiés depuis 1980 constituent les premiers résultats fondamentaux concernant cette région. Nous en discuterons plus en détails dans les paragraphes suivants.

3 - L'objet de l'étude.

Cette étude s'inscrit dans le cadre du programme de recherche entrepris par le B.R.P.M., dans la région d'H. Diab depuis 1977. La plupart des travaux effectués jusqu'ici (sondages, échantillonnage, tranchées ...) étaient axés sur le gisement du wolfram. Ils visaient à trouver d'autres panneaux minéralisés. La présente étude tente de situer la mine d'H. Diab dans le cadre plus général de la boutonnière, en examinant les relations éventuelles entre minéralisations, magmatisme et tectonique.

Pour cela, nous avons subdivisé ce mémoire en trois parties principales :

- une première partie comportant l'étude pétrologique et géochimique des différents faciès éruptifs d'H. Diab. Leur position dans l'évolution magmatique à l'échelle de la méséta orientale sera également abordée.
- la deuxième partie porte sur la tectonique cassante au niveau de la région d'H. Diab et du champ minéralisé.
- la troisième partie est consacrée à l'étude des altérations postmagmatiques (tourmalinisation-muscovitisation) et des minéralisations métallifères filoniennes avec une approche des conditions physico-chimiques de leur genèse.

Enfin une conclusion générale récapitulera les principaux résultats obtenus.

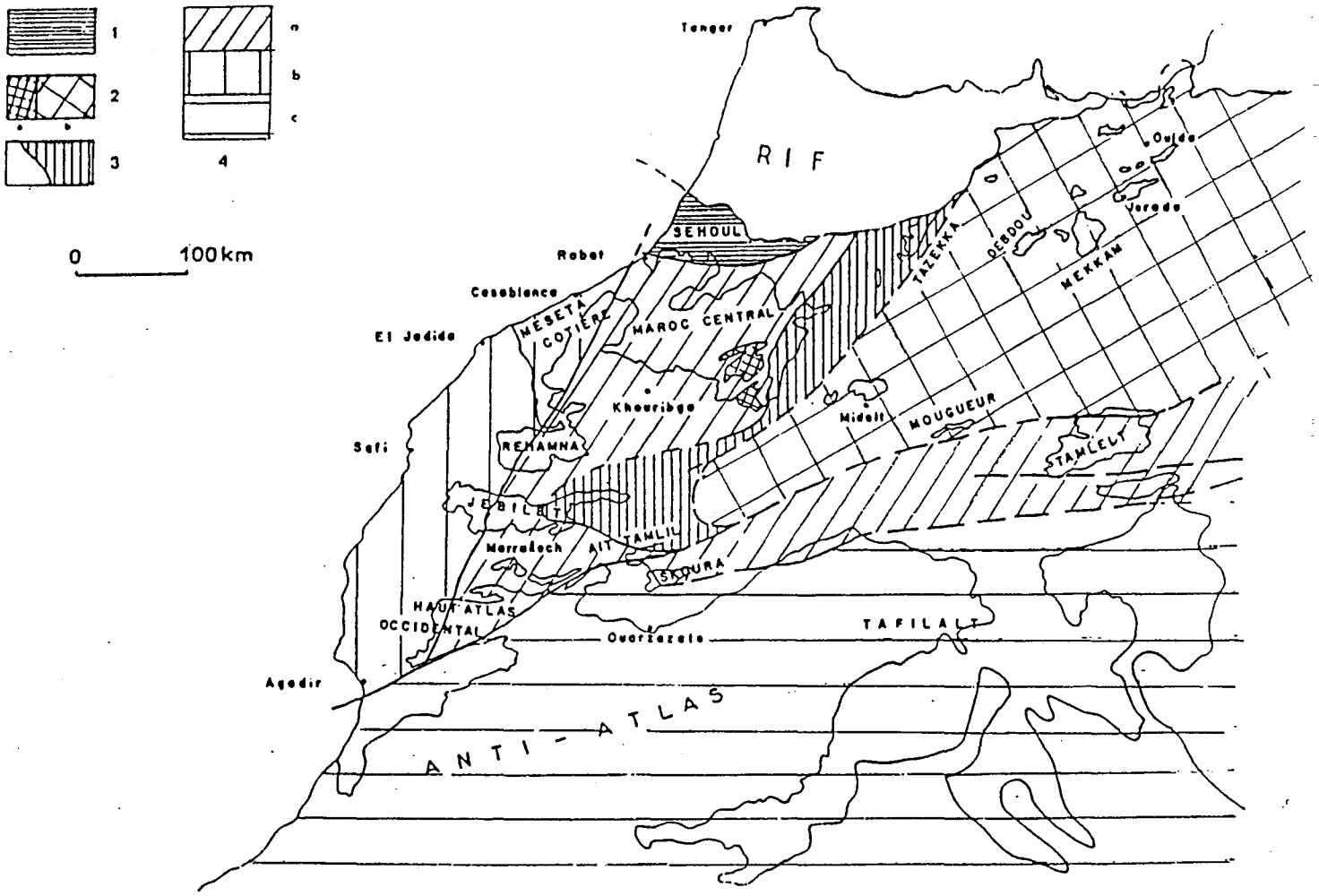


Fig. I.2 Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.

1. : bloc des Sehoul, fragment de chaîne calédonienne accolé à la Meseta lors d'événements acadiens. 2. : zone orientale, ou zone interne de la chaîne à phase éovarisque, bretonne. 2a. : pays Zaïan, 2b. : Meseta orientale. 3. : zone de transition avec mise en place de nappes syn- à tardi-sédimentaires au Viséen supérieur et phase de plissement sudète probable (Tazekka, Azrou, Khénifra). 4. : zones externes à phase de plissement namuro-westphalienne sans phases précoces. 4a. : zone de Meseta centrale intensément plissée (+ Tamelelt). 4b. et 4c. : régions peu déformées du môle côtier mésétien et de l'Anti-Atlas (d'après MICHARD et al., 1983).

4 - Cadre géologique régional.

L'évolution hercynienne du Maroc a fait l'objet au cours de ces dernières années de plusieurs essais de synthèse (Michard, 1976 ; Hollard, 1978 ; Michard et al., 1982, 1983 ; Hoepffner, 1987). Ces travaux aboutissent à la subdivision de la chaîne en plusieurs zones structurales parmi lesquelles la zone orientale (Fig. I.2.). Celle-ci correspond à l'ensemble de la méséta orientale (boutonnière de Midelt, Debdou, Mekam, Jerada...)

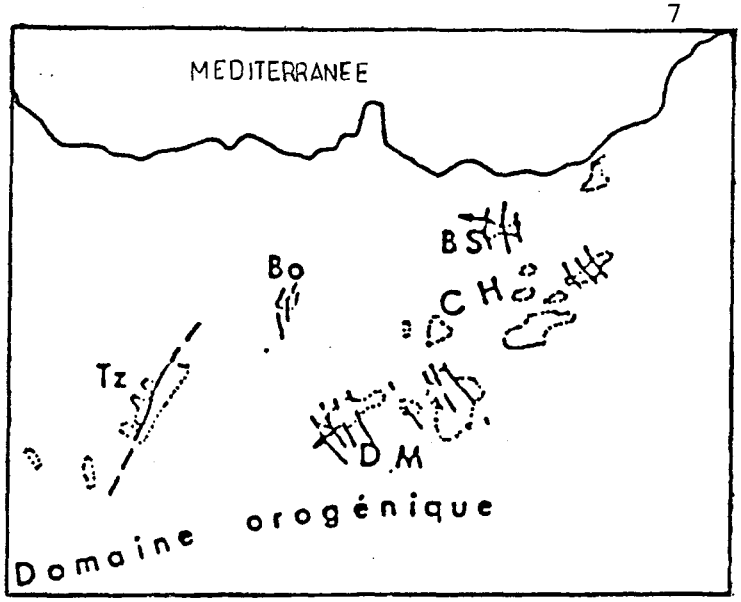
Elle est essentiellement caractérisée par l'individualisation d'un bassin de flysch au Dévonien par une phase tectonométamorphique bretonne et par le développement au Carbonifère d'une activité magmatique débutant dès le Viséen et se prolongeant jusqu'au Permien inférieur.

4.1. Les bassins de flysch dévoniens et la phase bretonne.

La méséta orientale est au Dévonien un domaine subsident où s'accumule une sédimentation du type flysch. La géométrie exacte de ce bassin ne peut être définie ; il peut s'agir d'un sillon N70-80 subparallèle à la bordure du craton africain ou d'un bassin de déchirure de forme plus complexe liée au fonctionnement de faille de socle dont la réactivisation avait du commencer dès le Paléozoïque inférieur (Hoepffner, 1987). Ce bassin traduit une distension entre le craton africain et la marge plus ou moins disloquée que représente le Maroc. Cette distension s'effectuant au cours du Paléozoïque inférieur à moyen reste limitée ; elle n'atteint jamais le stade d'océanisation. De surcroît, aucune trace d'activité magmatique n'y a été relevée (Ibid).

L'âge exact de la déformation majeure hercynienne (D1) dans la méséta orientale n'a été précisé que récemment (Marhoumi, 1984 ; Huon, 1985). En effet, les datations isotopiques(1) du métamorphisme synschisteux associé donnent 366 MA à Midelt, 372 MA à Mekam et 368 MA à Debdou. Cette phase bretonne engendre des plis déversés à couchés et cisaillés de directions variables (Fig. I.3.). La chaîne bretonne dessine un axe dont la convexité est dirigée vers l'Ouest. La déformation se réalise dans une ambiance de métamorphisme anchizonal à épizonal dont l'intensité maximale est atteinte à Midelt avec des paragenèses à biotite et gre-

(1) Les âges isotopiques sont obtenus par la méthode K-Ar sur micas néoformés lors du métamorphisme syntectonique.

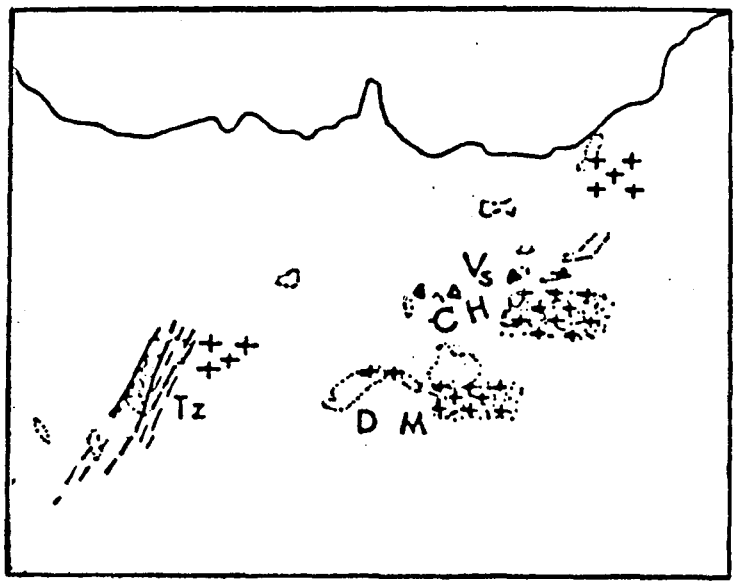


1

1 : direction des structures bretonnes dans le domaine orogénique

Tz : Tazekka, Bo : Boudoufoud, BS : Beni-Snassène.
DM : Debdou-Mekam, CH : Chaîne des horsts,

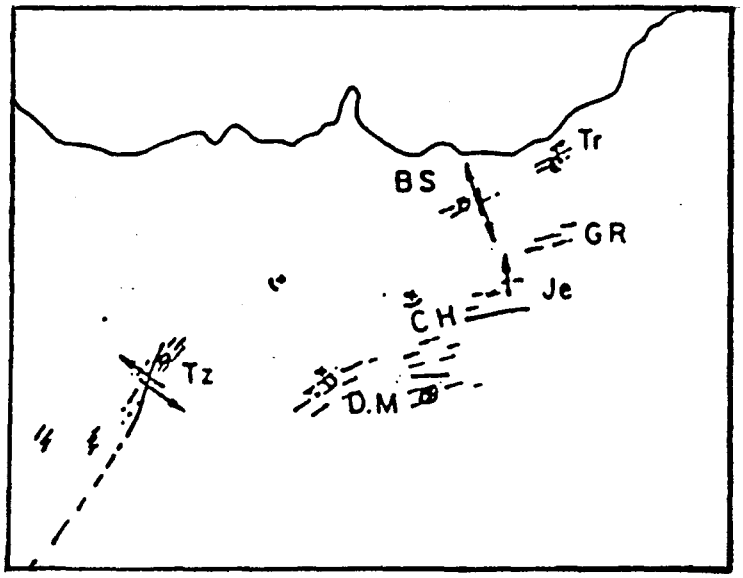
Fig. L3. Schéma du Maroc pendant la phase bretonne.



1
2
3
4

1 : olistostrome V_s : Viséen supérieur).
2 : nappes de glissement.
3 a : magmatisme calco-alcalin (granites, granodiorites, volcanites),
3b : séries volcano-détritiques et séries détritiques (Jerada, Mekam sud).
4 : zones à phase sudète probable, a : plissement synschisteux,
b : écaillages.

Fig. L4. Carte paléogéographique schématique du maroc au Viséen supérieur-Namurien.



1
2
3

1 : direction des structures et vergence,
2 : failles,
3 : principaux granitoïdes.

Fig. L5. Schéma du Maroc pendant la phase tardi-hercynienne. (post-westphalienne pro-parte).

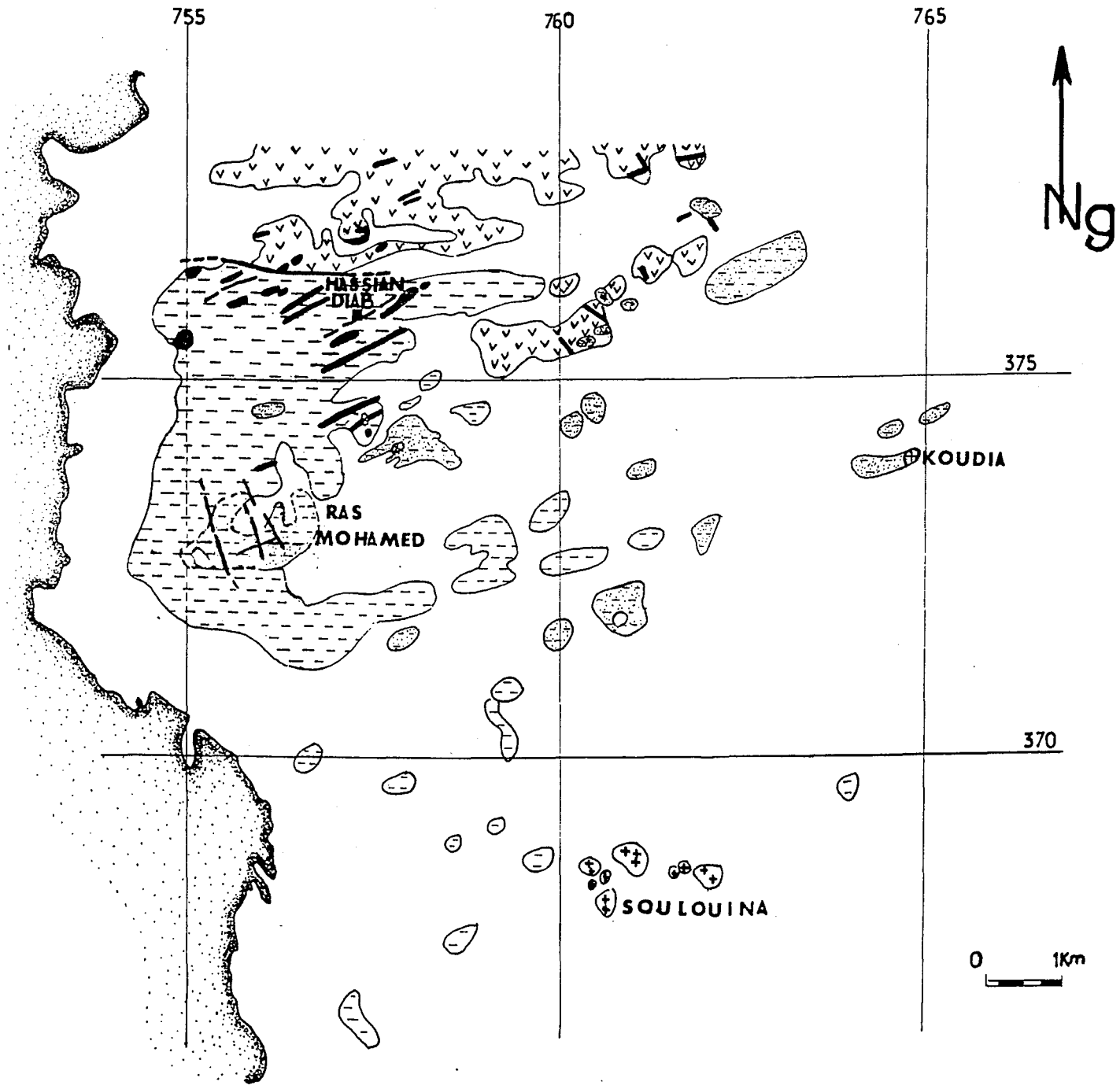
nat. Au Dévonien supérieur, tout l'Est du Maroc est donc soumis à un régime de compression suivant une direction ENE-WSW. Cette compression serait liée à la poussée de zones plus "internes", prolongeant la fermeture du bassin de flysch et son glissement avec déversement vers l'Ouest en direction de zones plus "externes" de la chaîne, en l'occurence la méséta orientale.

Un second épisode de déformation (D2) également antérieur au Viséen supérieur mais se superposant à D1 a été mis en évidence par Desteucq et Hoepffner (1980) et Hoepffner (1987) dans la région. Il est caractérisé par des plis centimétriques à métriques à plan axial subhorizontal et dont les axes ont une direction N120 à N150. Le déversement se fait vers le NE ou le SW, la schistosité associée est une crénulation.

4.2. Le bassin carbonifère et la phase tardi-hercynienne.

Les premières assises sédimentaires nettement discordantes sur le socle breton datent du Viséen supérieur ; période au cours de laquelle la méséta orientale connaît une phase de distention avec création de bassins dont l'orientation semble guidée par des failles N70 (Hoepffner, 1987). Pendant cette même période s'installe une activité magmatique exprimée par des volcanites et volcanoclastites (Kharbouch, 1982 ; El Ghazi, 1977) (Fig. I.4.) auxquel sont associés des filons de microdiorites, de dacites et des masses granodioritiques donnant au métamorphisme de contact (schistes tachetés) (Owodenko, 1976 ; Huvelin, 1983 ; Chegham, 1985). Les ensembles hypovolcaniques se mettent en place essentiellement dans les terrains antéviséens. La mise en place des différents termes granitiques du massif de Midelt, granodiorite (347 MA), granite alcalin (329 MA) et du granite calco-alcalin (319 MA) (Clauer et al., 1980) attestent d'une activité magmatique qui dure depuis le Viséen inférieur jusqu'au début du Namurien et qui est bien caractéristique de la méséta orientale.

Les déformations souples enregistrées par les dépôts volcanodétritiques de la méséta orientale correspondent à la phase post-westphalienne (Fig. I.5.). En effet, les derniers terrains affectés sont datés du Westphalien C dans le bassin de Jerada (Owodenko, 1976). D'autre part, dans le Tazekka, la datation isotopique de l'épisode tectonique enregistrée par les dépôts volcano-sédimentaires donne 300MA (fini Westphalien). L'intensité de cette déformation reste modérée ; le métamorphisme associé ne dé-



- dépots quatérnaires
- couverture secondaire
- Le socle viséen supérieur: schistes préseux; série volcanique — complexe volcano-sédimentaire
- Les métamorphites: auréole du métamorphisme hydrothérmal; cornéennes de métamorphisme de contact
- Les magmatites: microgranite à pyroxene; granite rose de Soulouina; granite à biotite; microgranitoides (rhyodacites, dacites, diorites quartziques, microgranites)

Fig. I.6. Carte géologique du district minier d'H. Diab (1/80 000ème) (d'après Médioni, 1980, modifiée).

passant pas l'épizone.

A cette phase sont également associés des massifs de granitoïdes.

5 - Cadre géologique local.

5.1. Données stratigraphiques

Le secteur d'Hassiane Diab occupe la moitié méridionale de la boutonnière paléozoïque de Mekam affleurant au milieu des dépôts mio-pliocènes des hauts plateaux (Fig. I.6.). Le socle hercynien, dans cette boutonnière se présente par deux grandes séries (Médioni, 1980 ; Hoepffner, 1987) (Fig. I.7.).

- Les schistes de Mekam à caractères de flysch localisés essentiellement dans la partie nord de la boutonnière (secteur de Sidi Lahcen). Des études palynologiques (Marhoumi et al, 1983) admettent pour cet ensemble un âge Dévonien moyen (Givetien-Frasnien).

- La série volcano-sédimentaire (SI) d'Hassian Diab-Soulouina largement représentée dans la boutonnière dont elle constitue toute la moitié sud. Les aflfleurements y sont cependant discontinus et isolés au milieu des terrains quaternaires. La série peut être divisée en trois ensembles :

* un ensemble basal correspondant aux premières assises de la série carbonifère avec des niveaux de conglomérats, de grès et des calcaires, d'âge Viséen supérieur, déterminé grâce à une faune relativement abondante dans les niveaux carbonatés (Médioni, 1980). Les niveaux de base sont en contact tectonique avec les schistes de Mekam par l'intermédiaire d'une faille injectée de dacite comme à Hassi Karima.

* Les volcanoclastites de Zerroug superposées aux niveaux détritiques et carbonatés de base et se présentent en une ligne de collines orientées à N60.

* La série d'H. Diab-Soulouina (ss), elle s'étend au-delà de la faille E-W limitant vers le Sud le complexe de Zerroug. Elle se présente en une alternance de schistes gris à gris verdâtre et de grès plus ou moins quartzifiés bien visibles dans la morphologie, où ils dessinent une série de crêtes parallèles orientées WSW-ENE. vers le Sud des niveaux calcareux et fossilifères indiquent un âge Viséen supérieur élevé (Ibid).

La relation entre la série d'H. Diab- Soulouina et le complexe de

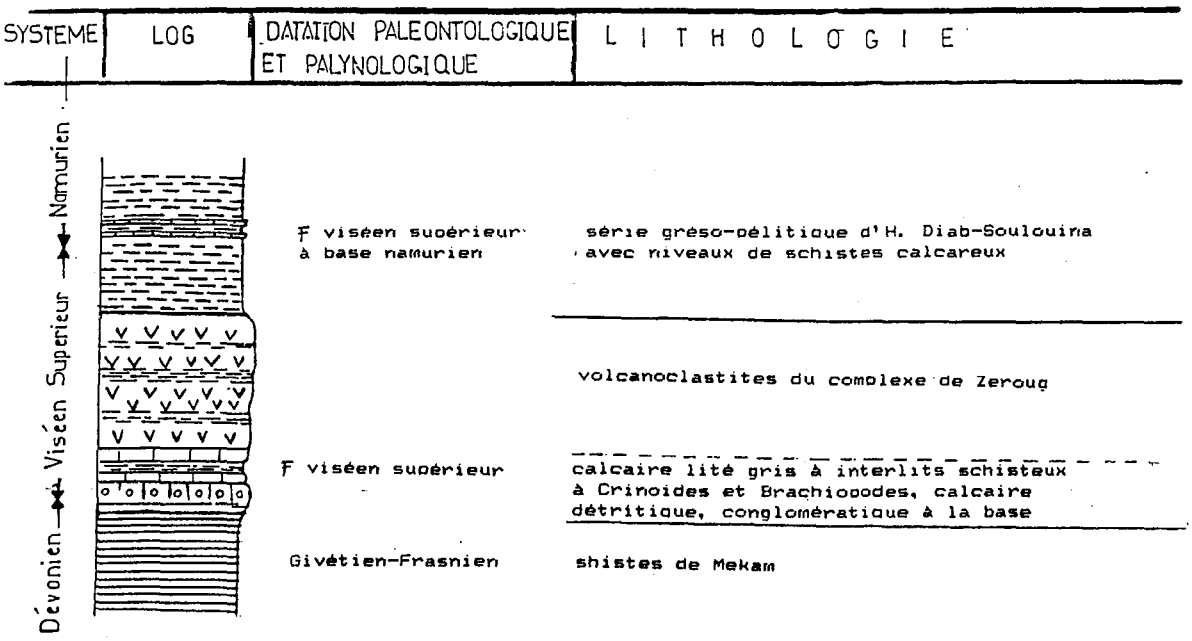


Fig. I.7. Succession lithostratigraphique du Dévonien au Namurien du district minier d'H. Diab.

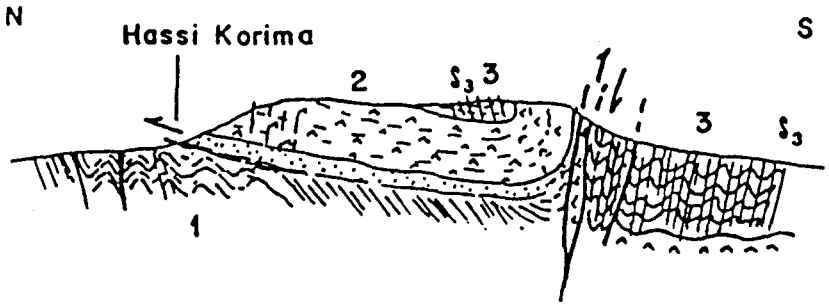


Fig. I.8. Coupe schématique du synclinal de Zerroug (d'après Médioni, 1980 ; modifié par Hoepffner, 1987). 1 : schistes de Mekam ; 2 : volcanoclastites de Zerroug ; 3 : série grèso-pélitique d'H. Diab-Soulouina ; pγ : microgranite.

Fig. I.9. Microstructure des schistes de la série d'Hassiane Diab.

Zerroug ne peut être établie avec certitude, du fait de la nature tectonique entre les deux ensembles. Toutefois, Médioni (1980) propose de voir dans cette série schisto-grèseuse, la suite du complexe volcano-détritique de Zerroug (Fig. I.8.) ; les niveaux de schistes rouges et verdâtres affleurant au coeur du synclinal de Zerroug, étant considérés de faciès analogues à certains niveaux de la série d'H. Diab- Soulouina.

5.2. Le plissement

Nous nous sommes particulièrement intéressés à la série d'H. Diab-Soulouina qui constitue l'encaissant immédiat de la mine à tungstène dans ce secteur. Cette série est plissée selon une direction N60-70E, à la suite d'une phase de déformation reconnue par ailleurs dans d'autres boutonnières paléozoïques de la méséta orientale (Médioni, 1980 ; Desteucq et Hoepffner, 1981 ; Hoepffner, 1987) et datée du post-Westphalien (Huon, 1985). Il s'agit d'un âge isotopique obtenu par la méthode K-Ar sur micas néoformés lors du métamorphisme syntectonique.

Le plan axial de ce plissement est subvertical ou incliné vers le Nord indiquant un léger déversement vers le Sud. Une schistosité accompagne le plissement exprimé sous forme d'un clivage discontinu et espacé de type "fracture". Microscopiquement, les plans de schistosité se présentent comme des filets discontinus soulignés par des impûretés ferrugineuses et des opaques (Fig. I.9.). Les plis engendrés par cette phase de déformation fournissent différents types de structures :

- des plis dissymétriques (Fig. I.10.) représentés par des plis concentriques à concentriques aplatis (types IB-IC) selon la classification de Ramsay (1967).

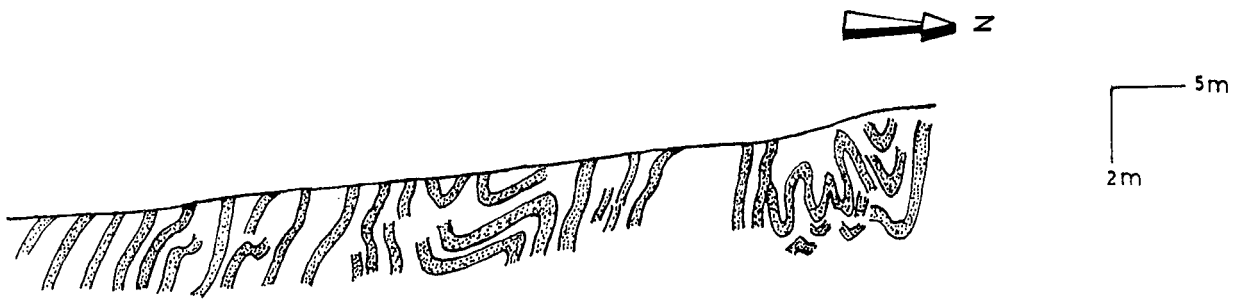
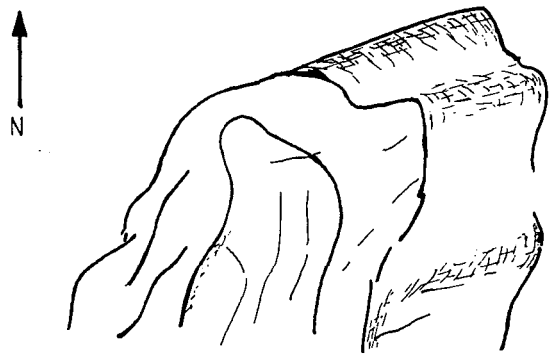


Fig. I.10. Plis dissymétriques observés dans la coupe de parment ouest d'une tranche au niveau de la mine (X = 757 ; Y = 373).

- des plis coffrés avec deux plans axiaux conjugués pour une même charnière (Fig. I.11.).



0 30cm

Fig. I.11. Pli coffré (X = 756 ; Y = 373,8).

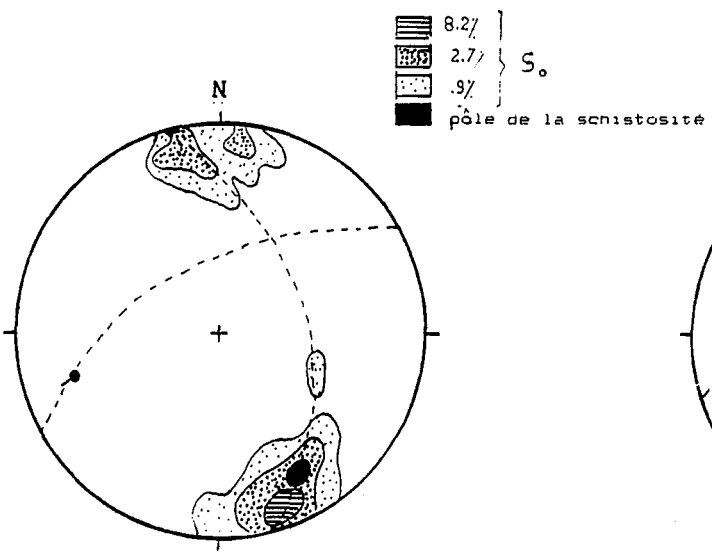
- Là où il n'a pas été possible d'observer d'axes ou charnières de plis ; l'analyse statistique des plans de stratification et de schistosité a permis de retrouver leur géométrie (Fig. I.12.).

A noter qu'il n'as pas été possible de déterminer le nombre de plis affectant la série faute de niveau repère remarquable. A l'échelle de l'affleurement (Fig. I.12.) aussi bien qu'à l'échelle régionale (Fig. I.13.), nous observons une dispersion des axes de plis suivant un plan parallèle au plan axial des plis.

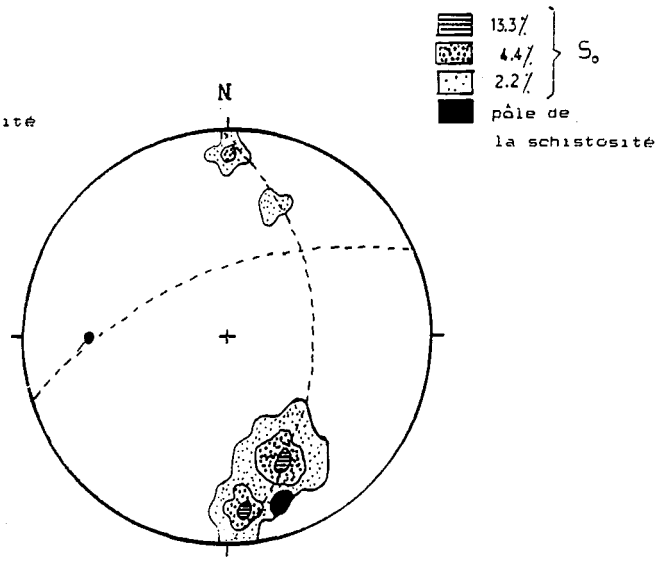
5.3. Le métamorphisme de contact.

La cartographie de la série paléozoïque d'H. Diab révèle la présence d'un métamorphisme de contact affectant les formations schisto-gréseuses anchi à épizonales qui montrent des matrices à agrégats phylliteux légèrement orientés à chlorite et muscovite associés à des produits ferrugineux.

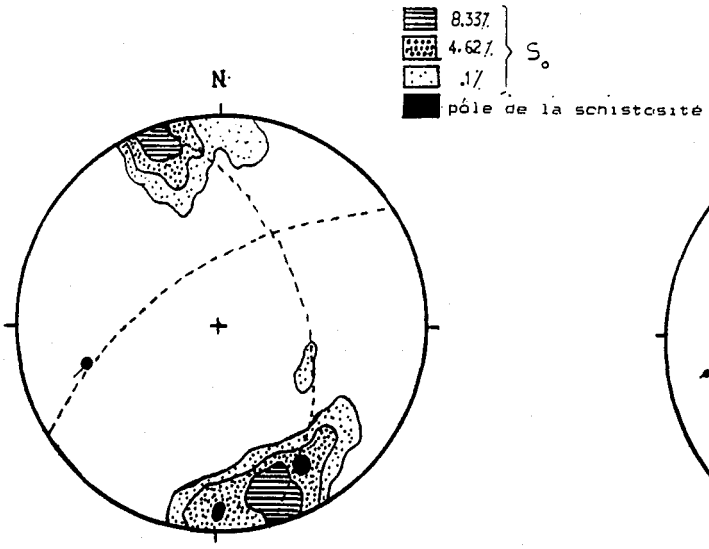
La transformation thermique de la paragenèse originelle aboutit à l'apparition de cornéennes à andalousite, biotite (Fe/Fe + Mg = 67,9%, Si^{IV} = 5,521), muscovite et quartz. Ce métamorphisme conserve la stratification originelle des alternances schisto-gréseuses ce qui entraîne l'apparition d'une structure rubannée déterminée par la succession de niveaux sombres phylliteux accompagnés d'andalousite et de niveaux clairs essentiellement quartzeux plus ou moins micacés.



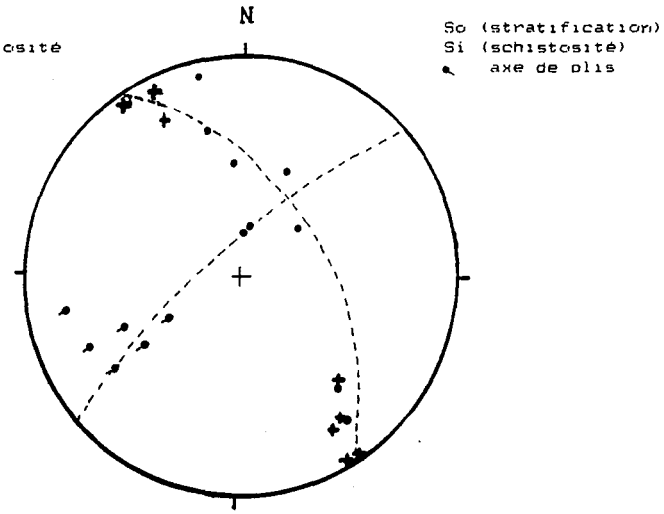
a) Colline Ti (X = 752 ; Y = 373,8).
Axe moyen des plis N72 34 WSW
110 mesures.



b) Colline Sud Ras Aomar (X = 757 ; Y = 372).
Axe moyen des plis N85E 34 SWS, 60 mesures.

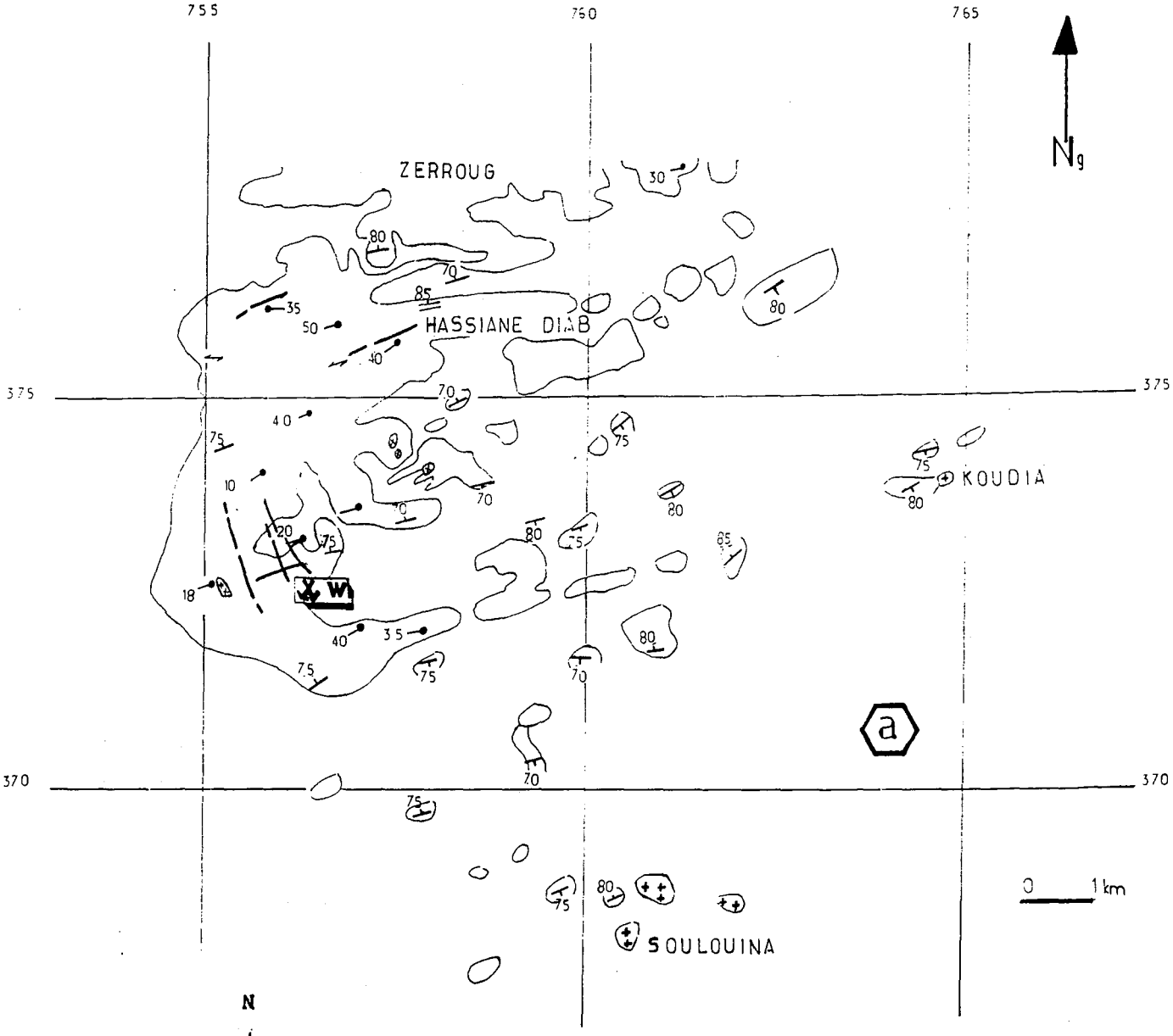


c) Ras Aomar (X = 755,2 ; Y = 374).
Axe moyen des plis N 72 E 36 WSW,
108 mesures.



d) X = 376,5 ; Y = 757,5 (Village d'H. Diab).
Axes des plis dispersés dans le plan axial
à N65.Les plongements varient de 10 à 45°

Fig. I.12 Stéréogrammes des structures de la phase plicative D3 dans la série d'H. Diab-Soulouina.



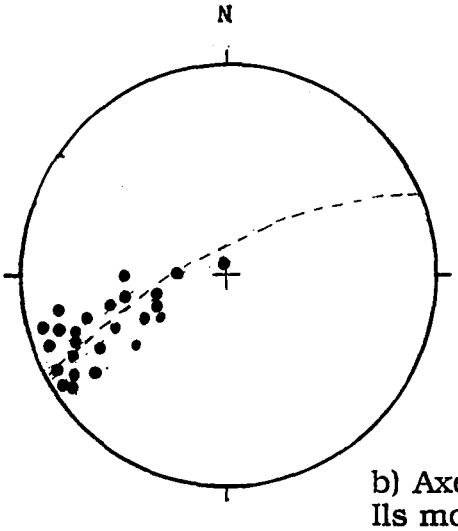


Fig. I.13. a) Répartition de la stratification et des axes des plis dans le secteur d'H. Diab.

- stratification avec valeur du pendage
- axe des plis avec valeur du plongement
- structure C-S

b) Axes des plis mesurés dans l'ensemble du secteur d'H. Diab. Ils montrent une dispersion parallèle au plan axial des plis.

b

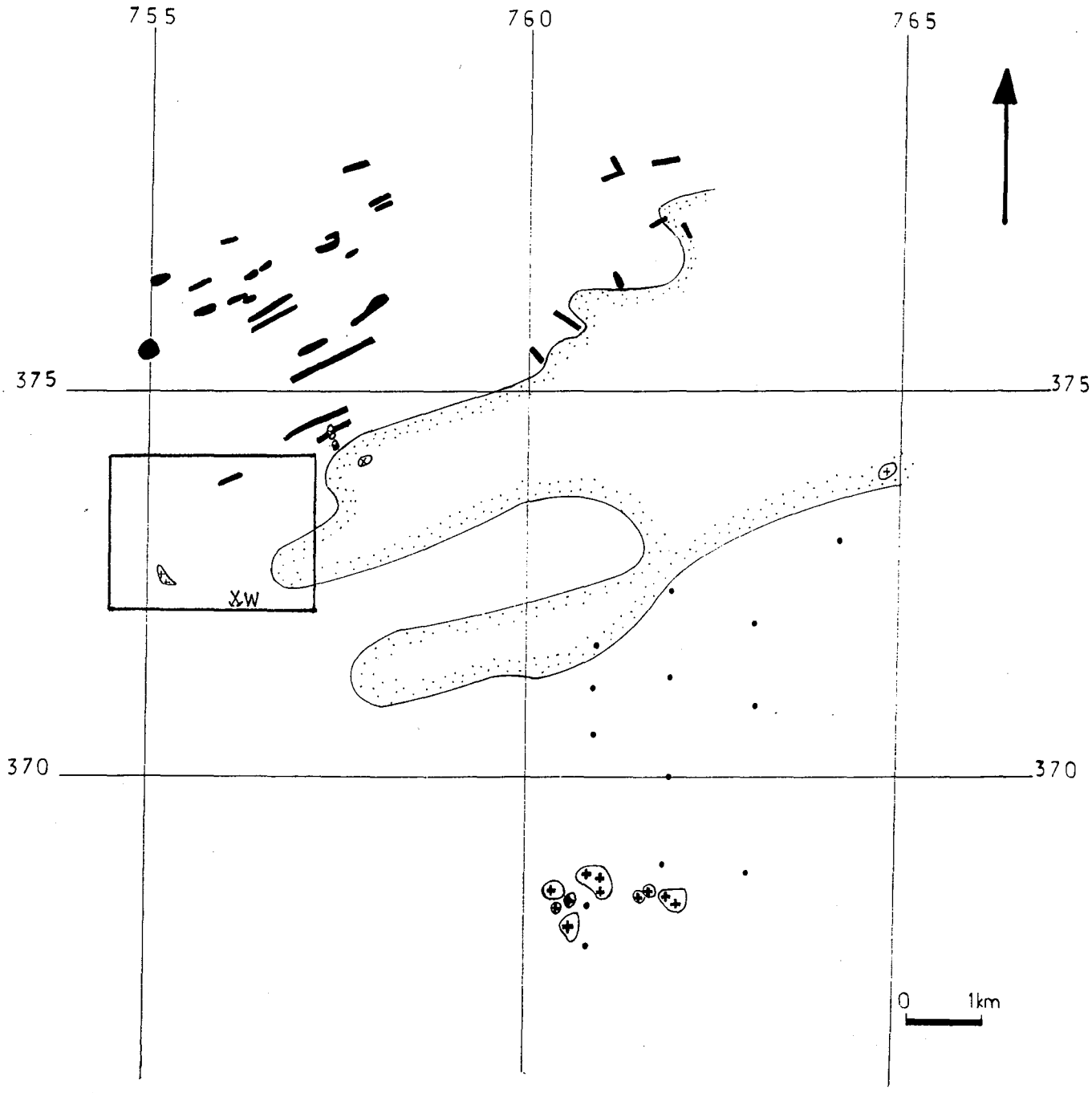
5.4. Présentation des plutonites d'Hassiane Diab.

La fin du Carbonifère est marquée par une importante activité magmatique qui se résoud en plusieurs ensembles plutoniques (Fig. I.14.).

Ainsi, nous distinguons aux environs du village d'H. Diab, le "dyke swarm" des microgranitoïdes (dacites, rhyodacites et microdiorites quartziqueset microgranites) flanquant vers le Nord le massif granitique d'H. Diab, orienté d'une manière générale NE-SW à ENE-WSW comme le laisse prévoir l'étendue de l'auréole du métamorphisme de contact exprimé ici par les cornéennes à biotite et andalousite. La rareté d'affleurement de ce massif rend difficile l'établissement d'une chronologie relative de mise en place avec le réseau de microgranitoïdes. Toutefois, au niveau du secteur minier (X = 756,6 , Y = 374,1), on peut observer (Fig. I.15.) un filon de microgranite à biotite apparenté au granite d'H. Diab, recoupant un dyke de microgranitoïde fortement altéré.

Au NE de la mine d'H. Diab (X = 758, Y = 374) affleure des microgranites à pyroxène sous forme massive ou filonienne recoupant des dykes de microgranitoïdes. De surcroît, certains pointements de ces microgranites à pyroxènes émergent au milieu des cornéennes du métamorphisme de contact marquant ainsi leur postériorité par rapport au granite d'H. Diab.

Plus au Sud, vers le lieu-dit Soulouina affleure une syenogranite, datée de 287 ± 7 MA (Tisserant, 1977), sous forme de petits pointements de taille pluridécamétrique et qui représentent les apophyses d'un batholite de grande extension revèlée par sondages percutants réalisés par le B.R.P.M. Le massif n'engendre pas de métamorphisme de contact notable dans son encaissant. Des néoformations de sérécite sont à peine visibles. Sa position à cheval entre les cornéennes à biotite et andalousite et le faciès sédimentaire le place postérieurement au granite d'H. Diab.



1 2 3 4 5 6

1. microgranitoïdes 2. granite à biotite d'H. Diab

3. microgranite à pyroxène 4. syénogranite de Soulouina

5. auréole du métamorphisme de contact

6. point de sondages percutants ayant révélé la présence du syénogranite

Fig. I.14 Localisation des différents faciès éruptifs dans la boutonnière d'Hassiane Diab.

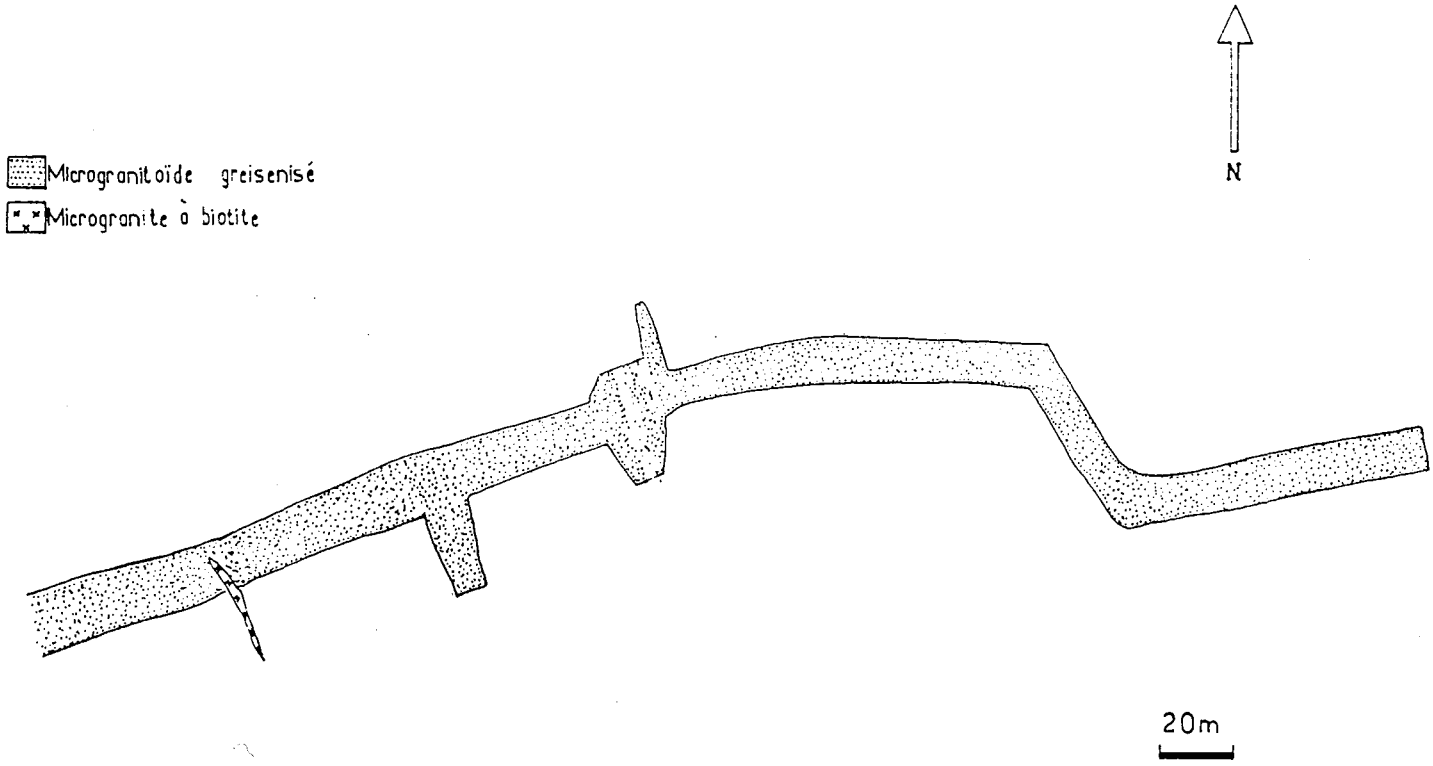
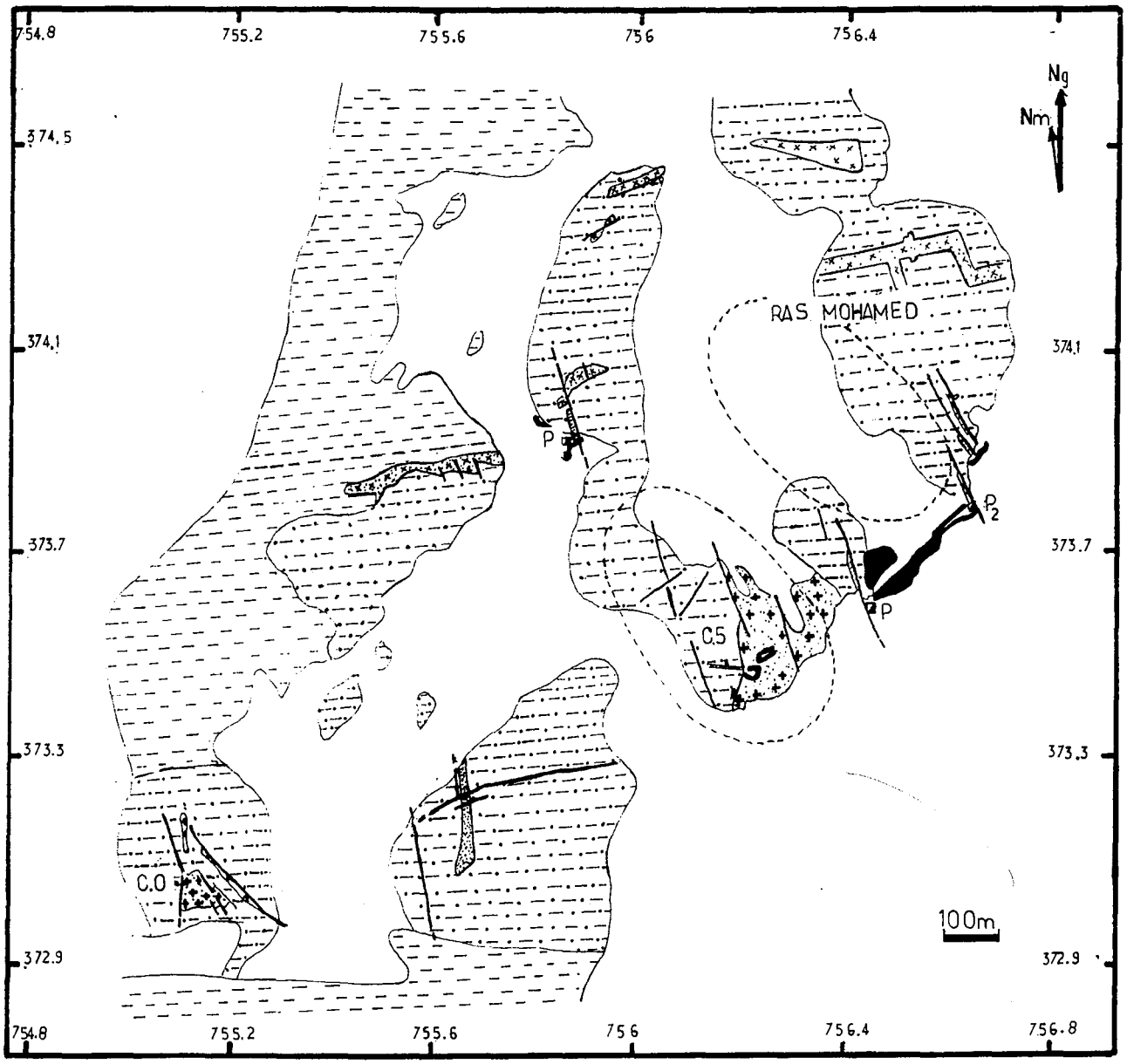


Fig. I.15. Recoupement entre filon de microgranite à biotite et microgranitoïde. Ce dernier montre de surcroît une mise en place suivant deux directions ENE et NNW.

PARTIE II

LES PLUTONITES D'HASSIANE DIAB

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE



cailloutis d'épendage récent et éluvions

alternance schisto-gréseuse

auréole du métamorphisme hydrothermale

microgranitoïdes (1) greisénisé (2)

granite à biotite greisénisé

greisen

faille

contour de granite à biotite non affleurant

P : puits

tranchée

déblais

Fig. II.1. Esquisse géologique du secteur de la mine à tungstène d'H. Diab.

I I- LES PLUTONITES D'HASSIANE DIAB : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

le secteur d'H. Diab est comme, nous venons de le voir caractérisé par une série d'intrusions magmatiques, réparties en quatre unités, mises en place successivement au cours de la période allant du début Namurien à l'Autunien. Outre le critère de chronologie, les différentes unités se distinguent par leurs mode de gisement et composition chimico-minéralogique.

1. Le réseau de microgranitoïdes(1)

Les filons et dykes de dacites, rhyodacites et microdiorites quartziques voir microgranites qui constituent ce réseau font partie d'une unité plus vaste, parcourant l'extrémité septentrionale de la région d'H. Diab. Les filons sont alignés principalement dans la direction N60-70 et à moindre degré N140-N160. Leur épaisseur varie de 1 à 6 m, atteignant parfois une trentaine de m (piton d'H. Diab). Ils peuvent être lenticulaires sur quelques dizaines de mètres ou bien se prolonger sur plusieurs centaines de mètres. Leur mise en place semble s'effectuer à la faveur de fractures conjuguées NE-SW et NW-SE, comme en témoigne la figure I.15. où l'on observe un filon de microgranitoïde empruntant ces deux directions.

2. L'unité granitique d'H. Diab

L'essentiel de cette unité est formé du massif granitique d'H. Diab (granite à biotite) associé à ses filons satellites microgranitiques ainsi que des filons de microtonalites.

(1) En l'absence d'un échantillonage représentatif, seul le critère du mode de gisement est discuté.

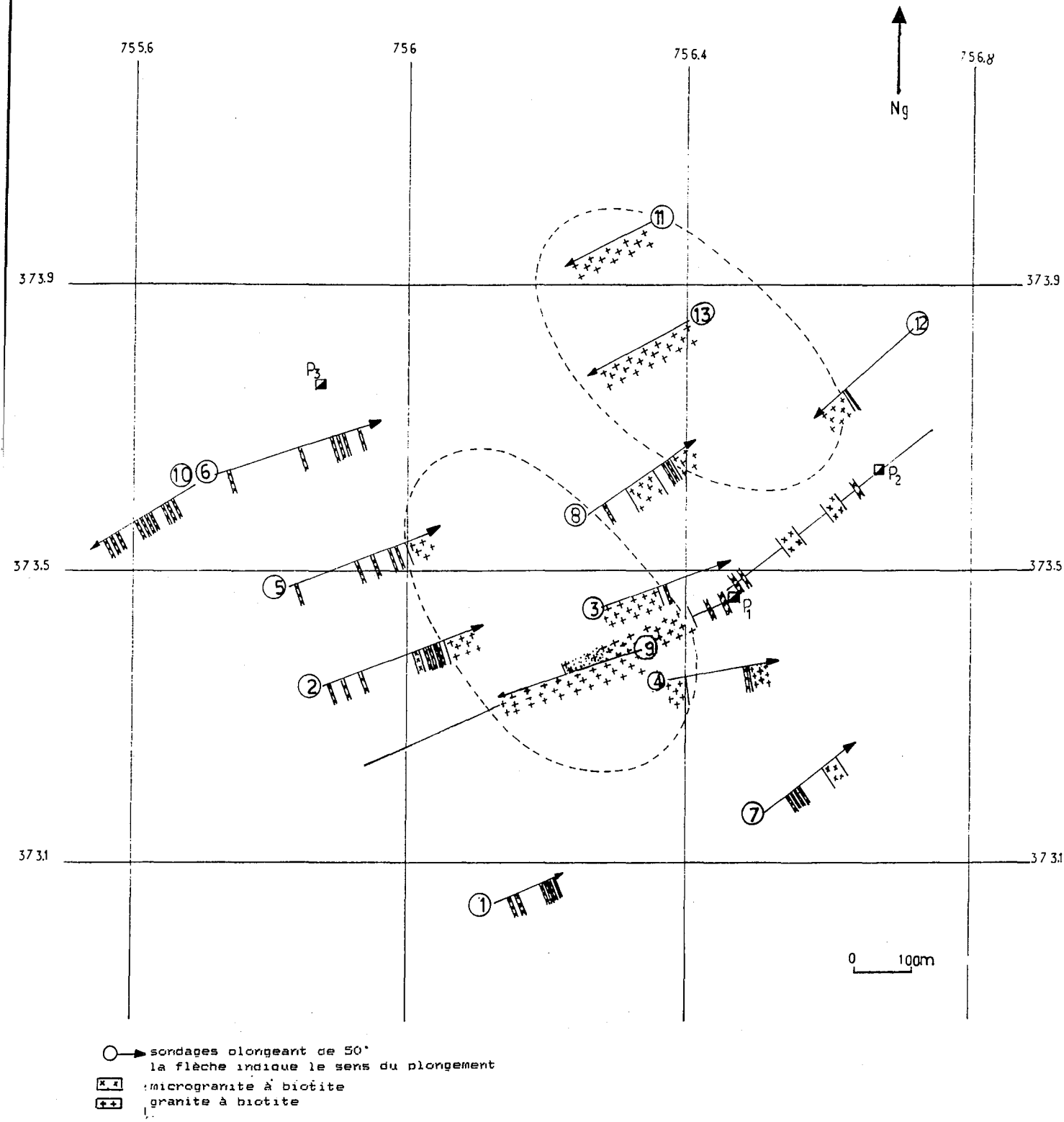


Fig. II.2. Projection sur un plan horizontal (niveau O) des coupes de sondages réalisés dans le secteur de la mine à tungstène d'H. Diab.

2.1. Mode de gisement

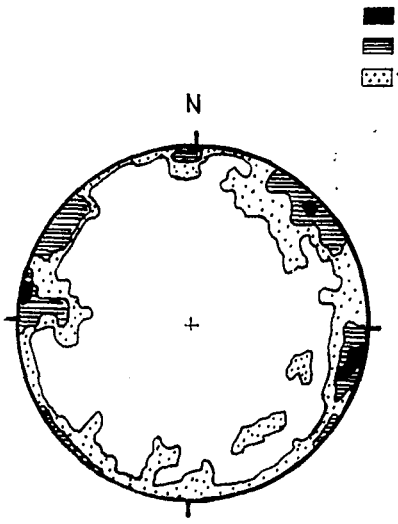
2.1.1. Le granite à biotite d'H. Diab

A part quelques affleurements éparses de taille métrique (Koudia, mine d'H. Diab), les roches de ce faciès sont d'une manière générale, cachées sous la couverture sédimentaire du Viséen supérieur. Les investigations menées en mine (Fig. II.1.), combinées aux données de sondages réalisés par le B.R.P.M. dans le secteur de la mine (13 sondages sur une superficie de 9 km2) révèlent la présence de deux stocks granitiques de dimensions réduites (quelques centaines de mètres) associés à un réseau de filons microgranitiques (Fig. II.2.).

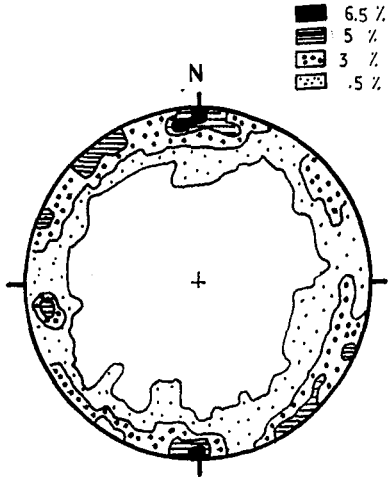
Etude de pétrofabrique.

Peu de mesures ont été réalisées sur ce granite à cause de l'exiguité des affleurements, seules trois stations ont fait l'objet de cette étude. Celle-ci a porté sur l'orientation des cristaux de biotite. Le plan mesuré est (001) facilement repérable par le clivage. Les diagrammes de densité sont élaborés à partir d'un traitement automatique (programme TAMO, J.M. LEISTEL, 1984). Le faible nombre de mesures permet néanmoins de remarquer que la structuration du granite est pratiquement verticale (Fig. II.3.). A Koudia, le plan de fluidalité magmatique montre une orientation conforme aux limites cartographiques du massif. Au niveau de la mine, les deux diagrammes de pétrofabrique ont en commun une fluidalité magmatique à N130-140 vertical concordante avec l'allongement des deux bâtis granitiques mis en évidence à cet endroit.

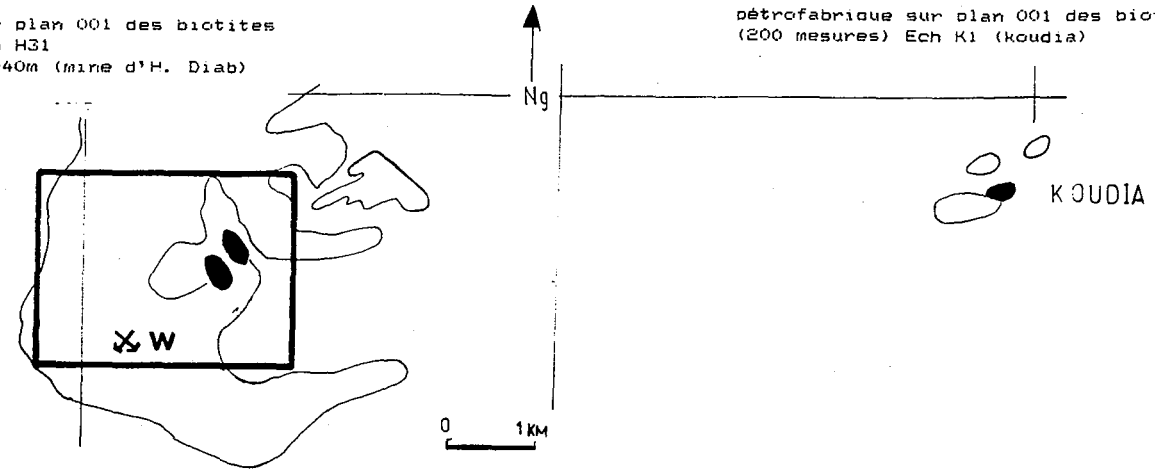
La détermination du taux de déformation (γ) d'après les maxima de densité de diagramme de fabriques (Fernandez, 1983) (Fig. II.4.) offre des valeurs de γ comprises entre 1,2 et 1,5, valeurs moyennes compatibles avec celles obtenues dans d'autres massifs (Feybesse, 1981 ; Negroni, 1981, Laboue, 1982, Vennat, 1982 ; Belin, 1983) et qui témoignent d'une mise en place atectonique. Ce fait nous amène à penser que l'injection du magma a été contrôlée par la structure de l'encaissant dont il a subi des pressions orientées en général EW et NW-SE. Le volume de la fraction fondue du magma était voisin d'une moyenne de

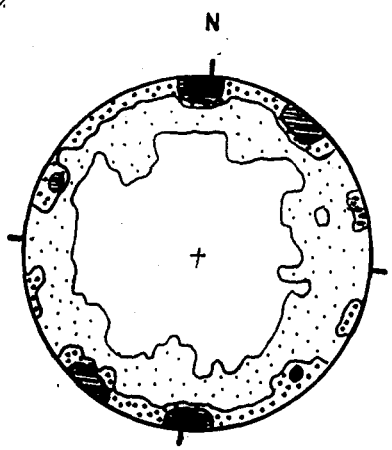


pétrofabrique sur plan 001 des biotites
(100 mesures) Ech H31
travers banc Est-40m (mine d'H. Diab)



pétrofabrique sur plan 001 des biotites
(200 mesures) Ech K1 (koudia)





pétrofabrique sur plan 001 des biotites
(275 mesures) Ech 2HD
sondage 2 cote 308 m (mine d'H. Diab)

Fig. II.3. Orientation des fabriques planaires minérales dans la granodiorite d'H. Diab. Toutes les mesures sont réalisés en lames minces horizontales et orientées au Nord.

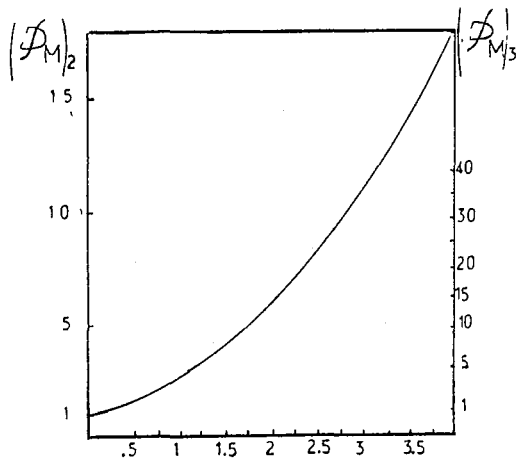


Fig. II.4. Variation des maxima de densité en fonction de :
(DM)2 : maximum de densité en 2 dimensions
(DM)3 : maximum de densité en 3 dimensions
γ : taux de cisaillement (d'après A. Fernadez, 1983).

55%, c'est-à-dire supérieur à la valeur critique de Van Der Molen et Paterson (1979) qui est de 30 à 35% en dessous de laquelle les contacts entre cristaux ne permettent pas leur orientation dans le liquide.

Les trois stocks granitiques relevés au niveau de la mine seraient vraisemblablement hissés dans des noeuds tectoniques formés par la jonction de fractures subméridiennes et subéquatoriales (Fig.II.5.). leur géométrie est d'ailleurs conforme à l'orientation générale de ces deux directions de fracturation.

2.1.2. Le microgranite à biotite.

Aux stocks granitiques de la mine sont associés des filons de microgranites qui sont pour la plupart non affleurants. Il se présentent par référence aux sondages réalisés dans le secteur en faisceaux de filons alignés conformément aux fractures subméridiennes et délimitant les masses granitiques répérées à cet endroit. Des observations faites dans une tranchée au Nord du Puits I, indiquent la présence de trois intrusions de microgranites en lames discontinues orientées à N135E subverticales, montrant une parfaite organisation interne avec deux zones aphyriques vers les épontes, franges de Bagnold, bordant une zone porphyrique centrale (Fig. II.6.). Ce phénomène est lié à une migration des phénocristaux vers l'axe du filon au cours d'un simple flux de magma dans une caisse fi-

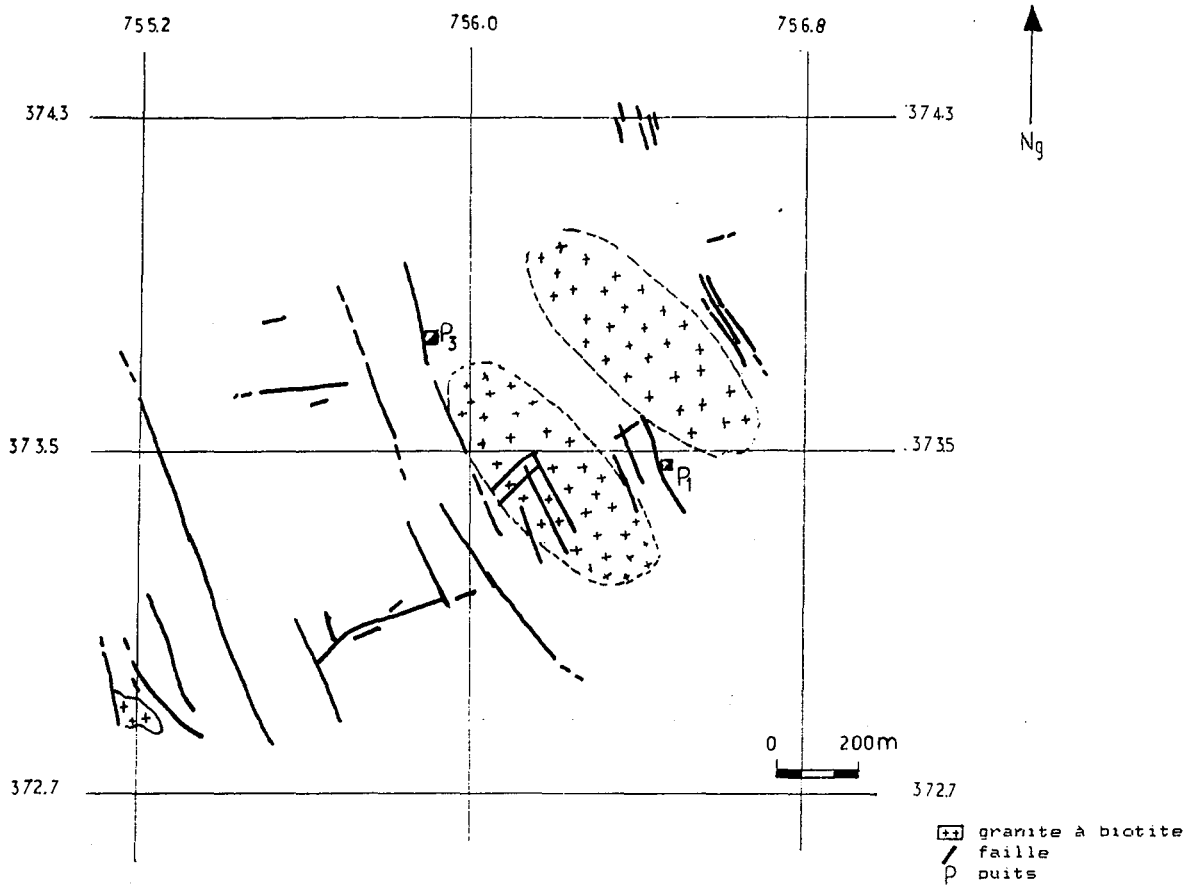


Fig. II.5. Disposition des stocks des granites à biotite dans le secteur de la mine d'H. Diab.

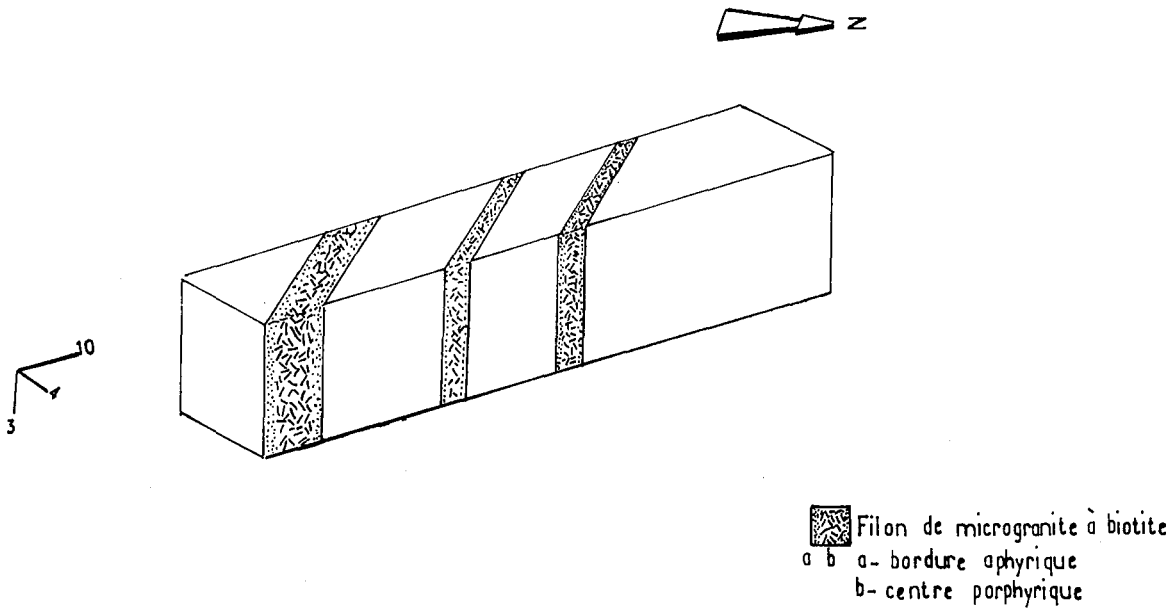


Fig. II.6. Organisation interne des filons de microgranite à biotite.

lonienne (Bhattacharji, 1967 ; Komar, 1972 ; Barrière, 1976 ; Blanchard, 1979 ; Fernandez et al., 1983 ; ...).

2.1.3. Les microtonalites

Ils sont peu nombreux. Leur présence est détectée dans les sondages 3, 4 et 5 où ils se présentent en filons intrusifs dans le granite à biotite, mais avec lequel ils montrent un contact nettement magmatique souligné par une éponte mobile (cf § 2.3.4.).

2.1.4. Conclusion

La mise en place de l'unité granitique commence par le massif du granite à biotite d'où émanent des apophyses empruntant des ouvertures liées à un réseau de fractures orientées NE-SW à ENE-SW et NNW-SSE. Ces dernières seront longées par les filons de microgranites. Selon l'organisation des fabriques minérales et l'organisation interne des filons, la mise en place du magma granitique ne serait pas contrôlée par une tectonique active.

Il ne semble pas qu'il y ait de décalage temporel notable entre la mise en place du granite à biotite et des microtonalites ; leur contact magmatique plaide en faveur de leur pénécontemporainéité.

2.2. Classification

La classification des roches de cette unité est établie à l'aide du diagramme QAP de Streickeisen (1975) préconisé par l'IUGS. Bien que ne tenant pas compte des minéraux ferromagnésiens. Ce diagramme se révèle bien adapté aux plutonites dépourvues de verre. Il se base sur l'analyse modale volumique de roches au compteur de points. Cette technique étant lente et souvent source d'erreurs, nous avons employé une méthode utilisant les analyses chimiques roches totales et celle des principaux minéraux constitutifs (biotite, feldspath, quartz) de l'unité granitique. Ces deux paramètres permettent de calculer les compositions modales pondérales des différents faciès de cette unité. Les calculs ont été effectués à partir d'un programme établi par Courrioux et Leistel

Symbole	○		●				◑		
Echantillon	HD1	HD2	HD3	HD4	HD5	HD6	HD7	HD8	HD9
SIO2	64.69	69.84	66.01	69.17	69.63	70.27	68.91	69.28	68.96
AL2O3	15.05	13.36	15.63	15.10	15.46	14.52	14.91	15.53	15.35
FE2O3	4.59	4.78	4.52	3.55	3.33	2.77	3.00	3.31	3.34
MNO	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05
MGO	1.98	1.20	1.48	1.02	1.16	0.83	0.95	1.20	0.82
CAO	3.04	2.05	2.71	2.49	1.99	1.44	1.40	1.60	1.92
NA2O	2.85	2.68	3.07	3.34	2.77	2.98	2.87	1.98	2.46
K2O	3.20	3.34	3.81	3.91	4.72	4.83	4.54	3.58	3.93
TIO2	0.64	0.75	0.57	0.46	0.41	0.43	0.46	0.34	0.38
P2O5	0.24	0.32	0.36	0.19	0.10	0.15	0.20	0.17	0.17
PF	1.70	2.32	1.86	0.92	1.18	1.08	2.06	2.27	1.24
TOTAL	99.06	99.72	100.07	100.21	99.81	99.35	99.34	99.30	98.80
BA	707	490	591	530	577	508	499	473	515
CO	25	16	34	10	10	10	10	14	10
CR	52	33	17	32	26	23	26	32	23
CU	52	50	99	36	10	44	33	102	79
NI	33	21	34	10	10	10	10	29	23
SR	279	339	245	225	252	196	184	154	192
V	100	95	25	71	53	51	60	70	63
PB	142	202	158	176	176	189	179	192	204
W	1.2	3.1	4.8	2.3	1.7	3.6	2.9	7.1	5.1
Sn	1.5	<1	nd	3	<1	3.5	2	3.5	3

Tableau II.1. Analyses chimiques (roche totale) des différents faciès de l'unité granitique d'H. Diab.

HD1 - Microtonalite échantillon légèrement altéré en muscovite, prélevé à la côte 223 m du sondage 5.
Analyse modale pondérale calculée (AMP) : Quartz (Qz) = 33,95% ; Plagioclase (Pl) = 39,87% ; Feldspath K (Fk) = 5,36% ; Biotite (Bi) = 16% ; Opaque (Op) = 2,75% ; Muscovite (Ms) = 2%.

HD2 - Microtonalite, échantillon prélevé à la côte 208,5 m du sondage 4.
A.M.P. : Qz = 37,82% ; Pl = 31,92% ; Fk = 12,98%, Bi = 13,76% ; Op = 2,64%.

HD3 - Granite à biotite, échantillon prélevé à la côte 144 m du sondage 9.
A.M.P. : Qz = 28,74% ; Pl = 38,27% ; Fk = 14,7%, Bi = 16,41% ; Op = 1,3%.

HD4 - Granite à biotite, échantillon prélevé à la côte 179m du sondage 11.
A.M.P. : Qz = 31,77% ; Pl = 236,1% ; Fk = 18,38%, Bi = 11,31% ; Op = 1,44%.

HD5 - Granite à biotite, échantillon prélevé à Koudiz (X = 764 ; Y = 373,9).
A.M.P. : Qz = 26,8% ; Pl = 47,5% ; Fk = 13,55%, Bi = 9,96% ; Op = 1,65%.

HD6 - Granite à biotite, échantillon légèrement altéré en muscovite, prélevé à la côte 93,7 m du sondage 11.
A.M.P. : Qz = 32,97% ; Pl = 28,8% ; Fk = 22,55%, Bi = 8,85% ; Ms = 4,92%, Op = 1%.

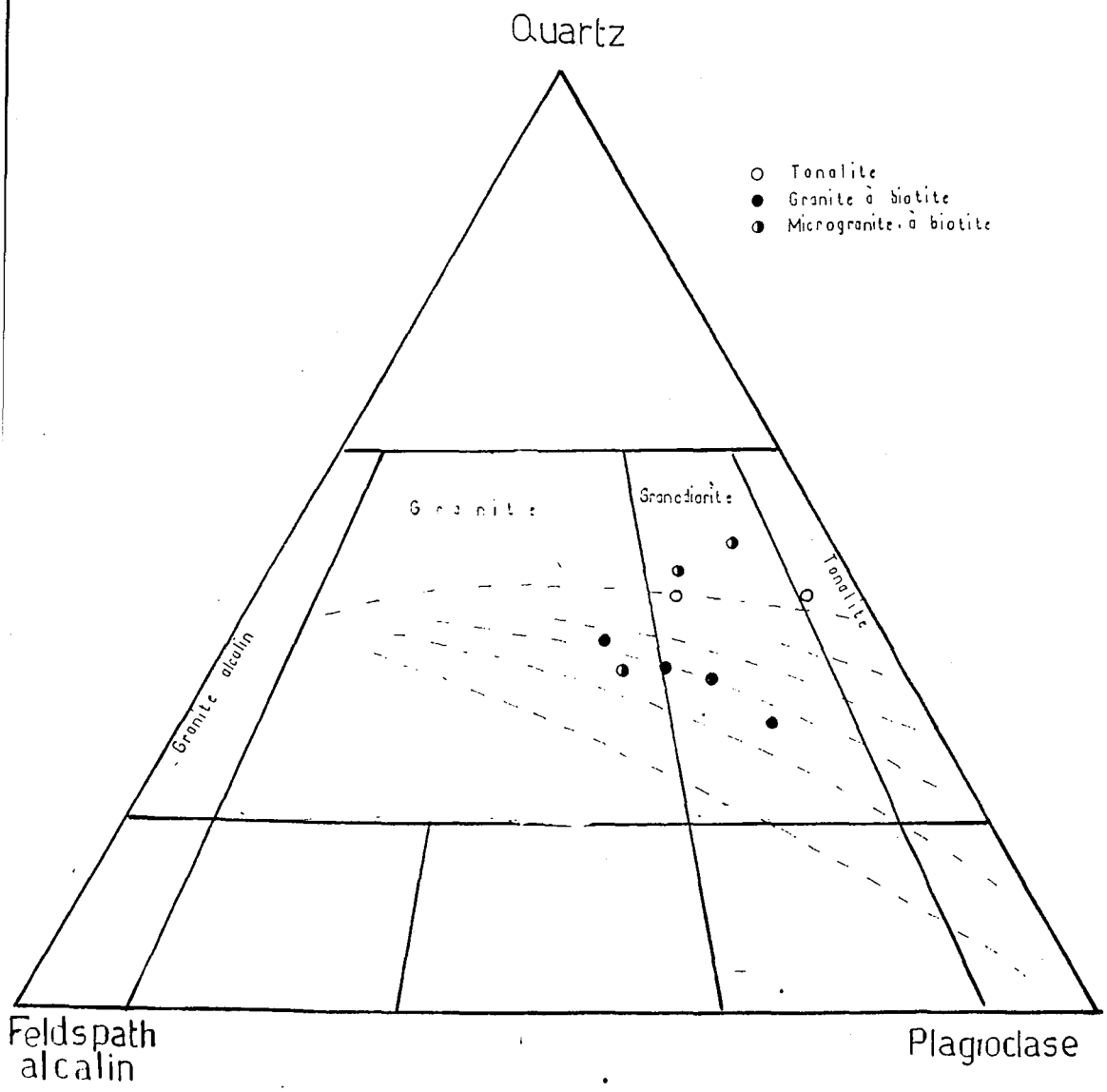
HD7 - Microgranite à biotite, échantillonné au niveau de la mine à tungstène (X = 756,75 ; Y = 373,35).
A.M.P. : Qz = 31,99% ; Pl = 32,62% ; Fk = 22,92%, Bi = 10,81% ; Op = 0,85%.

HD8 - Microgranite à biotite, échantillon altéré en muscovite, prélevé à la côte 224,8 m du sondage 3.
A.M.P. : Qz = 35,9% ; Pl = 29,63% ; Fk = 6,23%, Bi = 13,02% ; Ms = 14,24%, Op = 0,43%.

HD9 - Microgranite à biotite, échantillon altéré en muscovite, prélevé à la côte 235 m du sondage 3.
A.M.P. : Qz = 35,36% ; Pl = 28,27% ; Fk = 11,45%, Bi = 8,48% ; Ms = 12,86%, Op = 1,76%.

Fig. II.7. Position des différents faciès de l'unité granitique d'H. Diab dans le diagramme de classification Quartz-plagioclase-feldspaths alcalins de Streickeisen (1976)

Les lignes des évolutions des séries calco-alcalines définies par Lameyre et Bowden (1982) sont reportés



in : Leistel (1984) et qui consiste en une résolution d'une matrice carrée à (n+1) équations à n inconnus, à l'aide d'un calcul matriciel itératif. Le total de chaque analyse modale permet de vérifier la validité de chaque calcul, il est généralement proche de 100 (Tab. II.1.).

Le rapport de ces compositions dans le triangle QAP montre une répartition des différents termes de l'unité entre le domaine des granites adamellites granodiorites et tonalites (Fig. II.7.). L'ensemble des points s'intègre bien dans le domaine des associations de type calco-alcalin définis par Lameyre et Bowden (1982) dans ce diagramme. Certains échantillons notamment microgranitiques se trouvent décalés vers le pôle quartz. L'enrichissement en cet élément est lié au facteur d'altération notamment micacée qui affecte ces faciès (cf infra).

2.3. Pétrographie des différents faciès de l'unité granitique

2.3.1. Le granite à biotite.

La roche est de couleur grise et présente une texture porphyroïde accusée par la taille des cristaux de plagioclase (4 mm). Les minéraux colorés représentés uniquement par la biotite font partie du fond grenue, mais peuvent apparaître avec un grain plus grossier (2 mm).

a) Le quartz

Trois types de cristaux de quartz sont distingués en fonction de leur habitus et leur morphologie :

- le quartz I : les cristaux sont subautomorphes et en fréquentes associations polycristallines, ils présentent parfois des figures cataclastiques typiques d'une protoclase intramagmatique plus ou moins accentuée (Fig. II.8.A.). Les cristaux d'extinction ondulante sont souvent fragmentés et cimentés par du feldspath potassique.

- Le quartz II : il correspond à des cristaux xénomorphes (1 mm) occupant souvent les vides aménagés par les minéraux précoces (Fig. II.8.B.). Ils renferment des petits cristaux de biotite et de plagioclases et forment des associations symplectiques avec le feldspath potassique.

- Le quartz III : il s'agit de cristaux imbriqués à bords lobés inclus dans la mésostase. Ils sont de taille inframillimétriques et se trouvent parfois inclus dans le feldspath potassique.

b) Le plagioclase

Nous distinguons deux types de plagioclases, selon leur morphologie et rapports texturaux avec les autres minéraux.

- Plagioclase I : Ils sont subautomorphes à automorphes souvent bien développés, leur taille varie de 1 à 4 mm. Ils montrent une zonation de type oscillatoire normale (Bard, 1980) qui situe leur composition entre l'andésine au centre et l'oligoclase vers la périphérie (Fig. II.9.).

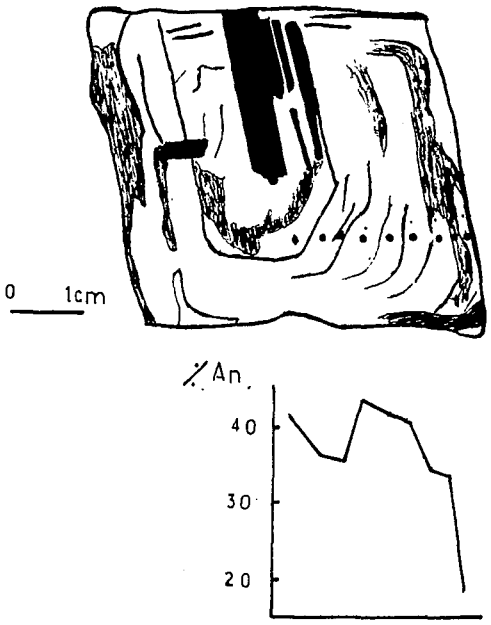


Fig. II.9. Variation des teneurs en anorthite dans un phénocristal de plagioclase zoné du granite à biotite de l'unité granitique d'H. Diab.

Les assemblages de type syneusis sont relativement fréquentés (Fig. II.8.C.). Les plagioclases montrent souvent le développement d'un liséré plus clair vraisemblablement albitique. De tels lisérés, observés dans le granite à gros grains du complexe de Ploumanac'h représentent pour

Barrière (1977) une association tardi à post-magmatique d'origine réactionnelle. Dans notre cas, la formation de ce liseré se fait à un stade magmatique au moment de la cristallisation des feldspaths potassiques. Le contact symplectique entre les deux phases milite en faveur de cette hypothèse (Fig. II.8.D.).

Les inclusions de biotites dans le plagioclase sont rares. Celui-ci renferme des minéraux accessoires notamment apatite et zircon.

- Plagioclases II : Les cristaux sont de taille plus petite (< 1 mm). Ils sont subautomorphes à xénomorphes. Leur composition est celle de l'oligoclase sodique (An 14). Ils ne sont pas zonés et généralement dépourvus d'inclusions. Ils s'observent parfois en association épitaxique avec les plagioclases I.

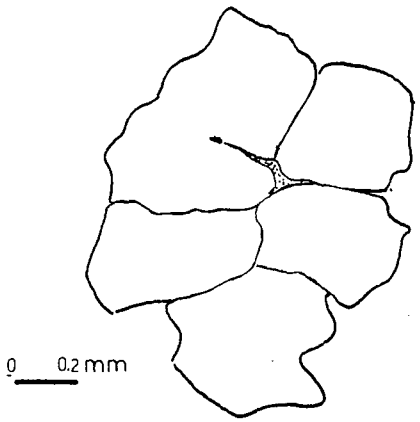
c) La biotite.

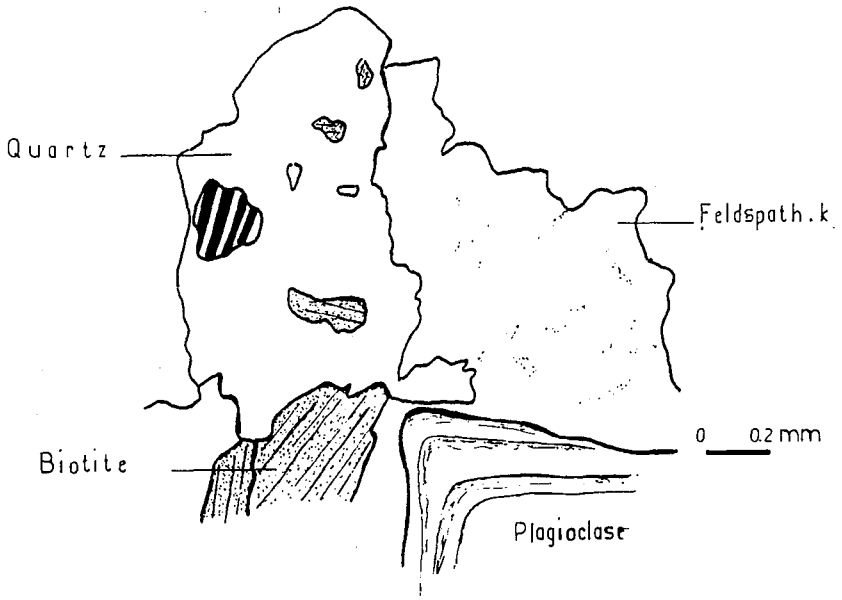
Elle représente le seul minéral ferromagnésien de la roche où la proportion modale pondérale peut atteindre 12,5% fortement polychroïque, elle montre une coloration rouge foncée, suivant Ng, Nm et jaune brun suivant NP. La biotite peut former des amas polycristallins par accolement des faces 010/010. Généralement, elle se présente en lattes subautomorphes (1-2 mm) chargées d'inclusions de zircons entourés de leur auréoles pléochroïques et d'apatites automorphes. Quelques plages peuvent représenter un début de chloritisation se développant à partir des bordures et pouvant envahir partiellement le minéral avec formation d'inclusions d'oxydes opaques et d'aiguilles de rutile.

Des transformations en muscovites sont également observées liées à une altération post-magmatique.

d) Le feldspath potassique.

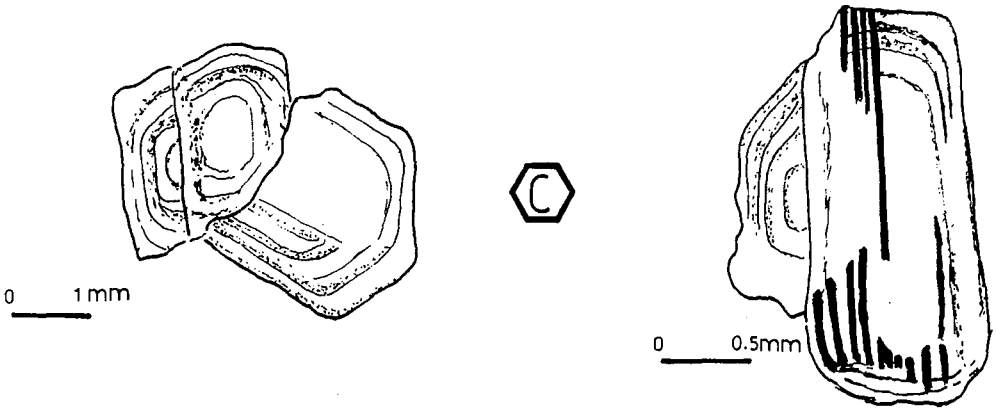
De taille moyenne (1 mm), il présente un aspect nettement interstitiel toujours xénomorphe. sa croissance par rapport aux autres phases minéralogiques, semble tardive. Les sections ne sont pas mâclées. Certaines plages à contours plus ou moins amiboïdes sont parfois riches en inclusions de biotites, plagioclases II, quartz I qui leur confèrent une allure poecilitique (Fig. II.10.). Certaines sections présentent localement le moirage du microcline.





(A) Quartz I protoclasé

(B) Quartz II poécilitique de syncristallisation avec le felds



Association de type syneusis entre cristaux de plagioclase

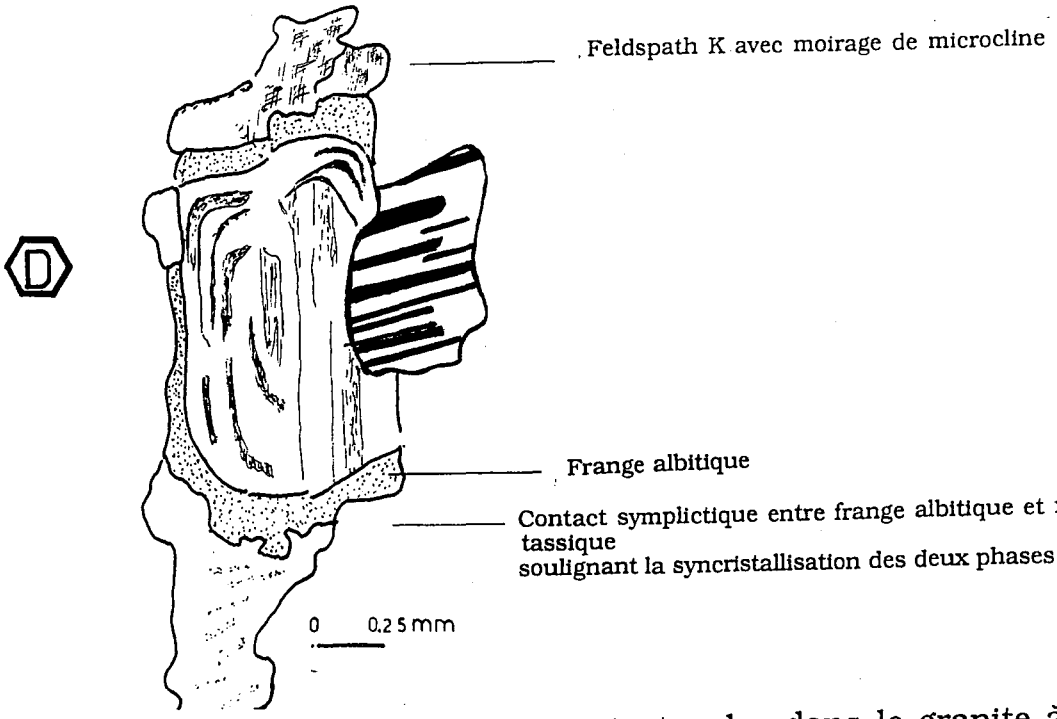


Fig. II.8. Différents types d'associations texturales dans le granite à biotite d'H. Diab.

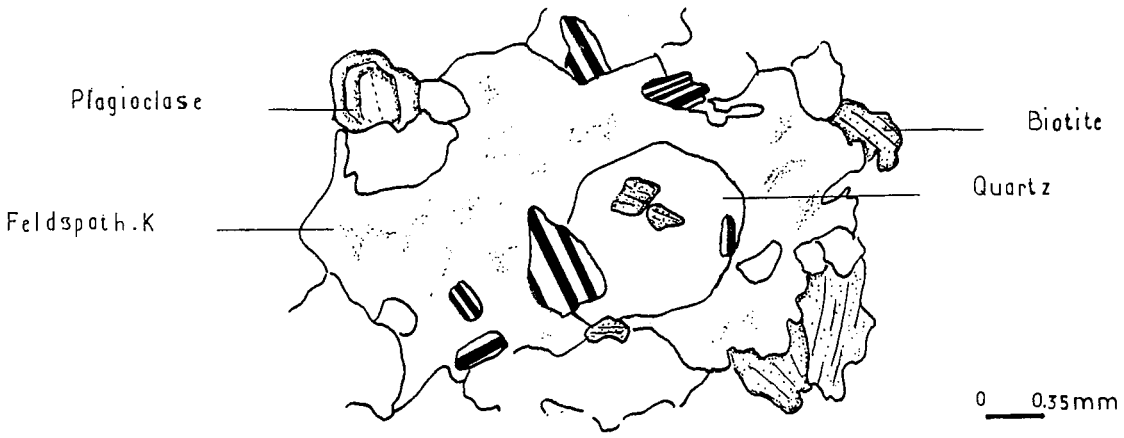


Fig. II.10. Feldspath potassique s'insinuant entre les minéraux précoces, allant jusqu'à les englober pour prendre une allure poecilitique.

e) Les minéraux accessoires

L'apatite et le zircon sont les plus fréquents presque toujours en inclusion dans la biotite, leur forme bien automorphe témoigne de leur cristallisation précoce. Le zircon peut également apparaître en baguettes allongées de 0,2 mm libres dans la mésostase. Le rutile apparaît sous forme d'inclusions aciculaires dans la biotite partiellement ou complètement chloritisée. Les minéraux opaques sont formés de sulfures (pyrite-chalcopyrite) et d'oxydes de fer localisés dans le clivage de la biotite. Les opaques sont généralement associés à cette dernière.

2.3.2. Les enclaves

Le granite à biotite d'H. Diab renferme deux types d'enclaves.

2.3.2.1. Les enclaves surmicacées

Elles correspondent à des schistes micacés qui sont caractérisés par une forme lenticulaire parfois arrondie, une taille de 1 à 3 cm et une

structure fibreuse. Leur composition est marquée par une richesse en micas (biotite mais surtout muscovite), minéraux alumineux (grenat, corindon) et de rares opaques (sulfures).(PL.I, Ph 2-3).

L'étude minéralogique de ces enclaves met en évidence la relation étroite qui lie la biotite au grenat. Celui-ci se présente en amas de cristaux intimement associés à la biotite (Fig. II.1.). Ces deux phases semblent à l'équilibre.

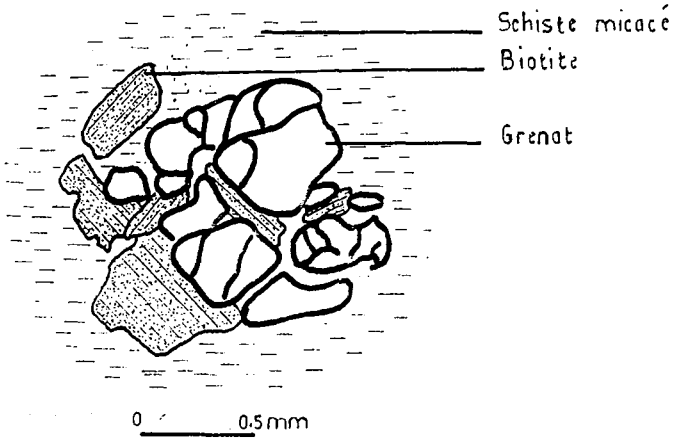


Fig. II.11. Association grenat-biotite des schistes micacés en enclaves dans le granite à biotite.

a) Les biotites

Les biotites analysées dans les enclaves (Tab. II.2.) sont assez riches en fer et plus proches de la série sidérophyllite-eastonite (Fig. II.12.). Dans le diagramme AL^{VI} vs Mg/Mg+Fe (Fig. II.13.). Elles se disposent dans le champ des biotites de métapélites coexistant avec une paragenèse à muscovite (Guidotti, 1984).

b) Les grenats

Les grenats analysés dans les enclaves (Tab. II.3.) sont des almandins pauvres en calcium et assez fournis en manganèse. Leurs formules structurales conduisent à former jusqu'à 17% de spessartine (Fig. II.14.).

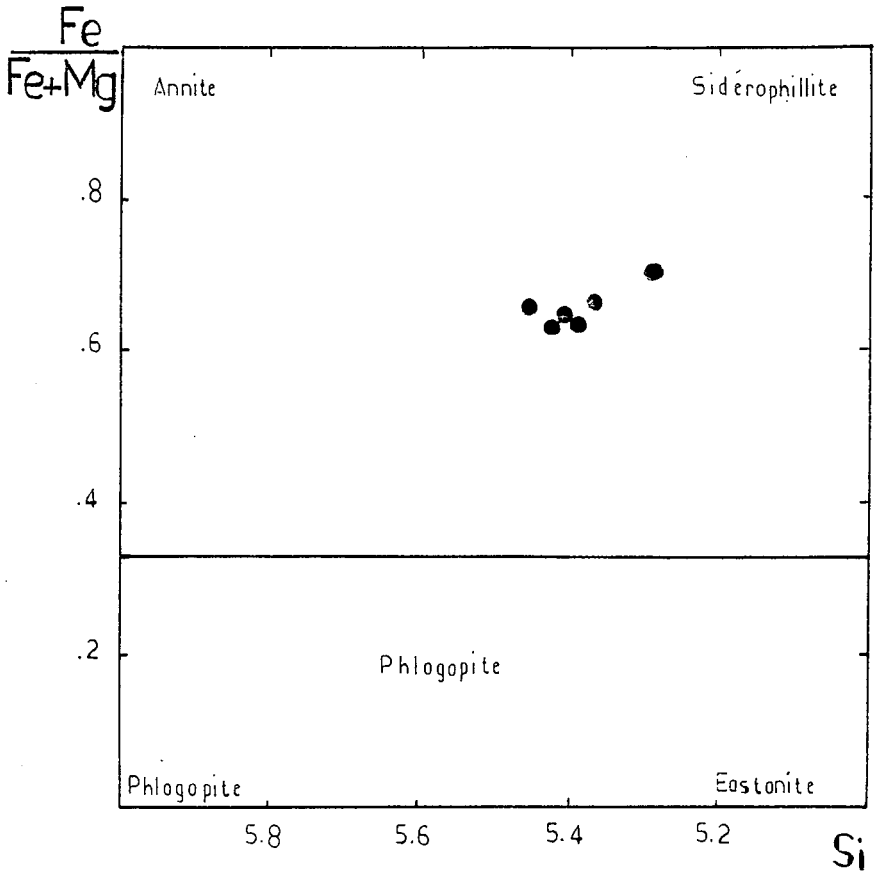


Fig. II.12. Position des biotites des schistes micacés en enclaves dans le granite à biotite dans le diagramme Fe/Fe+Mg vs Si^{4+}.

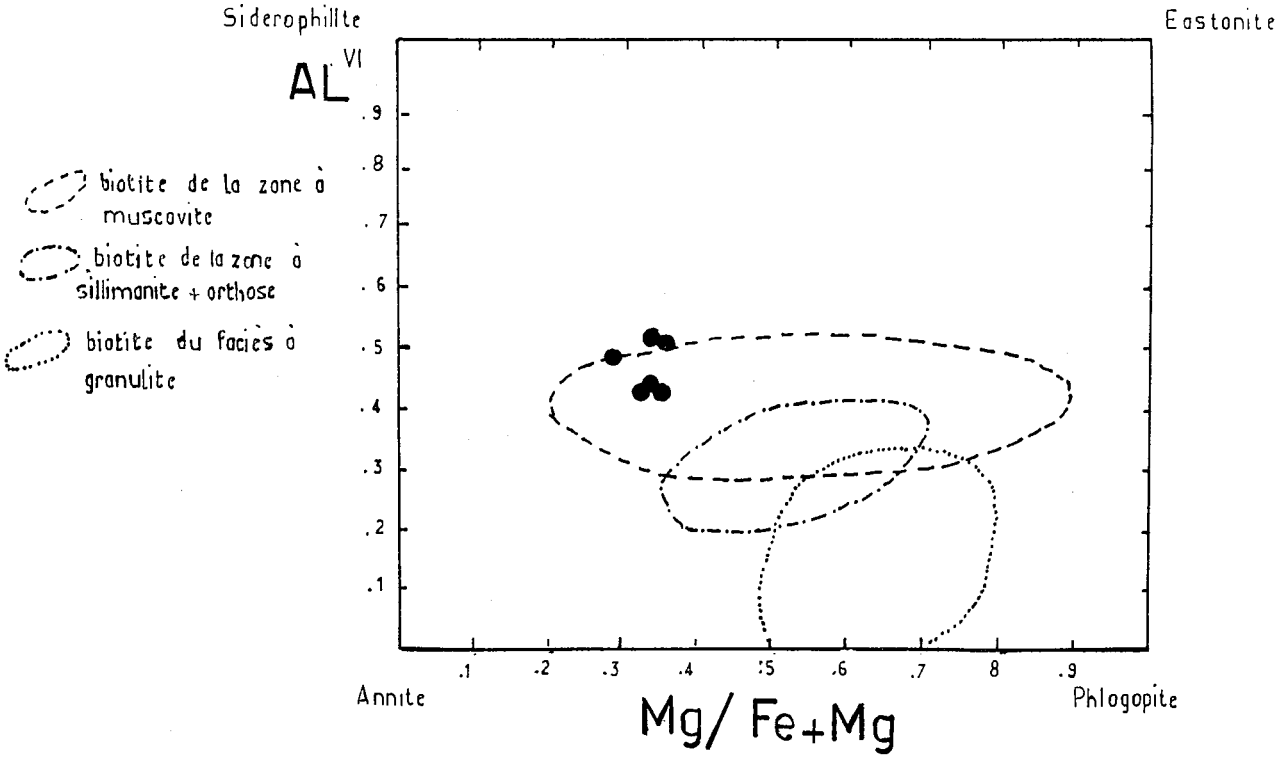


Fig. II.13. Position des biotites des schistes micacés en enclaves dans le granite à biotite, dans le diagramme Al^{VI} vs Mg/Mg+Fe (d'après Guidotti, 1984).

SiO_2	32.62	35.48	35.50	32.88	34.61	35.13
Al_2O_3	18.08	18.94	20.21	19.35	18.85	20.26
FeO	21.66	21.77	21.33	23.92	21.75	21.02
MnO	0.36	0.16	0.19	0.29	0.37	0.36
MgO	6.09	6.53	6.85	5.60	7.04	6.59
CaO	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.10	0.15	0.05	0.02	0.00	0.10
K_2O	8.80	9.26	9.06	8.94	9.10	8.47
TiO_2	2.24	3.06	2.28	1.66	2.53	2.52
ToT	89.94	95.37	95.51	92.54	94.25	94.45
Si	5.364	5.45	5.414	5.289	5.39	5.401
Al	2.635	2.549	2.585	2.71	2.61	2.598
Al^{VI}	0.868	0.879	1.047	0.96	0.85	1.073
Fe	2.978	2.797	2.721	3.206	2.833	2.702
Mn	0.049	0.02	0.024	0.039	0.048	0.046
Mg	1.49	1.495	1.557	1.343	1.634	1.509
Ca	0.00	0.003	0.003	0.00	0.00	0.00
Ti	0.277	0.353	0.261	0.214	0.296	0.291
Na	0.0319	0.045	0.016	0.007	0.026	0.029
K	1.845	1.814	1.762	1.835	1.808	1.661

Tableau II.2.

Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des biotites des schistes micacés en enclaves dans le granite à biotite. Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.

SIO2	37.47	37.40	37.52	36.49
AL2O3	21.39	21.25	21.83	21.38
FEOt	30.57	30.56	29.66	29.74
MNO	6.91	6.67	7.04	6.36
MGO	1.65	1.82	1.93	2.02
CAO	1.81	1.83	1.77	1.83
NA2O	0.03	0.05	0.03	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.83	99.58	99.78	98.03
SI	6.053	6.054	6.036	5.992
AL IV	0.00	0.00	0.00	0.008
AL VI	4.071	4.053	4.138	4.129
FE2+	4.128	4.135	3.989	4.082
MN	0.945	0.914	0.959	0.912
MG	0.397	0.439	0.463	0.494
CA	0.313	0.317	0.305	0.322
TI	0.00	0.00	0.00	0.00
NA	0.009	0.016	0.009	0.003
K	0.00	0.00	0.00	0.00
PYROPE	8.87	7.56	8.09	8.50
SPESSARTINE	16.34	15.75	16.78	15.70
GROSSULAIRE	5.41	5.46	5.34	5.54
ALMANDIN	71.38	71.23	69.79	70.26

Tableau II.3.

Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des grenats des enclaves surmicacés du granite à biotite. Formules structurales calculées sur la base de 24 oxygènes.

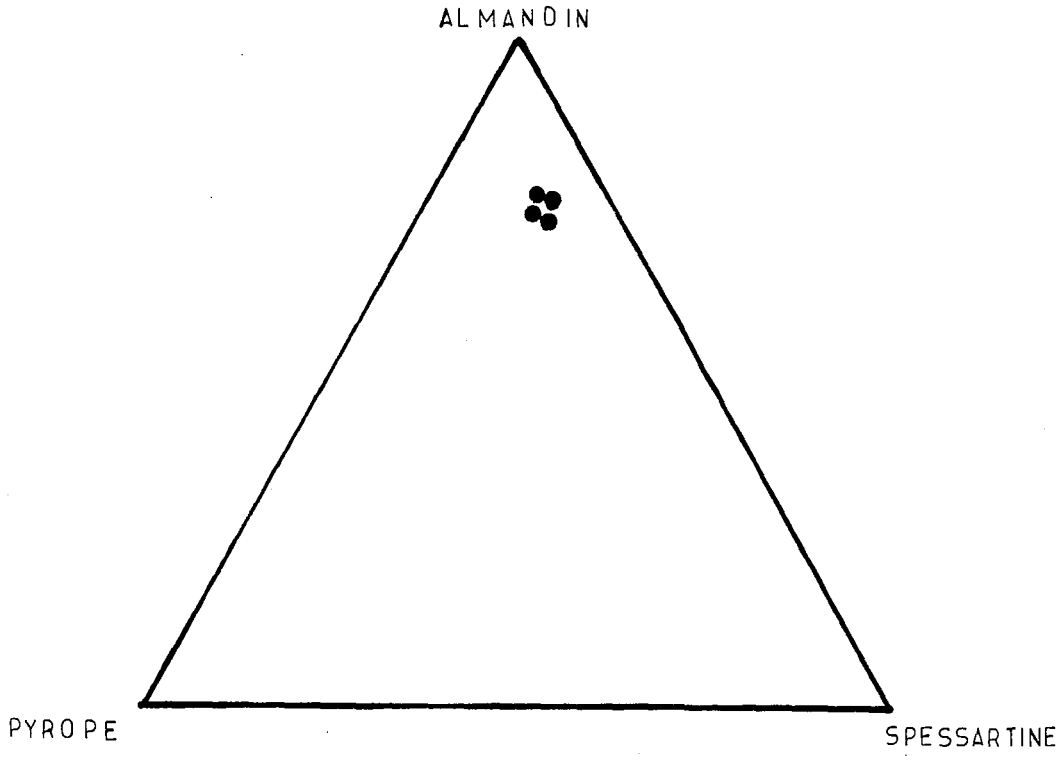


Fig. II.14. Composition des grenats des schistes micacés en enclaves dans le granite à biotite.

L'assemblage grenat-biotite a été utilisé pour déterminer les conditions pression-température qui régnaient lorsque l'équilibre a été atteint. Le couple a fait l'objet de nombreuses études théoriques et expérimentales qui ont abouti à l'élaboration d'un géothermobaromètre. Celui-ci est basé sur le partage du fer et du magnésium entre grenat et biotite.

L'influence d'autres cations tels que Ca et Mn dans le grenat ou Ti et AL^{VI} dans la biotite est envisagé par certains auteurs (Saxena, 1969, Goldman et Albee, 1977) qui en tiennent directement compte dans le calcul de KD. Ferry et Spear (1977) préfèrent imposer des bornes à l'application de leur calibration : au-delà de (Ca + Mn/Ca + Mn + Fe + Mg) Gt $\geq$ 0,2 ou de (AL^{VI} + Ti/AL^{VI} + Ti + Fe + Mg)Bi $\geq$ 0,15, le géothermomètre grenat-biotite n'est plus applicable. Toutefois, les auteurs s'accordent à reconnaître que la composition des grenats influe peu sur l'estimation de la température, alors que le Ti et AL des biotites ont des rôles importants.

Nous utilisons les calibrations de Ferry et Spear ainsi que celle de Thompson (1976) qui d'après Masmejean (1983) sont les plus fiables. La pression qui a peu d'influence sur la température a été fixée arbitrairement à 3kb. Les températures obtenues par les deux calibrations (Tab. II.4.) sont pratiquement identiques de l'ordre de 600°C.

K_D = (XFe/XMg)biotite x (XMg/XFe)grenat, P en bars

<u>Thompson (1976)</u> : T(°K) = 2740 + 0,0234P/1,56 - LnK_D

<u>Ferry et Spear (1978)</u> : T(°K) = 2089 + 0,0095P/0,782 - LnK_D

K_D	T°C d'après Thompson P = 3 Kb	T°C d'après Ferry et Spear P = 3 Kb
0,19	600°C	594°C

Tableau II.4. : Géothermomètre grenat-biotite

2.3.2.2. Les enclaves homéogènes sombres

Elles peuvent être rattachées aux enclaves microgrenues selon la classification de J. Didier (1973). Elles ont une taille variable allant de quelques millimètres à quelques centimètres, une forme ovoïde et à contour arrondi. Elles sont constituées par des roches magmatiques microgrenues ou à grains fins de couleur gris sombre en contact diffus avec leurs roches hôtes. Elles sont formées des mêmes minéraux essentiels que ceux du granite à biotite encaissant. Nous observons d'une manière générale quelques grands cristaux (1-4 mm) de plagioclase An30-40 de biotite (Fe/Fe +mg = 0,56) ou de quartz entre lesquels s'étend une mésostase formée des mêmes éléments plus du feldspath K.

La taille réduite de ces enclaves n'a pas permis d'effectuer des analyses roches totales. Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de ces enclaves conduisent toutefois à les rattacher à l'unité granitique.

2.3.3. Le microgranite à biotite

Ils délimitent les apophyses granitiques repérées au niveau de la mine d'H. Diab et dont ils représentent un second type de gisement. Au développement quasiment automorphe de toutes les phases principales (quartz-plagioclase-biotite) dans la roche, se superpose une mésostase microgrenue formée des mêmes élements en plus de feldspath K. De ce fait, la roche apparaît hétérogranulaire. Les phases principales conservent les caractéristiques qu'elles avaient dans le granite mis à part le quartz qui se présente souvent en individus monocristallins globuleux et de taille relativement plus importante (2-3 mm). Certaines sections de biotite présentent des torsions de clivage (kinkband). Le plagioclase, à partir de sa bordure albitique développe des bourgeons au contact du feldspath K, dans lesquels se trouvent des vermicules de quartz. Cette texture myrmekitique bien développée dans ce faciès témoigne d'une syncristallisation eutectique entre le feldspath K, quartz et frange albitique (Pl. I).

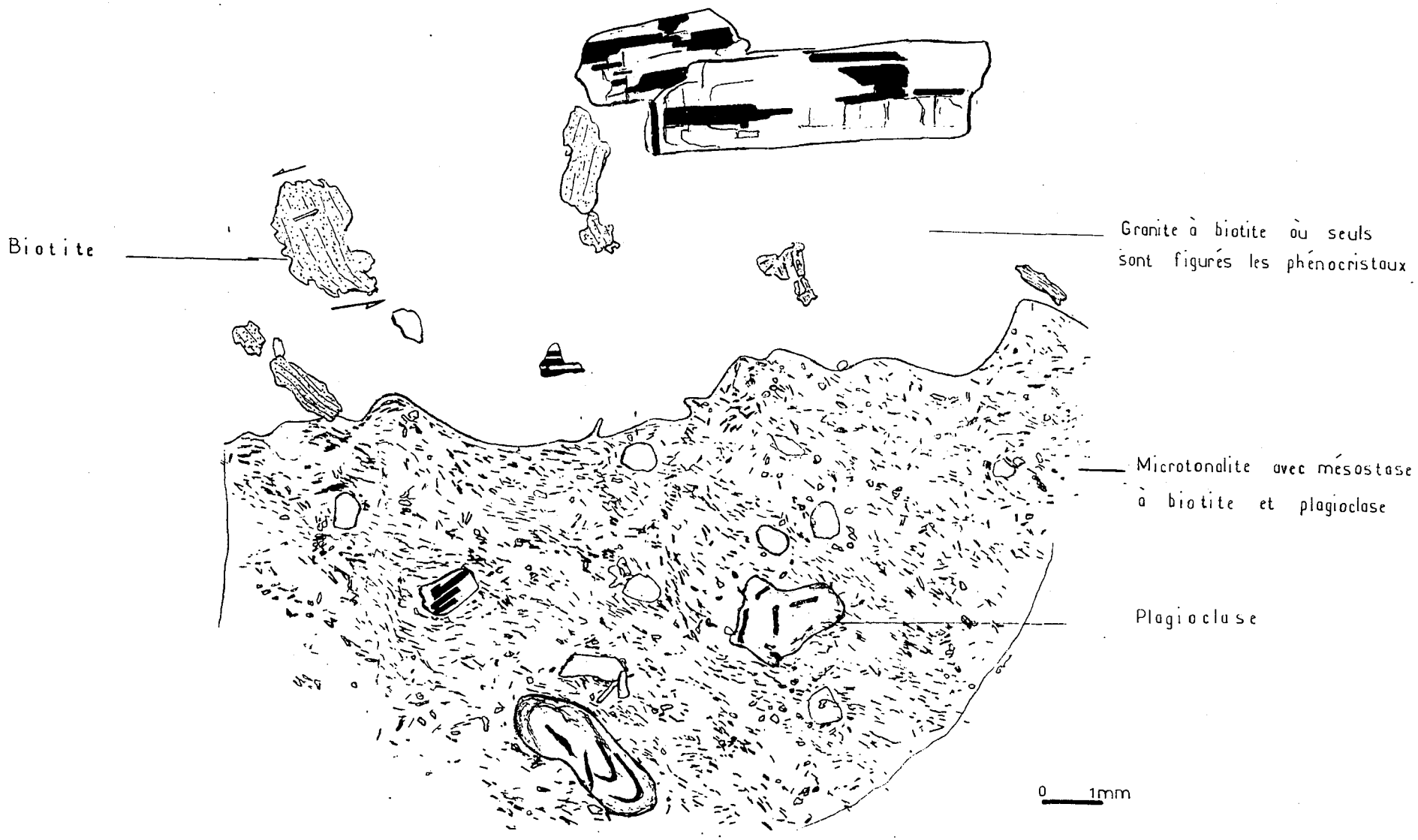


Fig. II.15. Exemple d'"éponte mobile" entre granite à biotite et microtonalite (sondage 3, côte 236).

2.3.4. Les microtonalites

L'étude des sondages réalisés dans le secteur de la mine d'H. Diab a révélé la présence de filons finement microgrenus, intrusifs dans le granite à biotite. Ils ont une teinte grise, nettement plus sombre que celle du granite qui les englobe et présentant une texture porphyrique due à la présence de phénocristaux de plagioclase de biotite et de rares quartz globuleux. Les dimensions de ces phases sont très supérieures à celle de la moyenne granulométrique de la matrice encaissante.

Il semble qu'il y ait pénécontemporainéité dans l'expression des magmas microtonalitique et granitique. En effet, le contact entre les deux roches (Fig. II.15.) illustre un parfait exemple d'"éponte mobile" (Bertaux, 1982). La surface de contact dessine des ondulations dissymétriques d'amplitude millimétrique. A proximité de l'éponte, la microtonalite est plissée et le granite présente une fluidalité marquée par des minéraux de biotite cisaillées, ainsi qu'une foliation minérale soulignée par le quartz déformé plastiquement. On observe également l'entraînement de "gouttes" microtonalitiques vers le granite et inversement des phénocristaux de biotite et de plagioclases passent du granite vers la microtonalite où ils sont moulés par les cristaux de la mésostase encore à l'état visqueux.

2.3.5. Conclusion

L'examen du tableau II.5 permet de visualiser les principales caractéristiques pétrographiques des différents faciès de l'unité granitique. Il montre que la pétrographie de ces différents faciès est basée sur le même assemblage minéralogique ; la distribution des faciès tient de plus à l'abondance relative des phases minérales, la composition des plagioclases et biotite (cf. infra), la taille du grain, qu'à des changements minéralogiques majeurs.

	Microtonalite	Granite à biotite	microgranite à biotite
Texture	Finement microgrenue porphyrique	Grenue porphyroïde	microgrenue porphyrique
Biotite	$\overline{\text{P.M.P.}}$ = 15 % Fe/Fe+Mg = 44	$\overline{\text{P.M.P.}}$ = 12,5% Fe/Fe + Mg = 55,8%	$\overline{\text{P.M.P.}}$ = 10,8% Fe/Fe +Mg = 54,4%
Plagio-clase	Phénocristaux automorphes à subautomorphe (An50) $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 36 % Inclusion de biotite	Phénocristaux automorphes (An 40-18) $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 35 % inclusion de biotite présence d'une bordure albitique	Phénocristaux automorphes (An 40-17) $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 30 % inclusion de biotite présence d'une bordure albitique
Feldspath K	petites sections xénomorphes (<1/10 mm) dans mésostase $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 9,1 %	plages xénomorphes (env.1mm) généralement interstitielle $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 15,5 %	en association myrmekitique avec quartz et plagioclase $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 22,9 %
Quartz	petites sections xénomorphes (1/10 mm) dans mésostase $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 35,8 %	plages mono à polycristallines subautomorphes $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 30 %	globuleux, plages monocristallines $\overline{\text{P.M.P.}}$ = 32 %

$\overline{\text{P.M.P.}}$ = proportion modale pondérale moyenne

Tableau II.5. - Caractéristiques pétrographiques des principaux faciès de l'unité granitique d'H. Diab.

Un schéma de l'ordre apparent de cristallisation dans l'unité granitique peut être approché avec les précautions d'usage par la synthèse des observations texturales réalisées en lame mince (Fig. II.16.) :

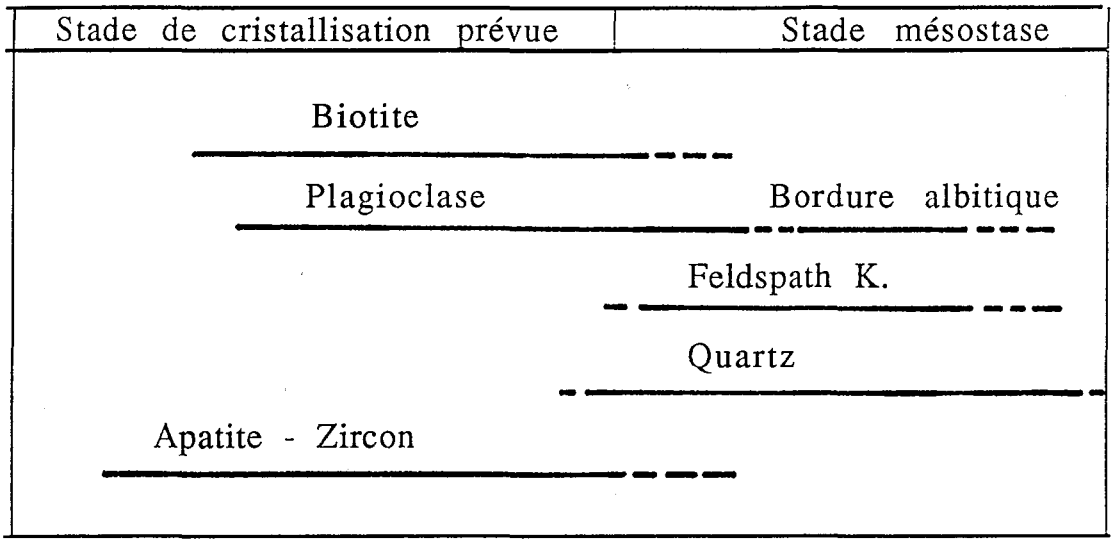


Fig. II.16. - Représentation schématique globale de l'ordre apparent de cristallisation des différentes phases minérales de l'unité granitique d'H. Diab.

- cristallisation précoce de la biotite après celle des minéraux accesoires principalement zircon et apatite.
- cristallisation des phénocristaux de plagioclase avec diminution progressive de la teneur en anorthite des microtonalites au microgranite;
- cristallisation du quartz globuleux puis du feldspath K en position interstitielle allant jusqu'à englober les minéraux précoces.
- cristallisation de quartz et des feldspaths de la mésostase;

2.4. Géochimie des minéraux de l'unité granitique.

Le chimisme des phases minérales étudiées dans ce paragraphe a été déterminé à la microsonde électronique Camebax. Les conditions d'analyse sont présentées en annexe.

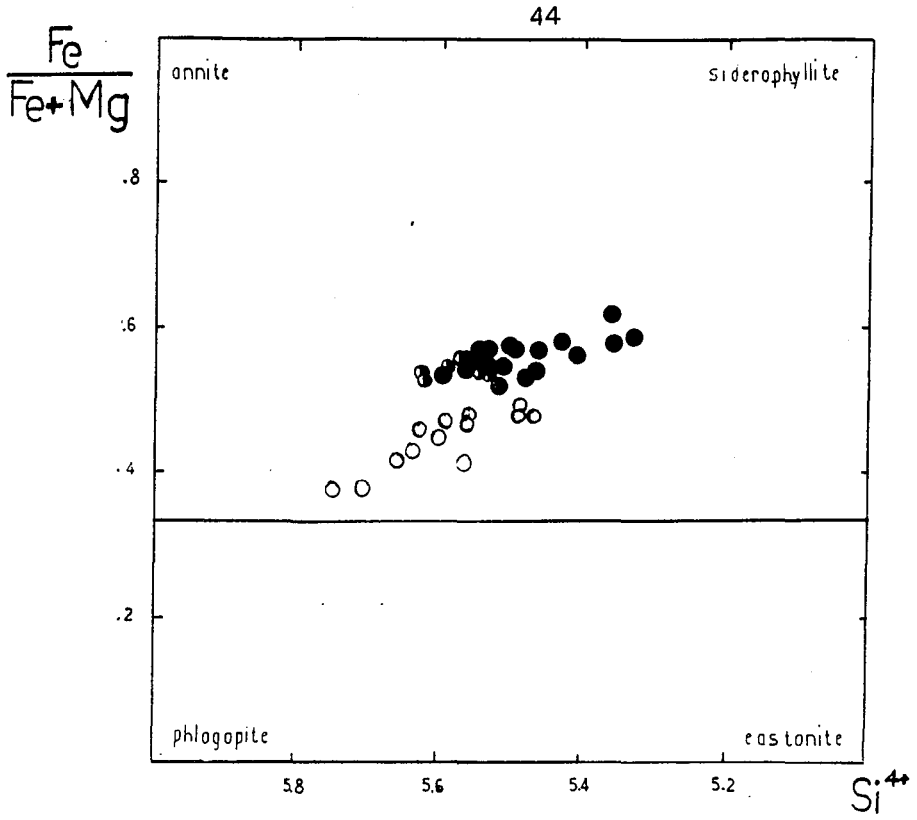


Fig. II.17. Position des biotites des différents faciès de l'unité granitique dans le diagramme Fe/Fe + Mg VS Si^{4+}.

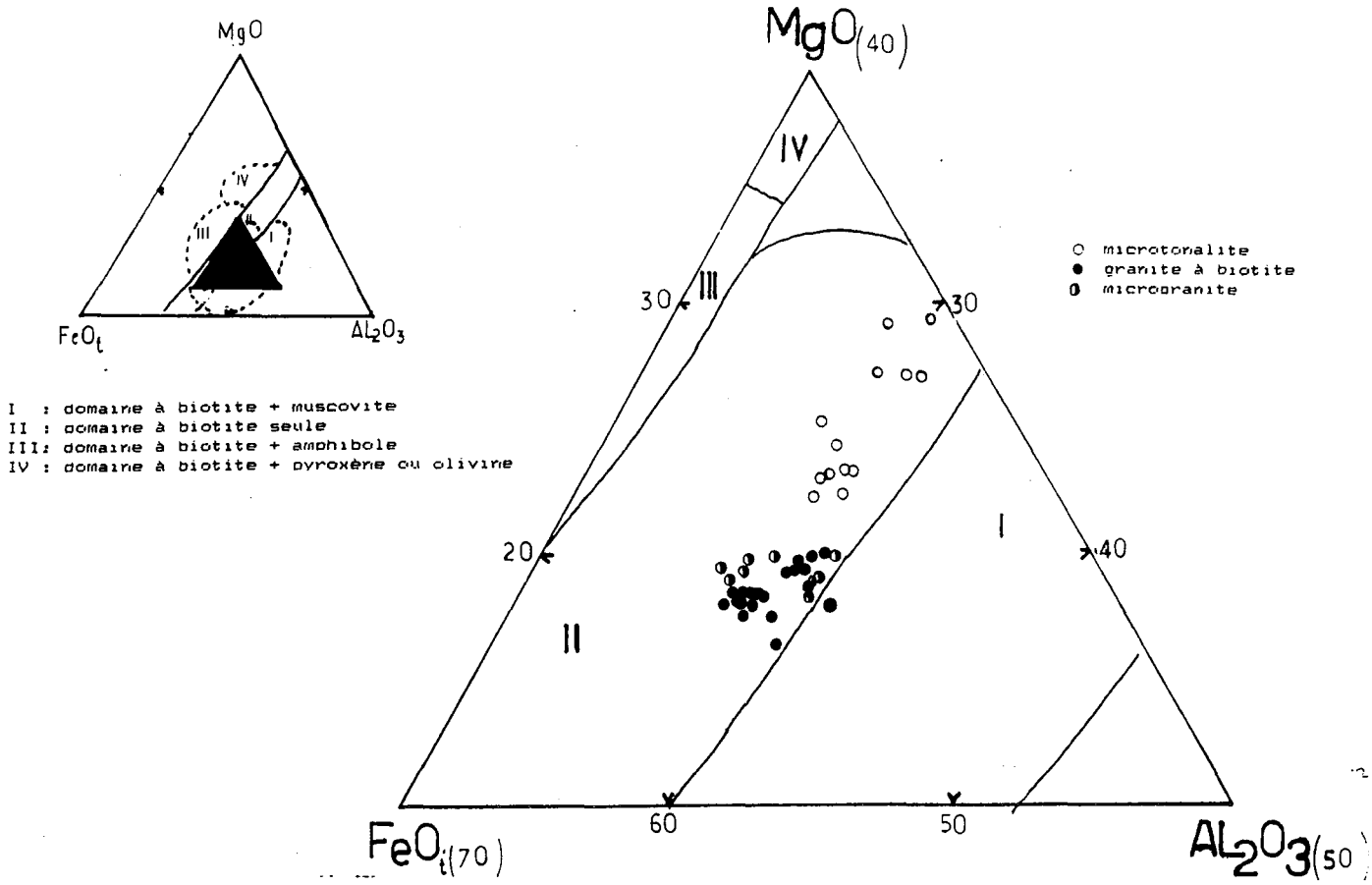


Fig. II.18. Position des biotites de l'unité granitique d'H. Diab dans le diagramme MgO-FeO_t-Al_2O_3 (Nockolds, 1947).

2.4.1. La biotite

L'ensemble des analyses ainsi que leurs formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes, selon la méthode proposée par Foster (1960) sont présentées dans le tableau II.6..

2.4.1.1. Caractères chimiques

Le chimisme des biotites analysées peut être décrit dans le cadre de substitutions annite-sidérophyllite-phlogopite-eastonite (Fig. II.17) . Les points représentatifs de l'ensemble des faciès s'étalent entre le domaine des biotites ferrifères et magnésiennes. Ils soulignent une évolution des microtonalités au granite et microgranite, marquée par l'augmentation progressive du rapport ($Fe^{2+}t/Fe^{2+}t$ + Mg) corrélativement à une diminution en Si^{4+}. Dans le diagramme de Nockolds (1947) (Fig. II.18.) toutes ces biotites se placent dans le champ des paragenèses à biotite seule, conformément aux observations pétrographiques. Toutefois, on peut noter une légère dérive vers le domaine des paragenèses à biotite et muscovite amorcée par les biotites granitiques. De surcroît, l'ensemble de ces biotites s'alignent en un trend évolutif, des microtonalites au granite, réglé sur l'augmentation du rapport FeO/MgO à Al203 presque constant.

2.4.1.2. Estimation des conditions physiques de cristallisation.

Les travaux de D.R. Wones et H.P. Eugster (1965) ont montré que les substitutions des cations (Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg) qui se font dans les biotites de la série phlogopite-annite-oxybiotite sont surtout régies par les paramètres physiques de la cristallisation ; température, pression d'eau et fugacité d'oxygène (fO2). Les auteurs ont proposé un diagramme triangulaire (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg) qui permet de suivre l'évolution de la cristallisation des biotites par rapport aux fo2 contrôlées par les tampons Fe3O4-Fe2O3, Ni-NiO, SiO2-Fe3O4-Fe2SiO4 Or la microsonde ne permet pas de connaître la partition Fe^{2+}/Fe^{3+} puisqu'elle donne le fer total sous forme FeO. Afin de palier à cet inconvénient, nous avons établi une

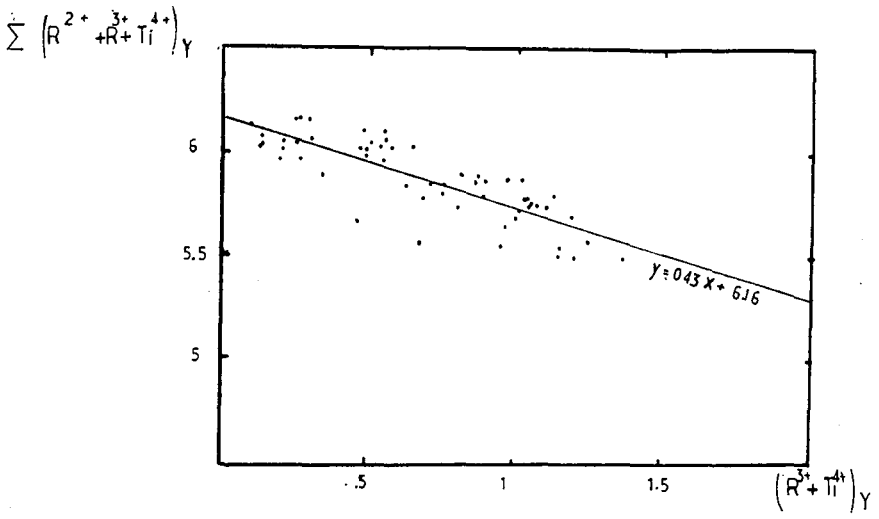


Fig. II.19. Abaque permettant de déterminer la teneur en Fe^{3+} à partir de la somme des cations octaédriques.

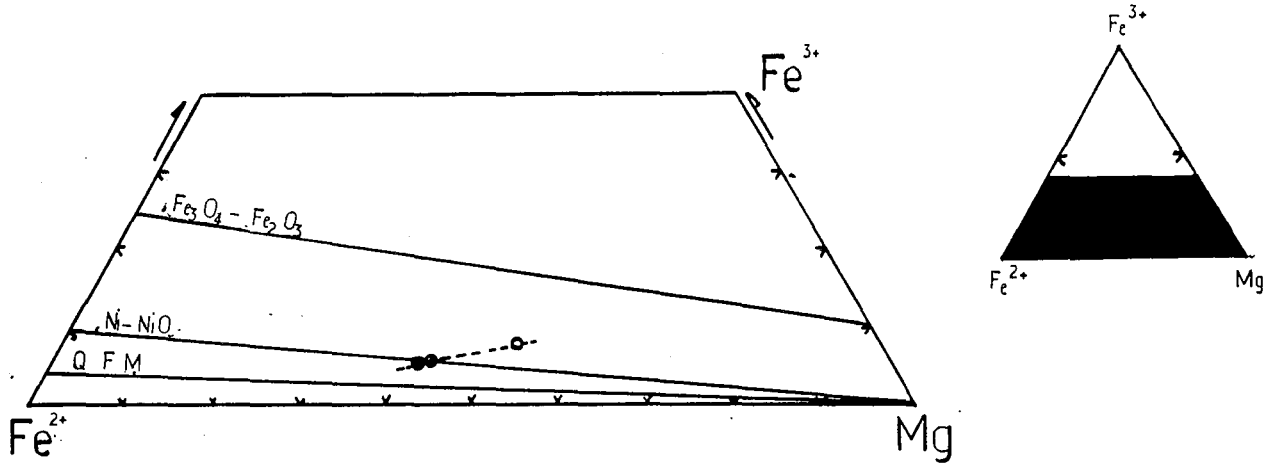


Fig. II.20. Situation et évolution des biotites de l'unité granitique dans le diagramme Fe^{3+},- Fe^{2+}-Mg^{2+} de Wones et Eugster (1966).

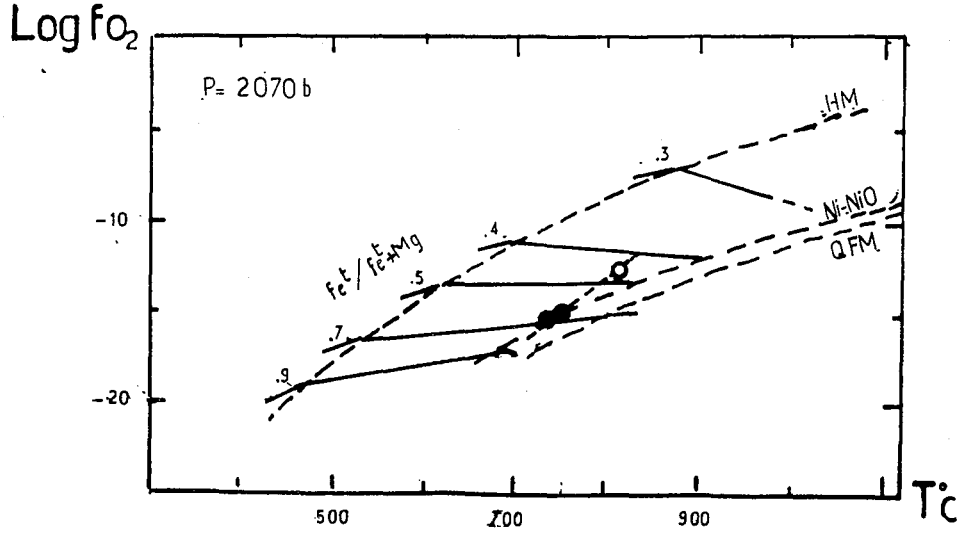


Fig. II.21. Position des biotites de l'unité granitique dans le diagramme T-fO_2 de Wones et Eugster (1965).

abaque permettant de déduire les valeurs de Fe^{3+} (Fig.II.19.). Il s'agit d'un traitement statistique des biotites de la série annite-phlogopite dont les analyses sont empruntées à Forster (1960) (les minéraux sont ici séparés et analysés par voie chimique, le choix des coordonnées de cette représentation graphique ($X = AL^{VI} + Ti^{4+} + Fe^{3+}$; $Y = Fet + Mg + Mn + Ti + AL^{VI}$) est dicté par le fait que ces éléments interviennent dans les principales réactions de substitutions qui affectent les biotites dans le cadre d'une différenciation magmatique et qui concernent principalement le site octaédrique. Ces réactions sont :

Mg ==== Fe^{2+}, Mn
Si^{IV}, (Fe^{2+}, Mg) === AL^{IV} (AL^{VI}, Fe^{3+})
$3R^{2+}$ === $2R^{3+}$ + 1 lacune octaédrique
2 AL^{VI} === R^{2+} + Ti

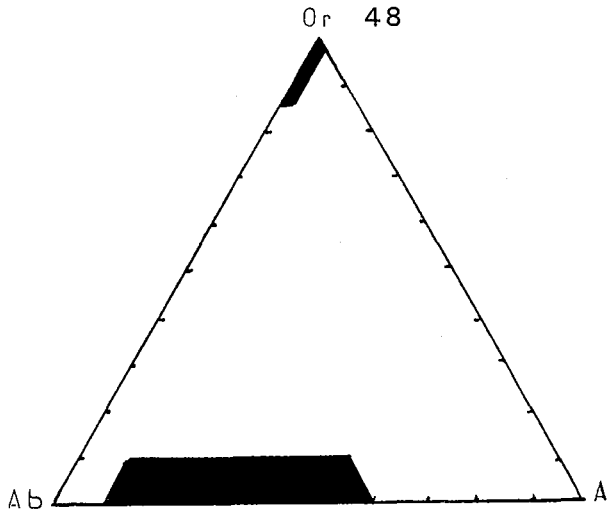
Ainsi, la somme des cations octaédriques obtenue dans les formules structurales, projetée sur l'axe des abcisses à partir de la courbe permet de connaître la valeur de R^{3+} par simple soustraction. Bien entendu, il ne s'agit que de valeurs approchées.

Dans le diagramme (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg) (Fig. II.20.). Les biotites de l'unité granitique se situent entre les deux tampons Fe_3O_4-Fe_2O_3 et Ni-NiO et s'étalent le long d'une droite qui leur est séquente. Cette disposition ne montre aucune évolution tamponnée et suggère des conditions de fugacité d'oxygène décroissante entre les biotites, des microtonalites et celle du granite ou microgranite. A partir de ces positions et en calculant le rapport ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$) on peut replacer les points représentatifs des biotites dans le diagramme Log FO_2 vs T°C (Fig. II.21.).

Les estimations de ces deux paramètres à partir de ce diagramme sont présentées ci-dessous :

	Microtonalite	Granite à biotite	Microgranite à biotite
Fe/Fe+Mg	44,11	55,85	54,40
T°C	820	750	750
fO_2	10^{-12}	10^{-15}	10^{-15}

Tableau II.7. - Valeurs de T°C et fO_2 déduites du diagramme de Wones et Eugster pour les biotites de l'unité granitique d'H. Diab.



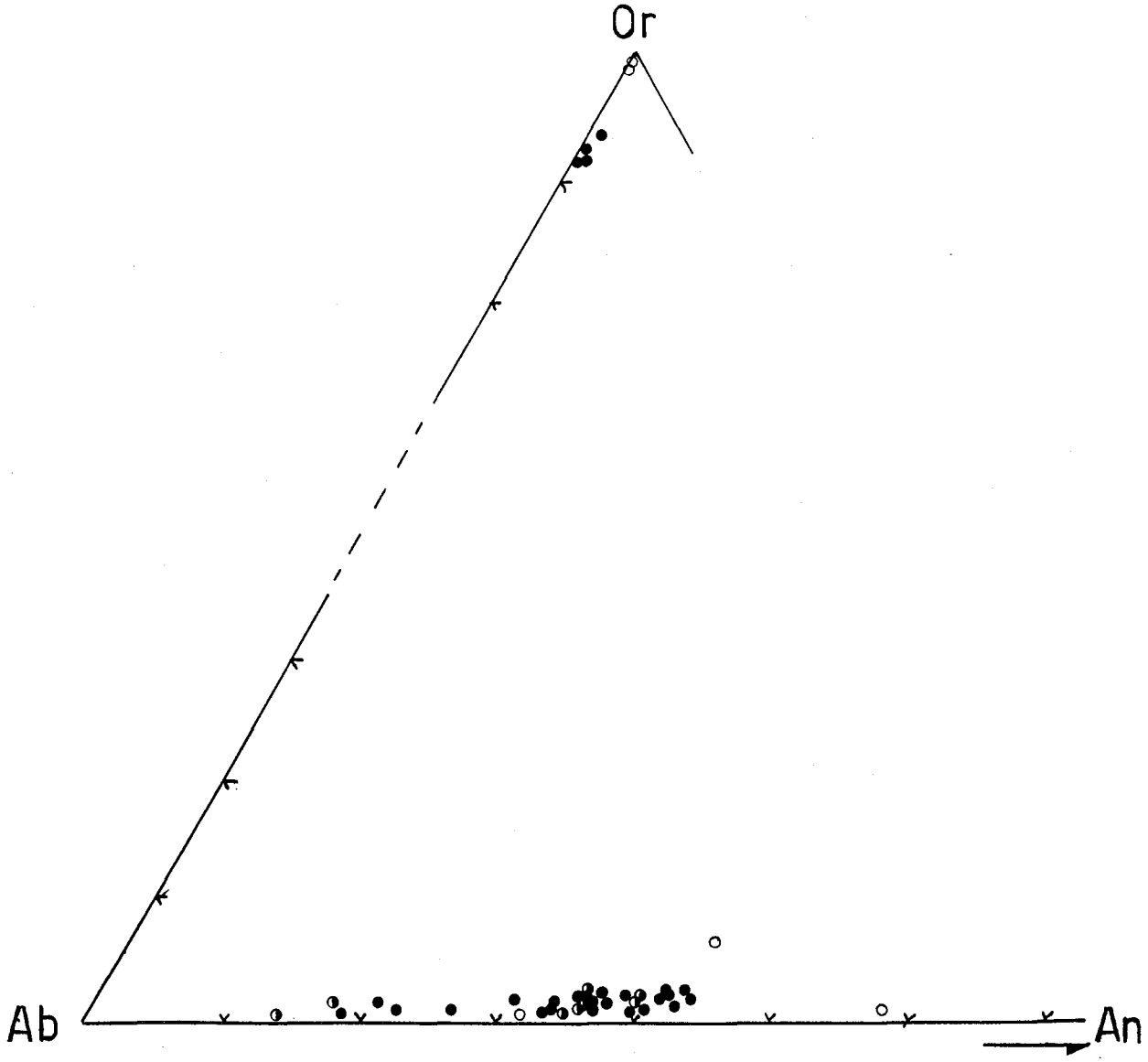


Fig. II.22. Position des feldspaths de l'unité granitique d'H. Diab dans le diagramme Or-Ab-An.

En l'absence de la balance Fe^{2+}/Fe^{3+}, ces estimations ne peuvent être utilisées qu'avec précautions. Les données de fugacité d'oxygène et de température sont ici prises comme des ordres de grandeur et des tendances évolutives qualitatives. Le principal intérêt serait compte-tenu des réserves d'usage, une distinction entre biotite des microtonalites cristallisant à température relativement haute 820°C avec une fO_2 de l'ordre de 10^{-12} et les biotites granitiques ou microgranitiques cristallisant à température relativement basse 750°C avec une fo_2 de l'ordre de 10^{-15}.

2.4.2. Le plagioclase.

Il présente un zonage marqué dans les différents faciès. la disposition des plagioclases (Tab. II.8.) dans le diagramme Ab-An-Or (Fig. II.22.) traduit une évolution soulignée par la diminution progressive du pourcentage en anorthite des microtonalites (An50) au microgranite (An17). Ceci peut être relié à une diminution de la température de cristallisation des plagioclases et à une augmentation des conditions de PH_2O dans le magma (Wiebe, 1968, W.C. Luth, 1976).

2.4.3. Le feldspath alcalin

Exprimé sous forme de cristaux interstitiels essentiellement dans le granite à biotite ou encore en fines sections liées à la mésostase dans le microgranite et à moindre degré dans les microtonalites.

La composition chimique de ces feldspaths montre que la phase potassique est largement représentée (Tab. II.8.). Ce fait, ajouté aux observations précédentes sur la présence d'un liséré albitique (p.), conduisent à penser à un magma résiduel riche en alcalins qui aurait subi une démixion aboutissant à deux phases, l'une potassique, l'autre sodique exprimée par cet halo d'albite.

2.5. Conclusion

L'unité granitique représente une série de roches dans laquelle se dessine une évolution allant des microtonalites au granite et microgranite. Ces deux derniers traduisent en fait un même stade magmatique et ce

d'après les considérations pétrographiques, minéralogiques précédentes.

Cette évolution se caractérise par :

- une variation des proportions relatives des minéraux (augmentation de la proportion des feldspaths K au dépens des plagioclases, diminution des minéraux ferromagnésiens).
- l'enrichissement en fer et l'appauvrissement en Mg des biotites.
- diminution des teneurs en anorthite des plagioclases.

Cette différenciation se fait selon un sens opposé à celui de la chronologie de mise en place puisque les microtonalites sont ici encaissés dans le granite, il faut cependant distinguer le moment de mise en disponibilité du magma et celui de mise en place. Le magma microtonalitique peut être formé antérieurement et mis en place de façon pénécontemporaine avec celui granitique. Le contact magmatique entre ces deux faciès plaide implicitement en faveur de cet postulat.

hypothese

3 - Les microgranites à pyroxène

3.1. Mode de gisement

Ils se présentent en filons puissants de 4 à 6 m de direction N160E ou N70E ou en petits massifs circonscrits d'une quarantaine de mètres de diamètre. Ils sont postérieurs aux dykes de microgranitoïdes ainsi qu'au granite à biotite et ne montrent pas de relation structurale avec le syénogranite de Soulouina.

3.1.1. Etude de pétrofabrique

Deux relevés de pétrofabrique sont réalisés, l'un sur un filon orienté N70, l'autre sur une intrusion massive légèrement allongée vers le SE. Les mesures sont portées sur le plan 010 des phénocristaux de plagioclases (An40).

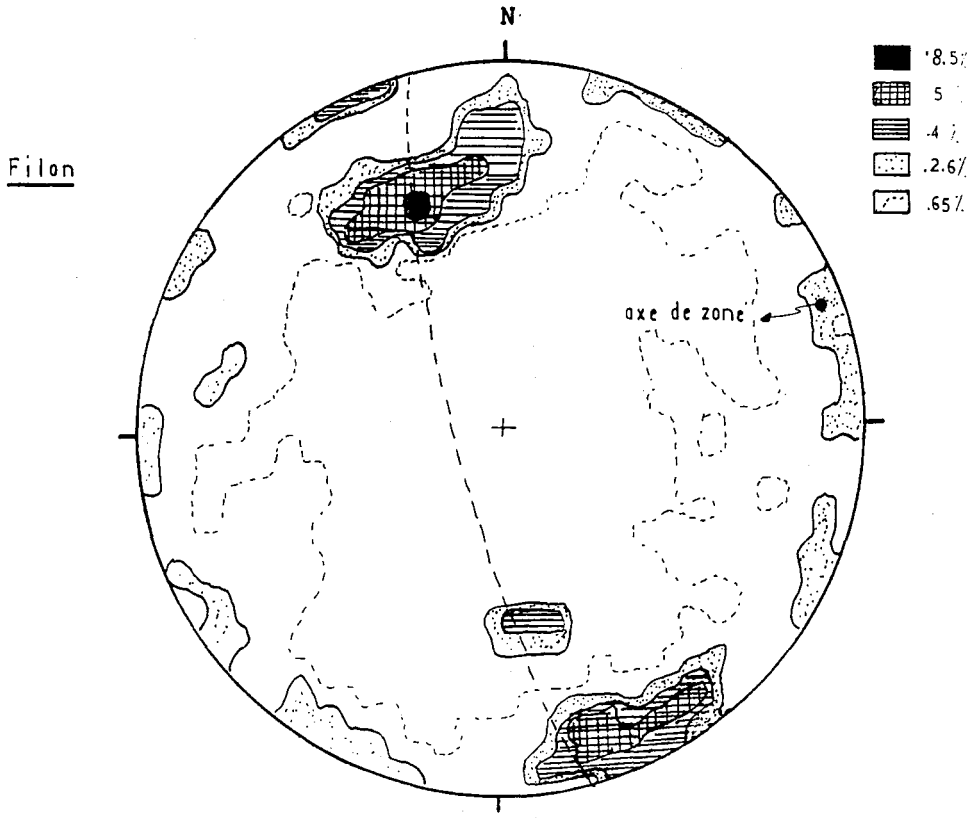


Fig. II.23. Fabrique microscopique du plagioclase : orientation du plan 010 (152 mesures). Ech. : G4 (X : 758 ; Y : 374.15). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur.

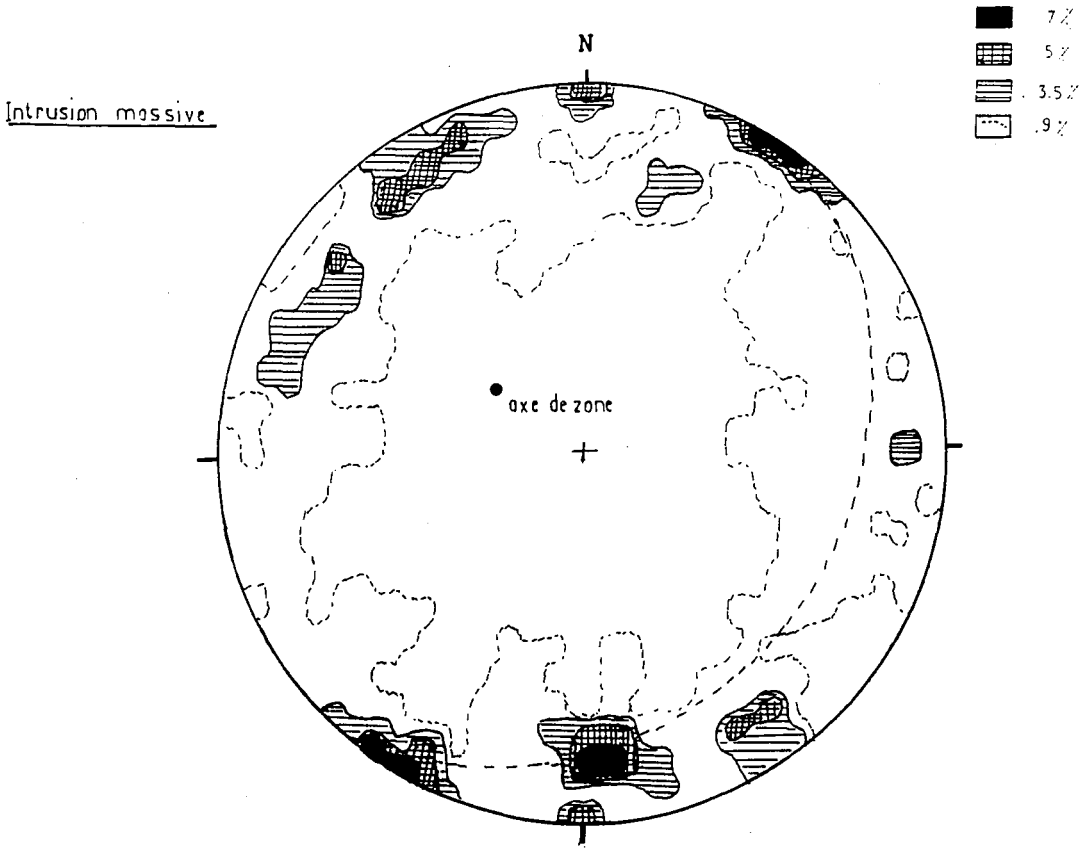


Fig. II.24. Fabrique microscopique du plagioclase : orientation du plan 010 (114 mesures). Ech.: G3 (X : 760,7 ; Y : 372,1). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur.

3.1.1.1. Le filon à N70

Le diagramme de densité montre un maximum d'intensité (env. 8%) de direction N70E-60SE qui représente la fluidalité planaire et des maxima secondaires N90-55N, N65-85NW se disposant en zone autour d'un axe caractérisant une fluidalité linéaire d'orientation N70-10NE (Fig. II.23.).

3.1.1.2. L'intrusion massive

La dispersion des polaires souligne un maximum planaire double avec comme orientations respectives : N85-8ON et N125-90. Les maxima secondaires sont à N65-85SE ou N55-10NW. L'ensemble s'agence en zone autour d'un axe à N125-55NW (Fig. II.24.).

géométrie

3.1.2. Conclusion

Le filon aussi bien que l'intrusion massive montrent un axe d'écoulement, traduit par la fluidalité linéaire, conforme à l'orientation de leur caisse. Ceci laisse supposer que les fabriques planaires obtenues sont régies par la structure de l'encaissant. Les directions enregistrées par ces intrusions de microgranites reflètent les deux systèmes de fracturation subéquatoriale et subméridienne qui semblent prépondérants dans la région. Le fait confirme leur mise en place dans des structures précoces. Enfin, le plongement relativement peu accusé de l'axe de zone indiquerait un niveau supérieur de ces intrusions ; proche du toit.

3.2. Classification

Comme pour les faciès de l'unité granitique, les analyses roches totales et celle de minéraux permettent de calculer la composition modale pondérale de ces microgranites à pyroxène. Les résultats sont reportés dans le tableau II.9. . Dans le diagramme QAP de Streickeisen (1976), l'ensemble des points est localisé dans le champ des monzogranites (Fig. II.25.).

Gisment	Filon	Massif	
Ech.	HD 10	HD 11	HD 12
SIO2	65.65	68.99	66.74
AL2O3	13.12	14.76	16.65
F2O3	0.70	0.94	1.11
MNO	0.05	0.04	0.04
MG	1.00	1.03	1.41
CAO	5.07	3.86	3.34
NA2O	3.50	2.53	2.65
K2O	4.74	5.39	5.45
TIO2	0.41	0.39	0.45
P2O5	0.09	0.16	0.09
PF	1.15	0.95	1.07
TOTAL	99.33	99.04	97.93
BA	1058	771	907
CO	<10	<10	<10
CR	31	29	34
CU	<10	<10	<10
NI	<10	<10	<10
SP	310	276	286
Y	53	56	53
RB	141	177	166
W	4.4	32	1.6
S	5.5	5.5	8

Tableau II.9. Analyses chimiques roche totale des microgranites à pyroxènes d'H. Diab.

HD 10 - Microgranite en filon.
A.M.P. : Qz = 20,10% ; Pl = 43,95% ; Fk = 29,20%. Pyroxène (Px) = 5,50%, Sphène (Sph) = 1,17%

HD 11 - Microgranite en gisement massif.
A.M.P. : Qz = 22,00% ; Pl = 35,10% ; Fk = 35,1%, Bi = 1,50%, Px = 1,50%, Amphibole (Am) = 3,80%, Sph = 0,90%

HD 12 - Microgranite en gisement massif.
A.M.P. : Qz = 18,30% ; Pl = 35,10% ; Fk = 37,1%, Bi = 2,50%, Chlorite (Chl) = 0,50%, Am = 5,00%, Sph = 1,80%
Les échantillons sont prélevés au point (X = 758,00 ; Y = 374,15) sur la carte d'H. Diab au 1/80 000ème

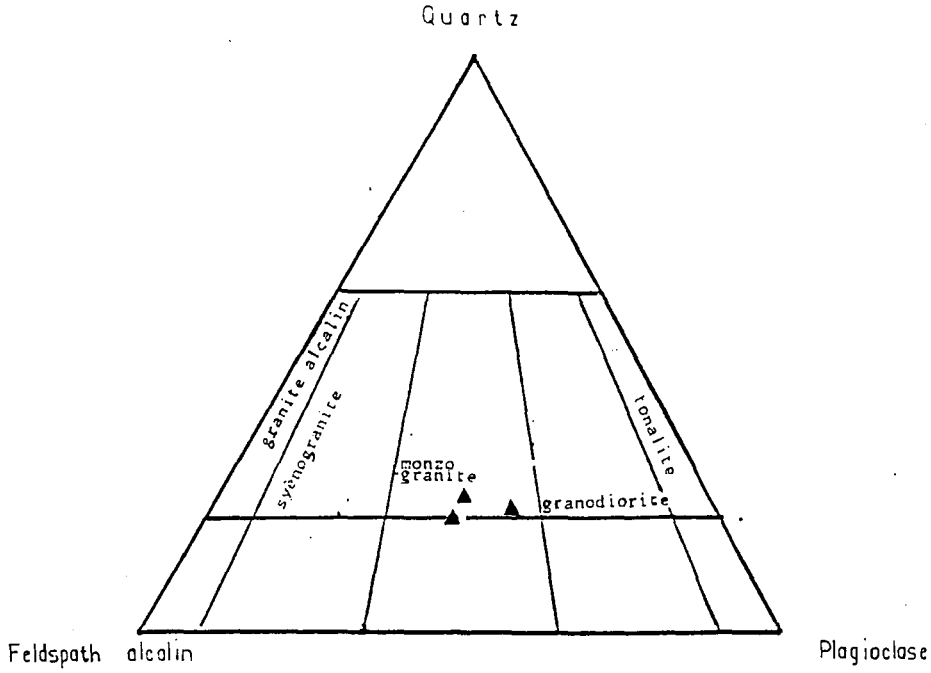
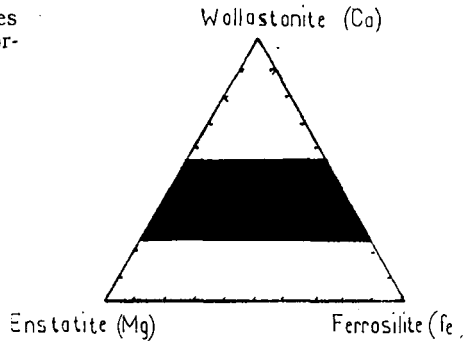


Fig. II.25. Position des microgranites à pyroxènes d'H. Diab dans le diagramme de classification Quartz-Plagioclase-Feldspaths alcalins de Streickeisen (1976).

Echantillon	HD 10			HD 11		
SIO2	52.73	52.57	53.14	53.58	54.33	54.00
AL2O3	0.32	0.26	0.41	0.21	0.19	0.32
FEO	6.49	9.09	5.79	5.40	6.50	5.52
MGO	13.93	12.52	14.61	14.47	14.22	14.72
CAO	23.55	23.40	23.38	24.79	24.70	24.51
NA2O	0.07	0.13	0.06	0.07	0.06	0.05
K2O	0.13	0.04	0.00	0.13	0.01	0.00
TIO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.02	0.12	0.02	0.00	0.00	0.00
NIO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MNO	0.44	0.45	0.30	0.14	0.32	0.22
TOTAL	97.69	98.59	97.71	98.85	100.33	99.34
SI	1.903	2.001	2.006	2.004	2.007	2.005
AL (IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00
AL (VI)	0.014	0.012	0.018	0.009	0.008	0.014
FE2+	0.206	0.289	0.183	0.169	0.201	0.30
MN	0.014	0.015	0.010	0.004	0.01	0.007
MG	0.788	0.710	0.821	0.806	0.783	0.814
TI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00
CR	0.001	0.004	0.001	0.000	0.00	0.00
CA	0.953	0.954	0.945	0.993	0.977	0.975
NA	0.005	0.010	0.004	0.005	0.004	0.004
K	0.006	0.002	0.000	0.006	0.00	0.00

Tableau II.10. Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des pyroxènes des microgranites d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes.



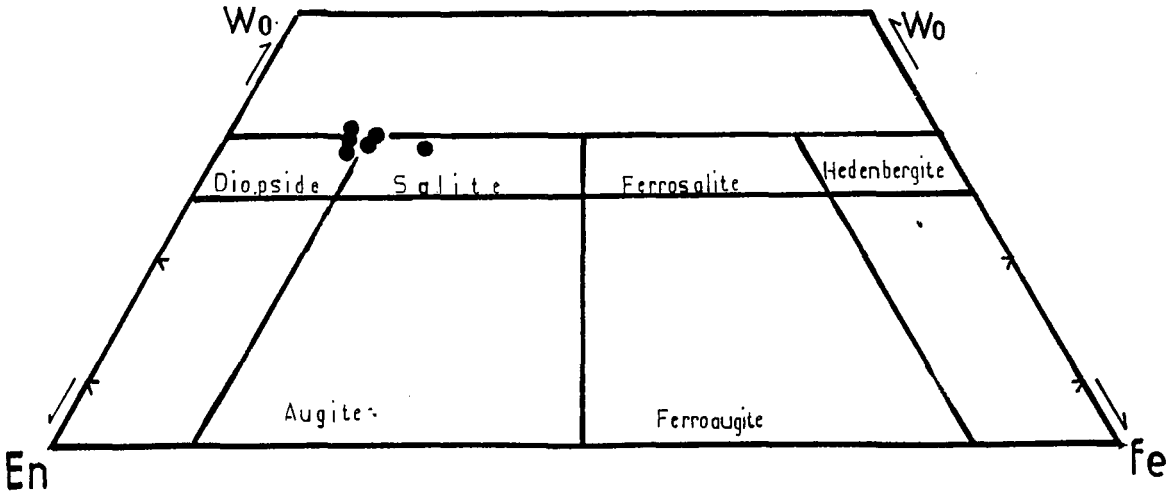


Fig. II.26. Position des clinopyroxènes des microgranites à pyroxènes d'H. Diab dans le diagramme Ca-Fe-Mg de Poldevaart et Hess (1951).

3.3. Caractères pétrographiques et minéralogiques

Macroscopiquement la roche est leucocrate de couleur rose, localement grisâtre (massif). Elle montre une texture porphyrique soulignée par la taille des plagioclases (0,5 à 1 cm). Les pyroxène et biotite forment des petits grains imprégnant le fond grenu de la roche et où leur abondance ne dépasse pas 6%.

Microscopiquement, la roche montre une texture microgrenue porphyrique. La phase porphyrique est formée surtout de plagioclases et à moindre degré de pyroxène, biotite et quartz. La mésostase est de nature quartzo-feldspathique montrant des figures myrmékitiques. Dans cette mésostase la proportion du feldspath K semble dominer par rapport au plagioclase.

3.3.1. Le pyroxène

Il se présente en tablettes trapues de taille inframillimétrique, incolores et sans inclusions cristallines. Localement, le pyroxène ne subsiste qu'en petits grains isolés et émoussés attestant de la résorption du minéral.

Les analyses à la microsonde du pyroxène sont consignées dans le Tableau II.10. Celui-ci apparaît riche en silice (52-55%), pauvre en Al_2O_3 (0,2-0,4%) et Cr_2O_3 (0-0,12%) et dépourvu de TiO_2. Les différents points d'analyses se placent à la limite diopside-salite dans le diagramme Ca-Fe-Mg (Fig. II.26.).

La relation Si-Al dans les clinopyroxènes a été discutée par Kushiro (1960) et Lebas (1962). Ces auteurs montrent que pour une série subalcaline, la concentration de Si dans le magma détermine la valeur de Si dans le site Z des pyroxènes ; dans ce sens qui plus le magma est riche en silice, plus le site tétraédrique est saturé et inversement. Le déficit en Si tétraédrique est compensé par Al. En corollaire, la diminution de AL dans le pyroxène reflète le degré de saturation en silice du magma. Le diagramme AL-Si (Kushiro, 1975) (Fig. II.27) présente un double intérêt ; il montre à la fois que le pyroxène de ce faciès se situe dans le domaine des séries subalcalines et la saturation du site tétraédrique (Si + AL > 2) avec AL^{VI} = 0 atome par formule unitaire. Ces données soulignent le ca-

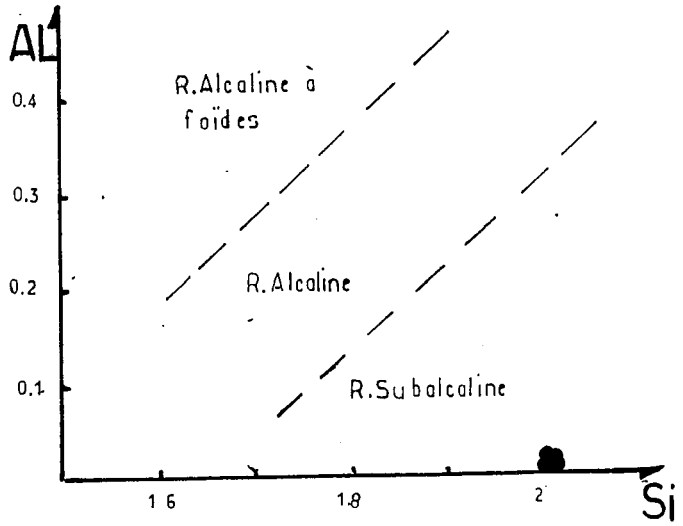


Fig. II.27. Position des pyroxènes du microgranite dans le diagramme AL vs Si de Kushiro (1975).

ractère évolué du magma à partir duquel cristallisent ces pyroxènes. La proportion de ces minéraux diminue dans les microgranites en gisement massif par rapport à ceux filoniens. En effet, le pyroxène va ou bien se résorber dans le magma pour ne subsister que sous forme de petits grains relictuels ou être pseudomorphosé en amphiboles.

3.3.2. Les biotites

Les analyses à la microsonde des biotites sont portées sur le tableau II.11.

Elles sont observées surtout dans le microgranite en gisement massif. Selon leur habitus et relation texturales avec les autres phases, on peut distinguer trois types de biotites (Tab. II.12.).

Echantillon	HD 11				HD 12				HD 11			HD 12		
Symbole	●				◐							○		
SIO2	40.12	38.40	38.44	36.92	36.79	37.83	37.75	37.22	37.24	37.45	37.72	37.53	36.86	33.49
AL2O3	13.13	14.66	13.58	15.06	15.53	15.52	15.52	15.52	14.87	15.28	15.81	15.38	15.19	15.29
FEO	12.34	13.22	12.36	12.90	15.39	14.72	14.29	15.35	15.21	15.59	15.16	16.09	17.14	22.32
MGO	16.87	17.95	16.81	15.48	14.16	14.75	14.58	14.68	15.01	14.19	14.24	13.50	13.04	10.60
MNO	0.11	0.22	0.18	0.16	0.15	0.20	0.16	0.20	0.16	0.14	0.23	0.24	0.26	0.38
CAO	0.00	0.01	0.14	0.73	0.05	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	[illegible]
TIO2	2.60	1.73	2.28	2.49	2.56	2.26	3.16	3.25	3.11	2.97	3.17	3.47	3.91	3.34
NA2O	0.12	0.04	0.07	0.03	0.09	0.10	0.05	0.05	0.06	0.10	0.10	0.08	0.06	0.00
K2O	9.41	7.79	9.09	8.23	9.40	9.49	9.58	8.90	8.60	9.67	9.24	9.00	8.84	[illegible]
TOT	94.7	94.06	92.96	92.07	94.14	95.16	95.15	95.15	94.26	95.39	95.68	95.41	94.40	91.25
SI	5.922	5.704	5.806	5.670	5.527	5.659	5.636	5.567	5.602	5.606	5.597	5.625	5.614	[illegible]
AL (IV)	2.077	2.296	2.194	2.330	2.473	2.341	2.364	2.433	2.397	2.393	2.402	2.375	2.386	[illegible]
AL (VI)	0.205	0.264	0.217	0.388	0.264	0.387	0.360	0.295	0.238	0.301	0.362	0.334	0.334	[illegible]
FE2+	1.523	1.639	1.559	1.654	1.940	1.835	1.778	1.916	1.913	1.952	1.881	2.009	2.160	[illegible]
MG	3.712	3.766	3.776	3.534	3.158	3.280	3.239	3.267	3.367	3.166	3.149	3.008	2.952	[illegible]
MN	0.013	0.026	0.022	0.018	0.180	0.022	0.017	0.022	0.021	0.017	0.028	0.026	0.031	[illegible]
TI	0.288	0.191	0.258	0.285	0.288	0.253	0.353	0.363	0.351	0.334	0.353	0.388	0.331	[illegible]
CA	0.00	0.000	0.045	0.000	0.000	0.071	0.000	0.000	0.00	0.00	0.002	0.008	0.000	[illegible]
NA	0.033	0.008	0.018	0.120	0.027	0.026	0.008	0.008	0.018	0.029	0.028	0.017	0.039	[illegible]
K	1.772	1.470	1.749	1.612	1.714	1.804	1.818	1.896	1.649	1.846	1.749	1.717	1.718	[illegible]
FE3+ cal	0.456	0.000	0.275	0.047	0.198	0.250	0.237	0.022	0.031	0.263	0.184	0.188	0.115	[illegible]
FE/FE+MG	29.09	29.24	29.22	31.88	38.05	35.87	35.43	36.96	36.23	38.18	37.39	40.04	42.47	[illegible]

Tableau II.11. Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des biotites des microgranites à pyroxènesd'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.

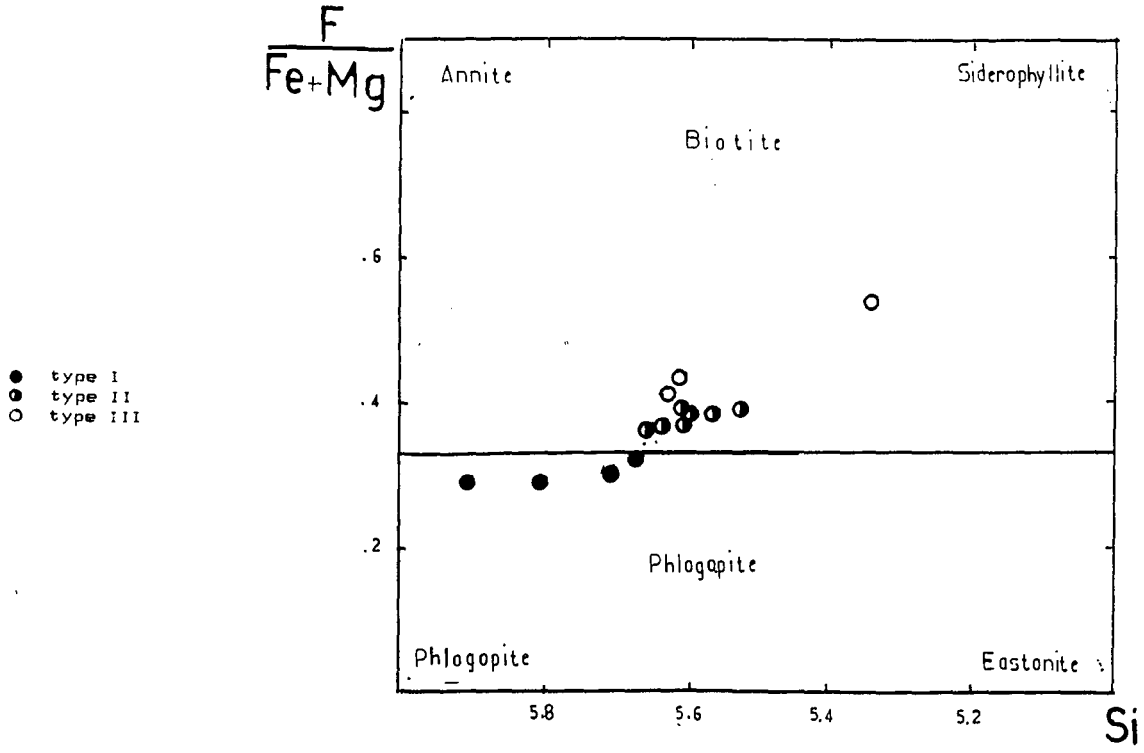


Fig. II.28 Position des biotites du microgranite dans le diagramme Fe/Fe+Mg vs Si.

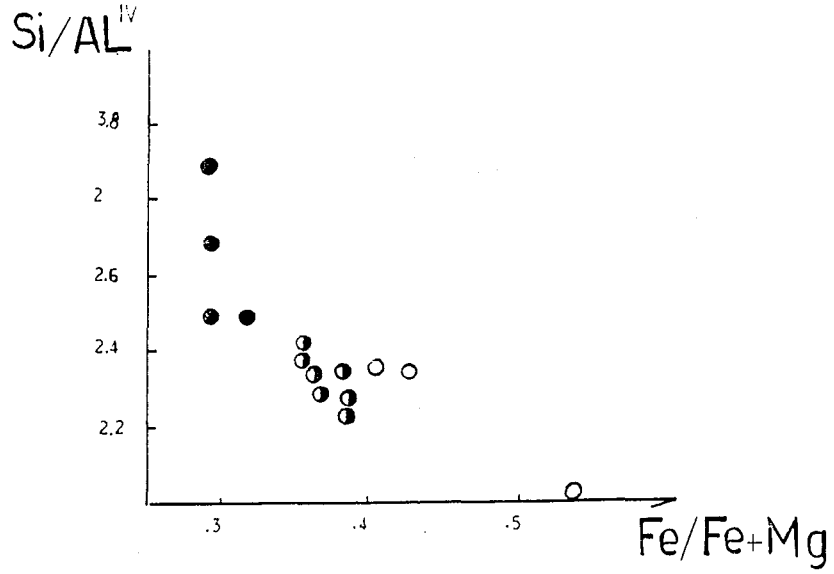


Fig. II.29. Variation du rapport Si/Al^{IV} en fonction de Fe/Fe+Mg dans les biotites des microgranites à pyroxènes.

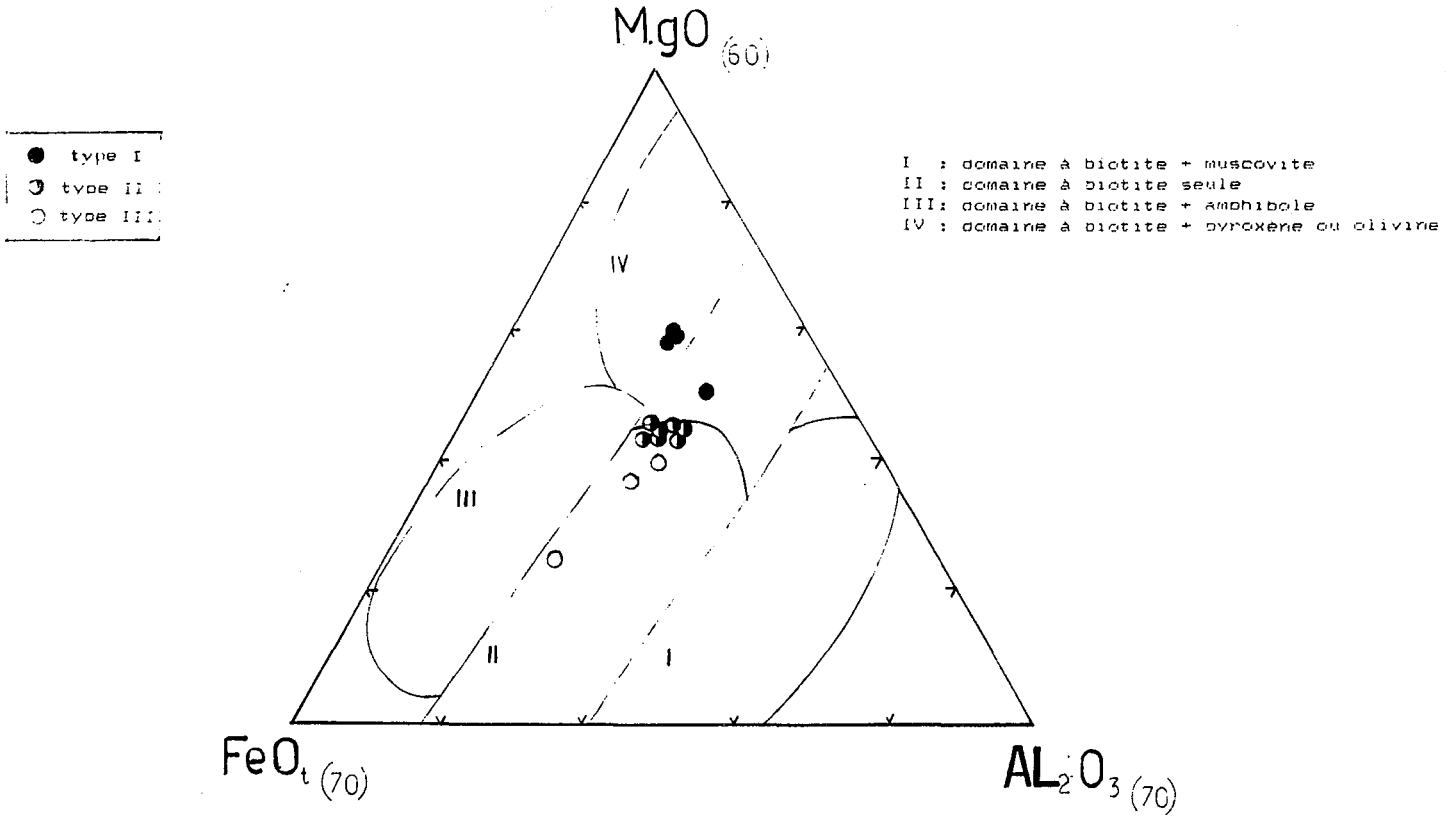


Fig. II.30. Position des biotites des microgranites dans le diagramme $MgO/FeO/Al_2O_3$ (Nockolds, 1947).

Type	Forme	Taille	Relation texturale	alteration	Fe/Fe+Mg
Type I	Lattes subautomorphes	0,6 mm	-	- amphibole - chlorite	29,85
Type II	Paillettes xénomorphes	0,2 mm	-		36,87
Type III		0,06 mm	inclus dans plagio.	chlorite	45,2

Tableau II.12. : Les différents types de biotites dans les microgranites à pyroxèned'H. Diab.

3.3.2.1. Caractères chimiques

La position de ces biotites dans le diagramme de composition Si contre Fe/Fe+Mg montre un trend évolutif initié au voisinage du pôle phlogopite et qui s'étale vers le domaine des biotites ferrifères (Fig. II.28.). La corrélation négative qui se dégage de ce diagramme peut être précisée dans le cadre des réactions de substitutions régies par les conditions physiques de cristallisation. Ainsi, la baisse de Si peut être inféodée à sa substitution par AL. Le diagramme (Si/AL^{VI} vs Fe/Fe+Mg) illustre nettement ce fait (Fig. II.29.). L'enrichissement en Al_2O_3 dans la biotite est en relation avec des températures de cristallisations basses (Butler, 1965). L'augmentation du $Fe^{2+}t$ (compte tenu des teneurs en Fe^{3+} calculées) et du Mn des biotites I vers celles de type III reflèterait d'après (Czamenske et Wones, 1973 ; Gabenisch, 1984) une cristallisation sous des conditions plus réductrices. Dans le diagramme de la Figure II.30. , les biotites I tombent en général dans le domaine de la paragenèse à biotite et pyroxène. Les biotites type II et III quant à elles se situent dans le domaine de la paragenèse à biotite seule. Les indications sont conformes avec les observations pétro-minéralogiques.

3.3.2.2. Estimation des conditions physiques de cristallisation

Dans le diagramme Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg (Fig. II.31.), les différents types de biotites (seules des valeurs moyennes sont considérées en l'occurence) s'alignent entre les tampons Ni-NiO et Q.F.M., selon une évolution

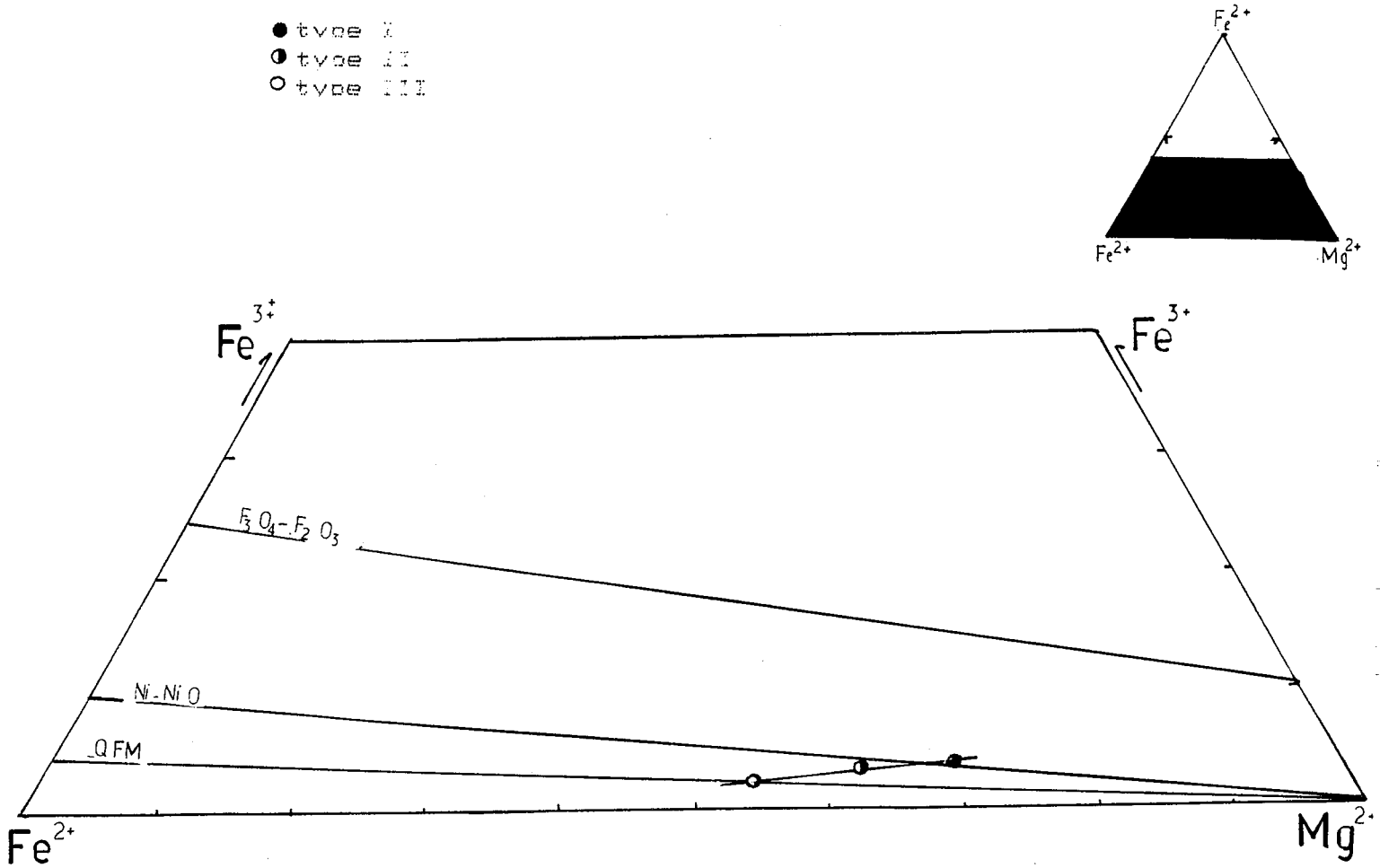


Fig. II.31. Situation et évolution des biotites des microgranites à pyroxènes dans le diagramme Fe^{3}_{+}-Fe^{2+}-Mg^{2+} de Wones et Eugster (1966).

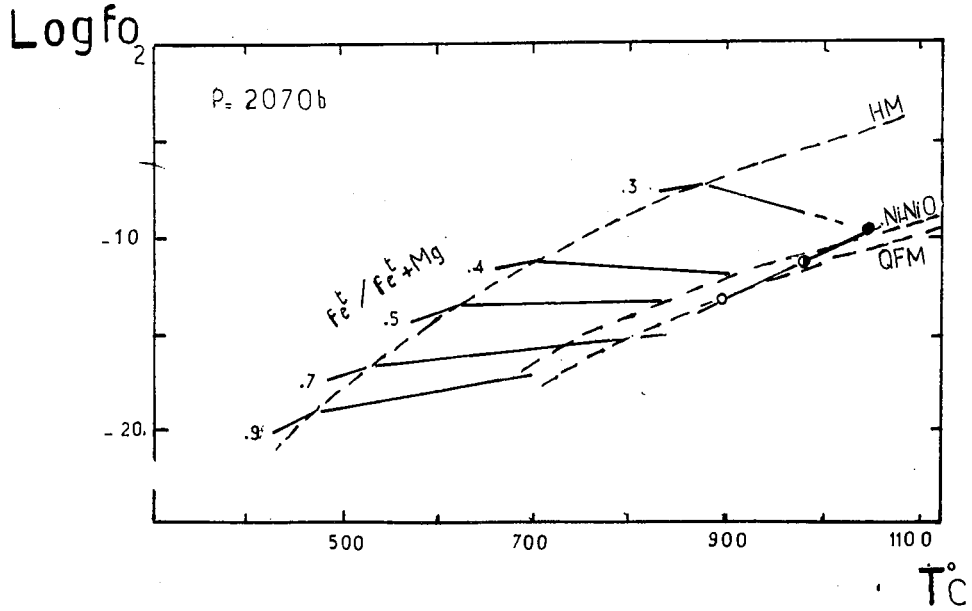


Fig. II.32. Fig. 32 - Position des biotites des microgranites dans le diagramme T-fO_2 de Wones et Eugster (1965).

non tamponnée suggérant des conditions de fugacité d'oxygène (fO_2) décroissantes des biotites I aux biotites II. Les estimations de la température (T°C) et fO_2 à partir du diagramme de la Figure II.32. sont relatées dans le tableau suivant :

	Type I	Type II	Type III
Fe/Fe + Mg	29,85	36,87	45,2
T°C	1050	980	900
fO_2	10^{-9}	10^{-11}	10^{-13}

Tableau II.13. : Valeurs de T°C et fO_2
déduits du diagramme de Wones et Eugster
pour les biotites des microgranites à pyroxène d'H. Diab.

A rappeler que ces valeurs correspondent à des ordres de grandeurs d'intérêt plutôt qualitatif permettant de distinguer entre les trois types de biotites cristallisant à des températures et fO_2 différentes.

3.3.3. Le plagioclase

Bien développé avec des dimensions variables de 0,4 à 1 cm. Il montre une zonation oscillatoire mais inverse An_{35-41} (Fig. II.33.). La position des plagioclases (Tab. II.14.) dans le diagramme Ab-An-Or (Fig. II.34) souligne bien cette zonation avec augmentation des teneurs en An du centre vers la bordure du minéral.

Des associations de type syneusis sont observées faisant intervenir parfois plusieurs cristaux. Des petites baguettes d'apatite et minuscules tablettes de biotite sont présentes en inclusions dans le plagioclase. Celui-ci peut montrer une seconde génération de cristaux de taille millémétrique et de composition An_{38-40}.

Echantillon	HD 11								HD 10	
	c → b						c → b		c → b	
SIO2	59.39	58.87	59.63	56.29	55.08	56.51	53.65	58.49	57.48	57.29
AL2O3	24.56	25.22	24.42	28.29	25.02	26.48	24.94	25.22	27.15	26.63
CAO	6.90	7.64	7.10	9.19	7.73	9.21	7.54	7.88	7.61	9.29
NA2O	7.18	6.75	7.18	5.87	6.52	5.96	6.96	6.11	6.49	5.10
K2O	0.22	0.23	0.36	0.21	0.27	0.12	0.11	1.06	0.31	0.42
MGO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.03
FEO	0.00	0.03	0.20	0.02	0.08	0.08	0.03	0.06	0.12	0.15
TOT	98.27	98.74	97.87	97.87	97.91	98.38	98.22	98.82	99.25	94.92
SI	2.689	2.658	2.689	2.577	2.548	2.574	2.661	2.649	2.586	2.523
AL (IV)	1.310	1.342	1.298	1.418	1.344	1.421	1.334	1.346	1.414	1.477
AL (VI)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.009
FE2+	0.000	0.001	0.008	0.001	0.003	0.003	0.001	0.002	0.005	0.006
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
MG	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004	0.002
CA	0.335	0.369	0.343	0.451	0.357	0.449	0.366	0.382	0.367	0.471
NA	0.630	0.590	0.627	0.521	0.576	0.526	0.612	0.536	0.566	0.468
K	0.013	0.013	0.021	0.012	0.016	0.007	0.006	0.061	0.018	0.025
ALBITE	60.670	59.230	61.930	51.440	57.370	52.050	60.720	53.230	58.000	47.000
ANORTHITE	35.570	39.350	35.920	47.270	40.760	47.210	38.800	40.300	40.000	50.300
ORTHOSE	1.700	1.400	2.150	1.290	1.830	0.700	0.670	2.450	2.000	2.100

Tableau II.14. Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des plagioclases des microgranites à pyroxènes d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

Fig. II.33. Variation des teneurs en anorthite dans un phénocristal de plagioclase zoné du microgranite à pyroxène d'H. Diab.

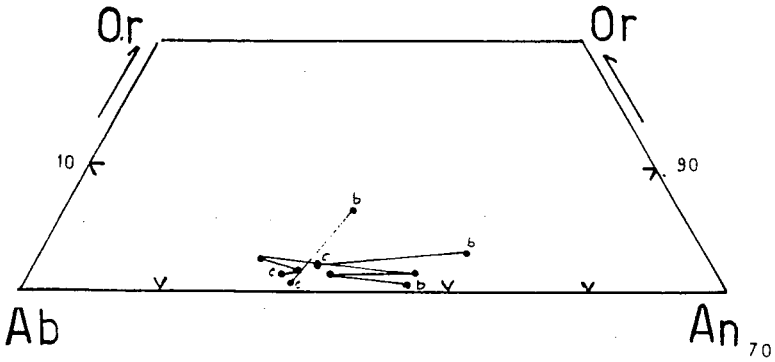


Fig. II.34. Position des plagioclases des microgranites à pyxoxènes dans le diagramme Or-Ab-An.

3.3.4. Les minéraux accessoires

Ils se limitent aux sphènes, apatite et zircon.

- le **sphène** : il se présente en section automorphe de forme hexagonale, aplatie à pléochroïsme net (brun-rose). Il s'associe parfois au pyroxène par accollement cristallographique (Fig. II.35.).

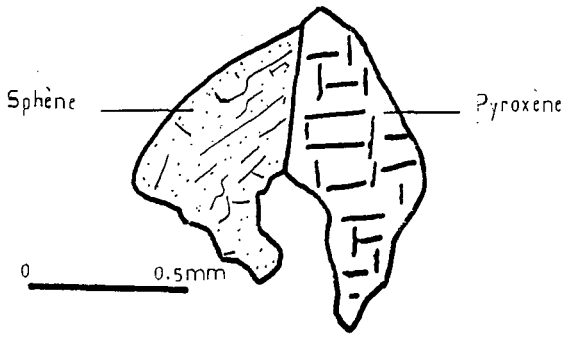


Fig. II.35. Relation texturale pyroxène-sphène dans le microgranite à pyroxène d'H. Diab.

- L'**apatite** : elle se présente sous deux formes en baguettes trapues incluses dans les biotites et plagioclases ou en cristaux aciculaires atteignant parfois 0,6 mm de longueur, de génération tardive vue leur position à cheval entre les différents minéraux précoces.
- le **zircon** : comme l'apatite, il peut se trouver libre ou inclus dans la biotite parfois dans le plagioclase.

3.3.5. Les minéraux d'origine secondaire

a) L'amphibole.

Les analyses chimiques de ce minéral sont portées sur le tableau (II.15.) ainsi que leurs formules structurales calculées sur la base de 23

Echantillon	HD 12							
SIO	53.43	55.01	53.25	52.48	53.85	52.65	54.63	52.85
AL2O3	4.28	3.14	3.42	3.35	2.73	3.49	2.67	2.97
FEO	8.94	9.36	9.31	8.43	7.67	8.04	7.71	9.43
MGO	16.41	16.80	17.15	16.98	18.44	18.07	18.65	16.86
MN	0.27	0.16	0.26	0.13	0.20	0.15	0.17	0.24
CAO	12.44	12.72	12.73	12.82	13.05	12.87	12.83	12.72
TIO2	0.18	0.23	0.12	0.13	0.19	0.20	0.08	0.11
NA2O	0.61	0.37	0.51	0.50	0.47	0.71	0.44	0.53
K2O	0.37	0.36	0.34	0.30	0.28	0.43	0.35	0.31
TOT	96.94	98.25	97.15	95.12	96.91	96.74	97.63	96.22
SI	7.636	7.761	7.614	7.645	7.672	7.549	7.706	7.664
AL (IV)	0.364	0.239	0.386	0.355	0.328	0.451	0.294	0.336
AL (VI)	0.357	0.283	0.190	0.220	0.130	0.138	0.149	0.171
FE3+	0.000	0.000	0.080	0.000	0.014	0.063	0.080	0.000
FE2+	1.068	1.104	1.032	1.027	0.900	0.900	0.827	1.143
MN	0.033	0.019	0.032	0.016	0.024	0.018	0.020	0.029
MG	3.494	3.531	3.653	3.685	3.913	3.859	3.915	3.642
TI	0.019	0.024	0.013	0.014	0.020	0.022	0.008	0.012
CA	1.904	1.922	1.950	2.000	1.991	1.976	1.937	1.975
NA	0.169	0.101	0.142	0.141	0.130	0.197	0.120	0.149
K	0.067	0.065	0.062	0.056	0.051	0.079	0.063	0.057

Echantillon	HD11					
SIO2	53.22	52.9	53.35	53.04	53.25	53.45
AL2O3	2.56	3.67	2.64	2.68	2.69	2.78
FEO	9.92	8.01	9.93	10.09	10.21	9.7
MNO	.2	.22	.3	.39	.28	.32
MGO	17	17.64	16.5	16.39	16.42	16.8
CAO	12.74	12.41	12.59	12.65	12.51	12.7
NA2O	.41	.64	.47	.47	.46	.49
K2O	.32	.16	.36	.24	0	.26
TIO2	.05	.2	.23	.28	.18	.09
TOT	96.45	95.86	96.36	96.29	96.11	96.59
SI	7.683	7.597	7.721	7.693	7.711	7.702
AL (IV)	.317	.403	.279	.305	.289	.298
AL (VI)	.118	.218	.171	.153	.17	.174
FE3+	.073	.139	0	0	.093	0
FE2+	1.123	.821	1.201	1.224	1.141	1.168
MN	.024	.027	.037	.048	.034	.039
MG	3.656	3.774	3.557	3.542	3.542	3.606
TI	5E-03	.022	.025	.031	.02	.01
CR	1E-03	0	0	6E-03	0	5E-03
CA	1.97	1.908	1.951	1.966	1.94	1.96
NA	.115	.178	.132	.132	.129	.137
K	.059	.029	.066	.044	0	.048

Tableau II.15. -Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des amphiboles des microgranites à pyroxènes. Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes. La partition Fe^{2+}/Fe^{3+} a été établie par équilibre stoechiométrique (André, 1980).

oxygènes. Il s'agit d'actinote riche en Mg (Mg/Mg + $Fe^{2+}t$ ≈ 78%) d'après la nomenclature de Leake (1978) (Fig. II.36). Elle montre une

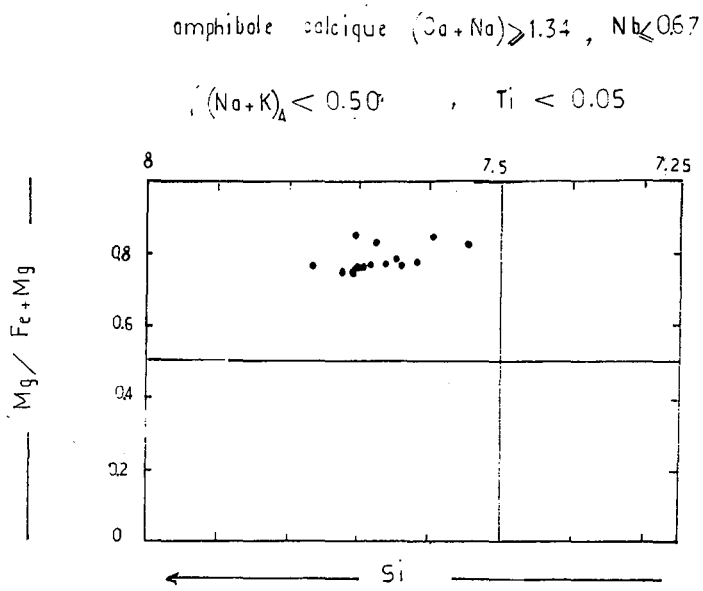


Fig. II.36. Les amphiboles des microgranites à pyroxènes d'H. Diab dans la classification de Leake (1978).

teinte vert pâle dont le pléochroïsme est à peine perceptible (vert pâle Ng, incolore, Np, Nm). L'angle d'extinction est faible (Z Ω C = 11°). Les actinotes proviennent de la destabilisation des pyroxènes (Fig. II.37.) ainsi que celles des biotites (Fig. II.38.). Dans ce dernier cas la présence du sphène est quasi systématique. Celui-ci se présente sous forme de petits grains xénomorphes parfois à contours effilochés et ponctués de gouttes de quartz. Il semble constituer un apport de calcium nécessaire à la cristallisation de l'amphibole. A titre indicatif, la projection de ces actinotes dans le diagramme Ti contre Si (Fig. II.39.) préconisé par Leake (1965) pour distinguer les amphiboles primaires de celles secondaires dans les roches métamorphiques, montre leur appartenance à cette deuxième catégorie en accord avec les observations pétrographiques.

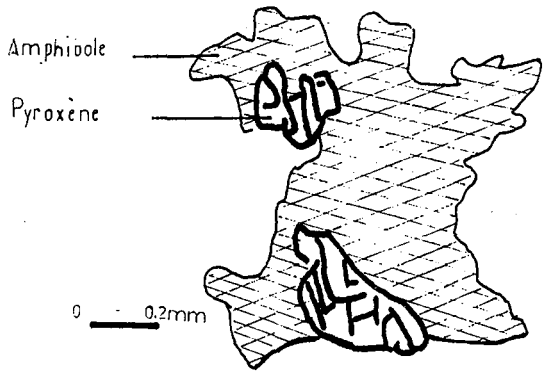


Fig. II.37. Résidus de pyroxène après destabilisation en amphibole dans le microgranite à pyroxène d'H. Diab.

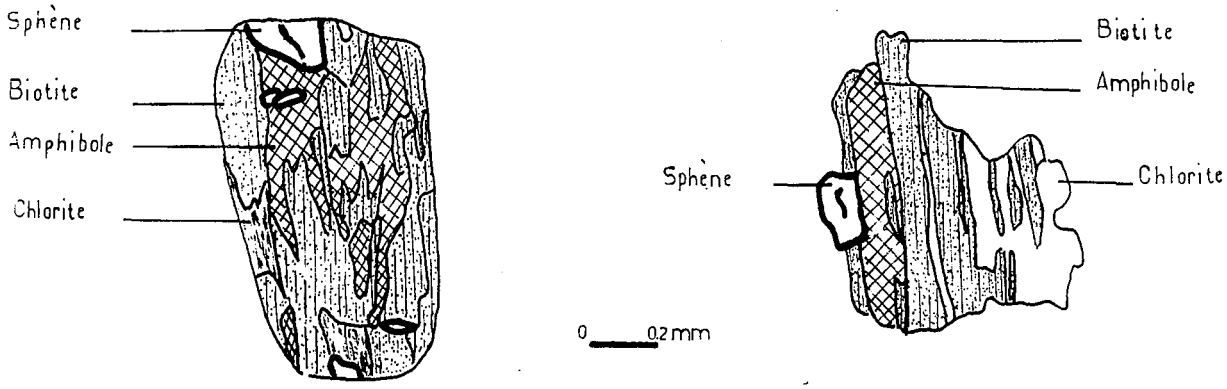


Fig. II.38. Textures de destabilisation biotite-amphibole dans le microgranite à pyroxène d'H. Diab. Noter la présence quasi systèmatique du sphène.

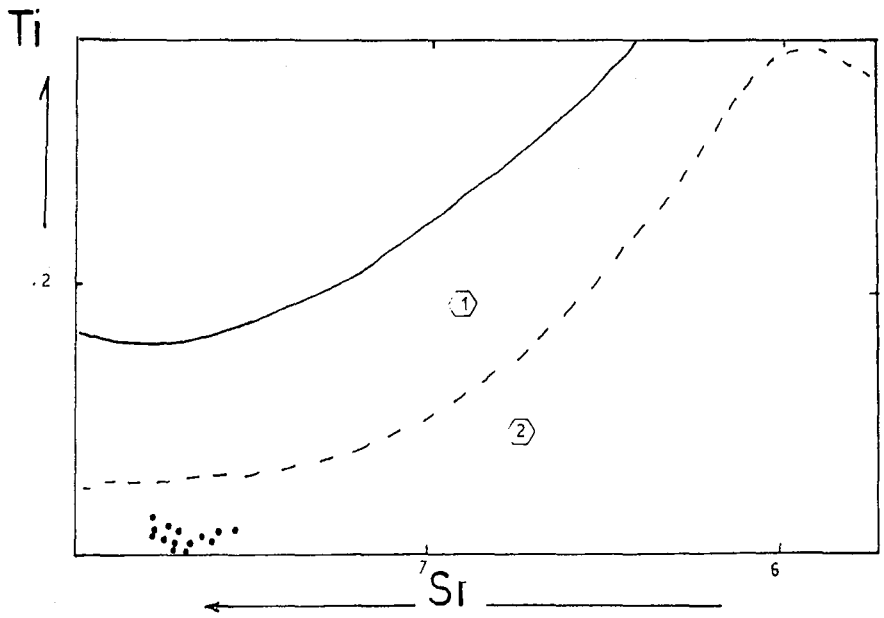


Fig. II.39. Distinction des amphiboles des microgranites à pyroxènes d'H. Diab dans le diagramme Ti vs Si de Leake (1965).

1 - Amphibole primaire
2 - Amphibole secondaire

b) Les chlorites

Elles sont de couleur gris bleuté associées aux amphiboles ou aux biotites. Ce sont des clinochlores plus ou moins ferrifères au sens de Bayliss (1975) (Tab. II.16.).

Cathelineau et Nieva (1985) ont obtenu dans le cas d'un système géothermique actuel des corrélations empiriques entre la teneur en aluminium des chlorites et la température des fluides et ont proposé notamment des diagrammes faisant intervenir les relations T°C vs 6- ε VI et T°C vs 6- ε AL^{VI}. L'application de ce dernier géothermomètre fournit pour ces chlorites une température moyenne de l'ordre de 230°C.

c) La prehnite

Elle se présente en section allongée assez réfringente occupant le clivage des biotites.

3.3.6. Contrôle chimique de l'évolution minéralogique

La faible abondance des biotites et pyroxènes dans la roche serait liée à un contrôle géochimique imposé par les faibles teneurs en FeO et MgO dans le magma microgranitique. Nous avons essayé à travers le diagramme Fe/Fe+Mg dans les phases biotite et pyroxène contre Fe/Fe+Mg dans le magma d'étayer ce contrôle. La figure II.40. fournit plusieurs indications.

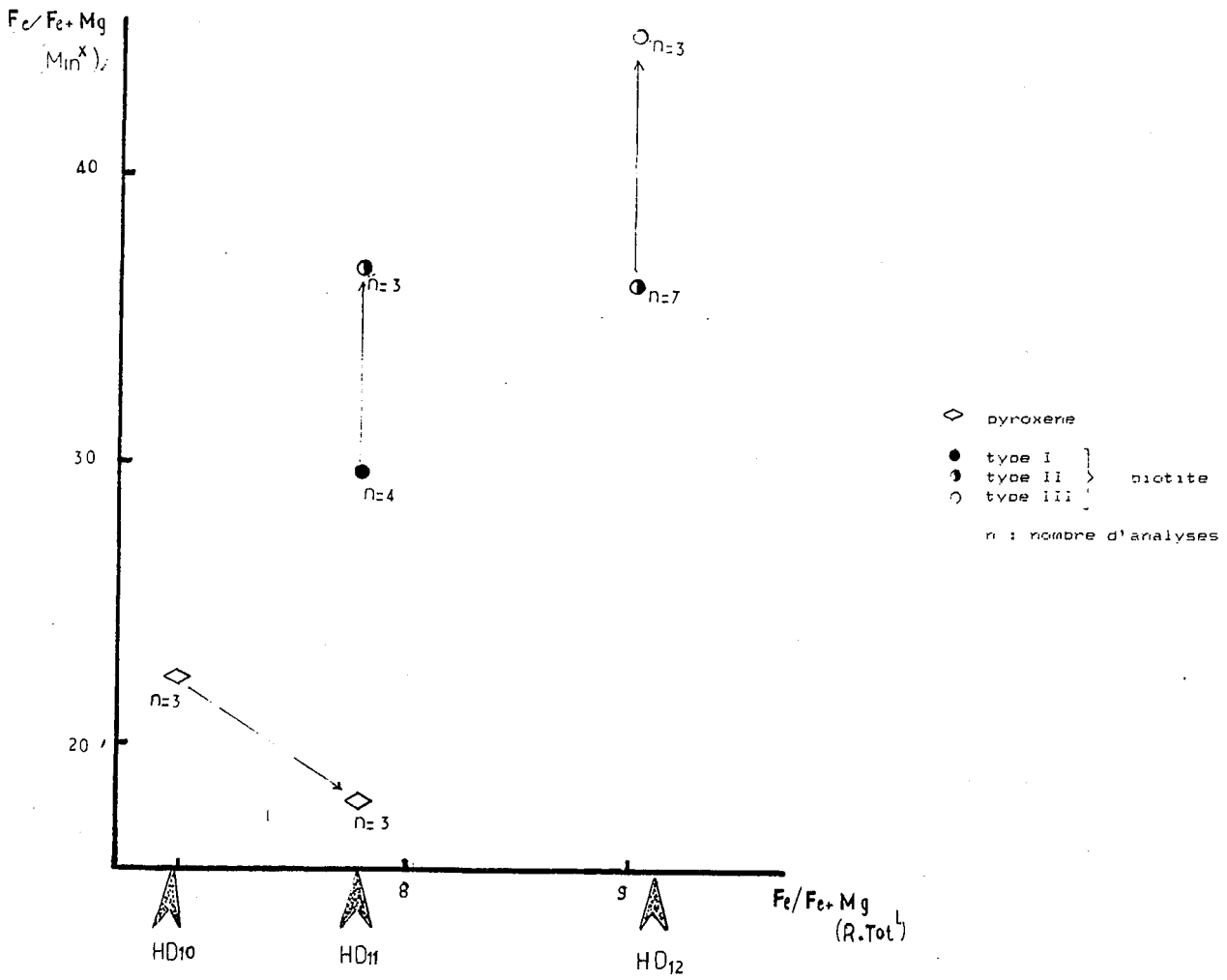


Fig. II.40. Variation du rapport Fe/Fe+Mg dans les pyroxènes et biotites en fonction du rapport Fe/Fe+Mg dans la roche totale.

- la biotite type I peut apparaître vers la fin de la cristallisation du pyroxène et rentrer en compétition avec lui vis-à-vis du Fe et Mg ce qui pourrait justifier la variation du rapport Fe/Fe+Mg dans le pyroxène qui passe de 22 à 18% (valeur moyenne).

- la résorption du pyroxène peut alimenter le magma en Fer et Magnésium permettant ainsi la cristallisation des biotites de type II et III (à noter que cette cristallisation dépend également de facteurs physiques tels que T°C, fO_2 et PH_2O). De surcroît, la résorption du pyroxène va enrichir le magma en Ca. L'apport de cet élément pourrait expliquer la zonation inverse des plagioclases.

3.4. Conclusion

En guise de conclusion, nous donnerons l'ordre apparent de cristallisation des différentes phases minérales tel qu'il s'esquisse à la lumière des observations pétrographiques et des données minéralogiques (Fig. II.41.) :

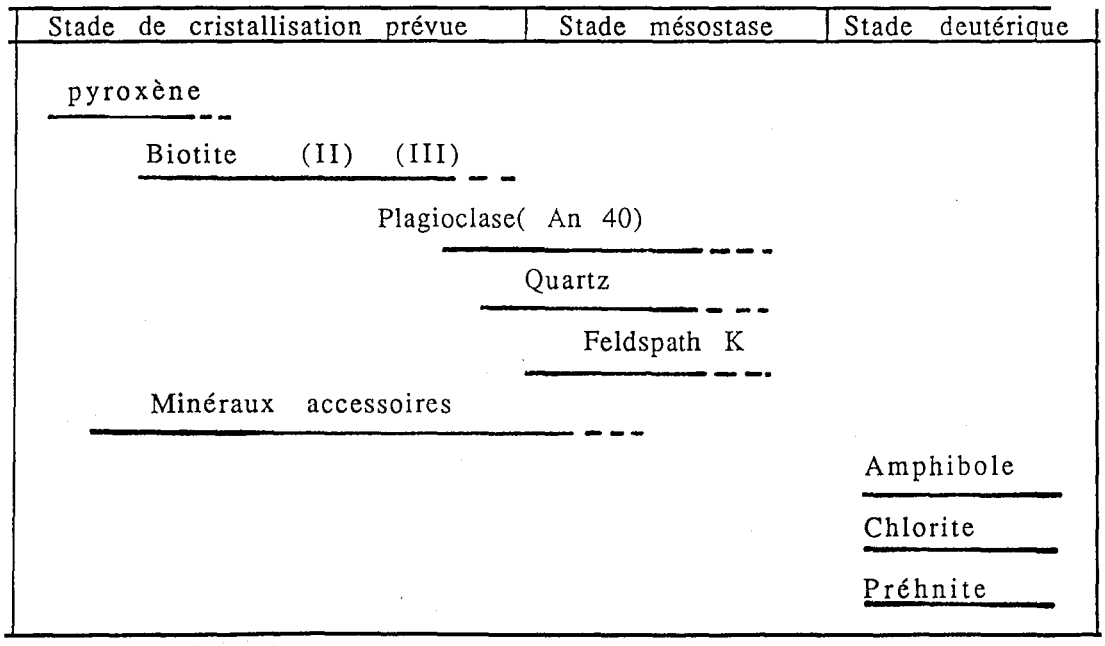


Figure II.41. : Représentation schématique de l'ordre apparent de cristallisation des différentes phases minérales du microgranite à pyroxène d'H. Diab.

- Dans un premier temps, ce serait développé du pyroxène. Il est possible que la biotite I et des minéraux accessoires aient commencé à cristalliser à ce moment.
- La biotite continue de se former, relayée vers ses termes ferrifères par la cristallisation du plagioclase.
- Cristallisation de la mésostase quartzo-feldspathique.

Tardivement, une altération deutérique se manifeste par le développement de l'amphibole, au dépend du pyroxène et biotite, associée à la chlorite.

4 - Les syénogranites de Soulouina

4.1. Mode de gisement

Il est représenté par quelques pointements de taille décamétrique correspondant à des apophyses d'un batholite sousjascent qui occupe une bonne partie de la moitié méridionale de la boutonnière d'H. Diab.

4.1.1. Pétrofabrique.

Des échantillons sont prélevés sur une surperficie d'une centaine de mètres carrés, là où l'affleurement s'y prête (Fig. II.42.). Les orientations minérales ayant pu être mesurées ont porté sur le plan (010) des plagioclases mâclés albite-polysynthétique. Le stéréogramme obtenu (Fig. II.43.) montre une disposition cozonale des plans (010) subparallèles à un axe vertical et correspondant à une fluidalité linéaire subverticale avec la présence de leur maxima traduisant des plans préférentiels de fluidalité, N(25-30)-80 et N130-(80-90)NE.

4.1.2. Typologie des filons recoupant le granite

Trois types de filons recoupant le granite de Soulouina peuvent être distingués :

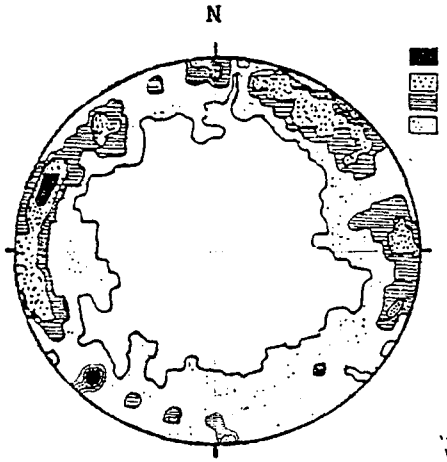


Fig. II.43

Fabrique microscopique du plagioclase. Orientation du plan de mâcle 010 (234 mesures), granite de Soulouina. Ech. S (3 lames).

Fig. II.42.

CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE SOULOUINA

e : 1/5000 è

760.5 760 759.5

369.5 369

DEPOTS QUATERNAIRE

ALTERNANCE GRESO SCHISTEUSE

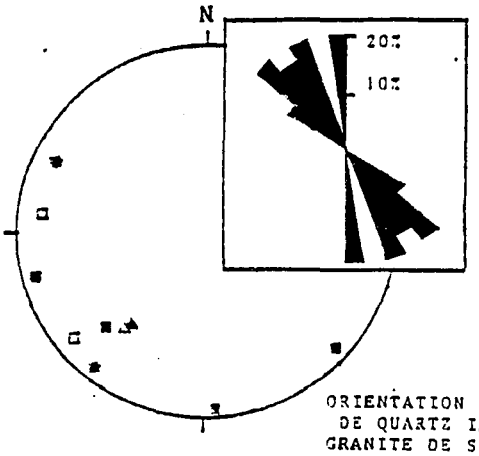
SYENITE

FILOND'APLITE

FILON DE QUARTZ

1.PISTE 2.RAVINS

BRECHIFICATION



ORIENTATION DES FILONS DE QUARTZ INTRUSIFS DANS LE GRANITE DE SOULOUINA 33.MESURES

✱ FABRIQUE MAGMATIQUE
■ FRACTURATION DANS LE GRANITE
▲ FILONNETS DE QUARTZ △ FILON D'APLITE
□ FRACURATION DANS LES FILONS DE QUARTZ.

Fig. II.44.

Distribution des maxima d'orientation de la fracturation dans le granite de Soulouina et dans les filons de quartz qui y sont intrusifs, du filon d'aplite, des filonnets de quartz et de la fluidalité. Canevas de Wulff, hémisphère inférieur.

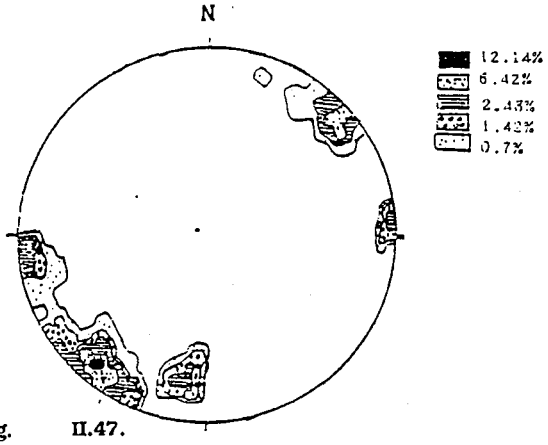


Fig. II.47.

Pôles d'orientation des plans de fracturations dans l'encaissant grès schisteux de Soulouina. X : 760 ; Y : 369,4. 140 mesures.

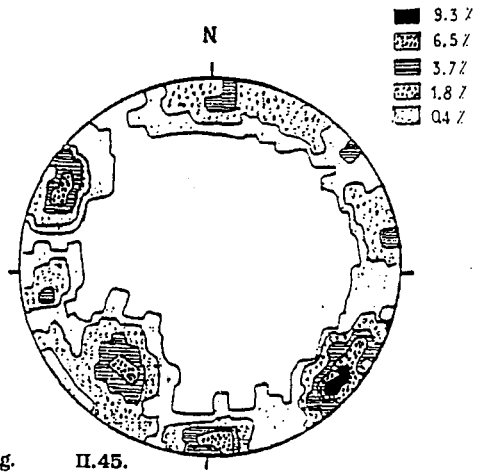


Fig. II.45.

Pôles des plans de fractures dans le granite de Soulouina 253 mesures.

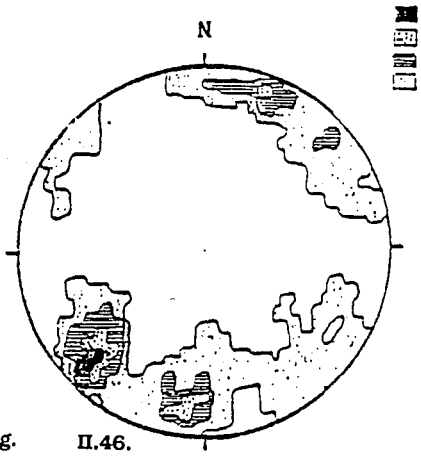


Fig. II.46.

Pôles des plans de diaclases dans les filons de quartz intrusifs dans le granite de Soulouina. 111 mesures.

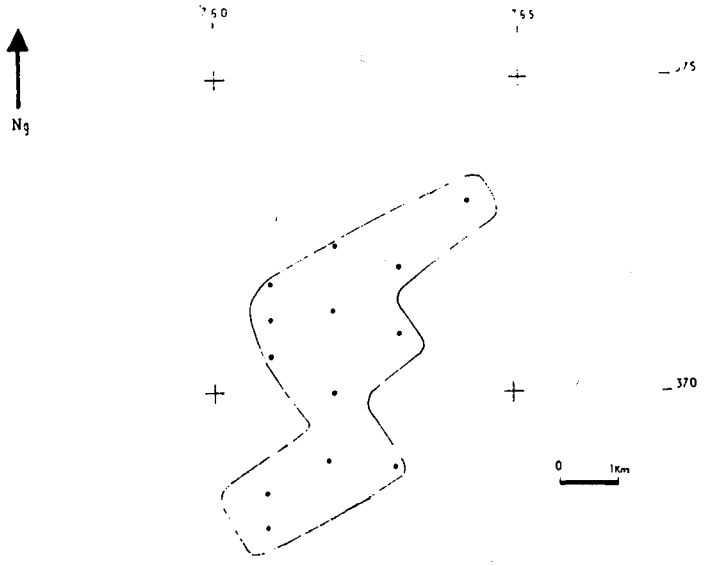


Fig. II.48. Contour du syénogranite de Soulouina, tracé à partir des points de sondages percutants.

* des filons d'aplite épais de 60 cm, constitués d'un matériel fin quartzo-feldspathique.

* des filonnets minces de quartz ne dépassant pas 3 cm d'épaisseur.

* des filons de quartz blanc laiteux dont l'épaisseur peut excèder 2 m et qui présentent des structures de bréchification : quartz broyé, brèches de granite cimentés par de la silice.

Les filons d'aplite et les filonnets de quartz (Fig. II.44.) sont disposés parallèlement à la fluidalité N130-(80-90)NE. Ils peuvent souligner une fabrique thermique du granite liée à des rétractions thermiques orientées lors de la consolidation du magma (Nsifa, 1978) mais aussi se former à la suite d'une tectonique active.

Les filons puissants de quartz couvrent un éventail d'orientation délimité par les directions N125-N175.

4.1.3. La fracturation

L'inventaire des différentes fractures affectant le massif est mentionné dans ce paragraphe car il permet de faire la part entre une fracturation propre au corps magmatique qui est tributaire d'une anisotropie précoce contrôlée par l'organisation des fabriques minérales et une fracturation extrinsèque. Le but est de pouvoir discuter les modalités d'acquisition des fabriques et donc de mise en place du massif.

La fracturation étudiée dans les quelques affleurement du massif est soulignée par un maxixum à N40-85NW et d'autres moins importants à N140, N90 et N170 (Fig. II.45.) :

- la fracturation à N40 est uniquement liée au massif. Elle peut de ce fait marquer une fabrique thermique serait en position transversale par rapport à la fluidalité à N130 ou subconcordante avec la fluidalité à N25-30.

- la fracturation à N140 correspond à un rejeu tardif affectant le granite, les filons puissants de quartz (Fig. II.46.) et l'encaissant gréso-schisteux (Fig. II.47.). Cette tectonique pourrait éventuellement être à l'origine des filons d'aplite et des filonnets de quartz et se prolonger après leur mise en place.

- les fractures à N170 et N90 correspondent aux deux directions des cisaillements majeurs qui affectent le secteur d'H. Diab (cf. infra).

Il en ressort que les deux fabriques enregistrées par le massif semblent se concrétiser à travers la présence de deux directions de fractures N40 et N130-140 orientées d'une manière générale conformément aux directions fluidales.

Il n'est pas exlu que ces fabriques soient contrôlées par la structure de l'encaissant. En effet, les limites du massif tracées à partir des points de sondages percutants montrent (Fig. II.48.) deux orientations NE et NW, proches des directions fluidales. De plus, l'abondance de ces fabriques traduite en taux de déformation (Fernandez, 1983) reflète une structuration atectonique.

4.1.4. Conclusion

Ce massif granitique de Soulouina enregistre deux fluidalités imbriquées orientées conformément aux contours de l'encaissant. Ces fabriques minérales ont présidé à la formation de deux réseaux de fractures N40 et N130-140 qui sont subparallèles. Ces dernières sont empruntées par des filons d'aplite et des filonnets de quartz correspondant à un stade tardi-magmatique. Cette direction NW-SE se prolonge dans le temps, affectant les filons épais de quartz obliques sur les structures du massif. Elle correspondrait à une direction de contrainte active vers les stades ultimes de mise en place du granite.

4.2. Classification

Les analyses roches totales et composition modale pondérale du granite de Soulouina et du faciès aplitique sont portées dans le tableau II.17. Dans le diagramme de Streickeisen (1976) (Fig. II.49.). Le granite de Soulouina tombe dans le domaine des syénogranites et son faciès altéré dans celui des granites alcalins. L'aplite quant à elle est dans le domaine des syénites.

Facies	Syenogranite	S. altéré	Aplite
Symbole	■	◧	□
Echantillon	HD13	HD14	HD 15
SIO2	75.45	73.51	68.86
AL2O3	13.21	14.14	17.80
FE2O3	0.38	0.51	0.19
MNO	0.01	0.01	0.01
MGO	0.00	0.09	0.00
CAO	0.35	0.00	0.69
NA2O	3.45	0.70	4.33
K2O	5.46	10.27	7.16
TIO2	0.01	0.03	0.00
P2O5	0.00	0.00	0.00
PF		0.	0.
TOTAL	98.32	99.26	99.04
BA	57.00	317.00	178.00
CO	<10	<10	<10
CR	<10	<10	<10
CU	<10	<10	<10
NI	<10	<10	<10
SR	11	54	59
V	10	10	10
RB	220	520	258
SN	1	1	1
W	1.2	14	0.7

Tableau II.17. Analyses chimiques roche totale du syénogranite et de l'aplite de Soulouina.

HD13 - Syénogranite
A.M.P. : Qz = 31,80%, Fk = 34,70%, Pl = 30,60%.

HD14 - Faciès altéré du syénogranite
A.M.P. : Qz = 28,50%, Fk = 69,30%, Ms = 1,00%.

HD15 - Aplite
A.M.P. : Qz = 15,30%, Fk = 61,70%, Pl = 21,00%

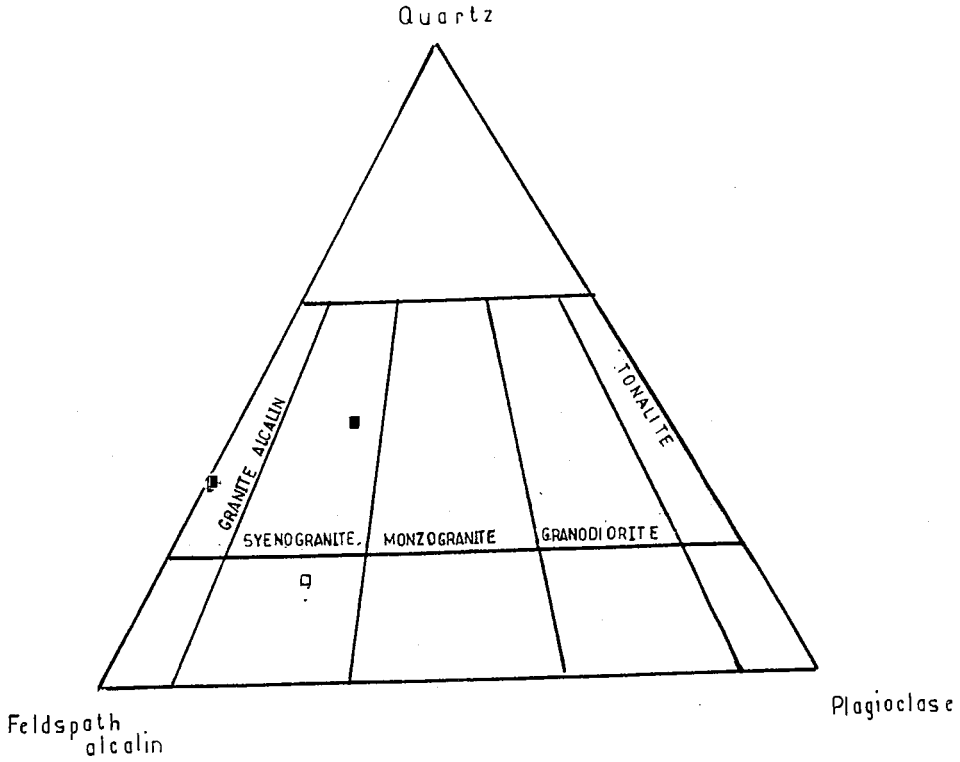


Fig. II.49. Position du syénogranite et de l'aplite de Soulouina dans le diagramme de classification Quartz-feldspaths alcalins -plagioclase de Streickeisen (1976).

4.3. Pétrographie et minéralogie

Le granite de Soulouina apparaît rosâtre et montre une texture équante à grains assez grossiers de quartz et de feldspaths. Microscopiquement, la roche présente une texture relativement grenue avec semble-t-il deux phases de cristallisation (Fig. II.50.).

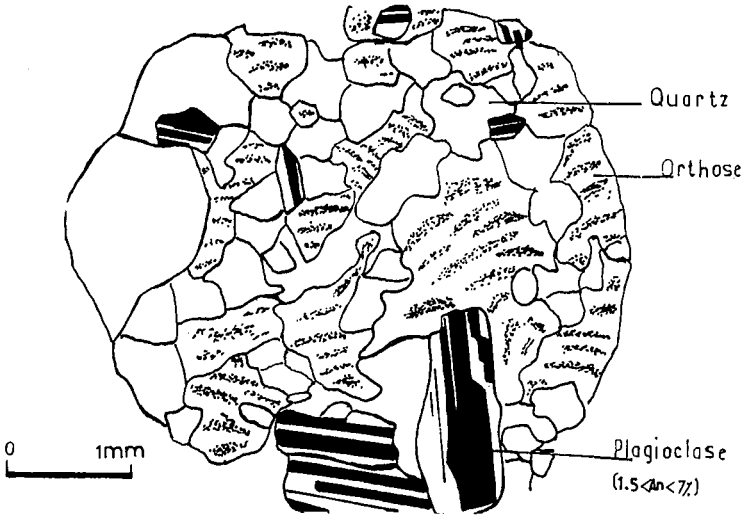


Fig. II.50. Aspect microscopique du syénogranite de Soulouina.

- une première phase avec quartz subautomorphe à globuleux et albite (Tab. II.18. et Fig. II.51) tous les deux de taille millimétrique (1 à 2 mm).

- une seconde phase relativement tardive formée de quartz, de rares albites inframillimétriques mais surtout du feldspath potassique poécilitique de taille supérieure au millimètre et pouvant englober les minéraux précoces. Celui-ci présente parfois le moirage du microcline. Localement, il montre des textures myrmékitiques. Des taches ferrugineuses parsèment les plages du feldspath K, conférant au granite sa teinte rose.

L'ordre apparent de cristallisation qui découle de ces observations est le suivant :

Echantillon	HD 13						
SIO2	69.21	69.22	69.66	68.31	68.67	65.01	64.56
ALO3	21.22	22.83	20.91	19.83	20.11	18.65	18.60
CAO	1.09	1.36	1.38	0.30	0.40	0.00	0.01
NA2O	10.83	10.56	10.26	10.83	11.16	0.41	1.59
K2O	0.24	0.42	0.26	0.04	0.01	15.99	14.26
FEO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.03	0.00
MGO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
MNO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00
TOT	102.60	104.46	102.51	99.44	100.39	100.18	99.10
SI	2.948	2.901	2.965	2.993	2.983	2.995	2.989
AL (IV)	1.051	1.098	1.035	1.007	1.017	1.005	1.010
AL (VI)	0.014	0.029	0.014	0.017	0.012	0.007	0.004
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000
MN	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
MG	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
CA	0.049	0.061	0.063	0.014	0.019	0.000	0.000
NA	0.894	0.858	0.846	0.919	0.939	0.037	0.143
K	0.013	0.022	0.013	0.002	0.001	0.939	0.842
ALBITE	93.430	91.110	91.660	98.15	97.89	3.53	14.510
ANORTHITE	5.200	6.500	6.830	1.59	2.05	—	0.030
ORTHOSE	1.370	2.390	1.500	0.25	0.06	96.46	85.470

Tableau II.18 Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des feldspaths du syénogranite de Soulouina. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

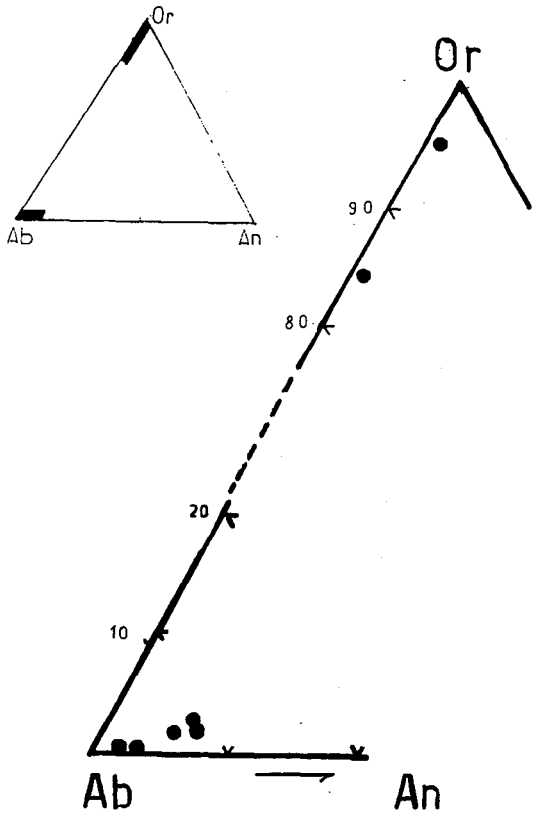


Fig. II.51. Position des feldspaths du syénogranite de Soulouina dans le diagramme orthose-albite-anorthite.

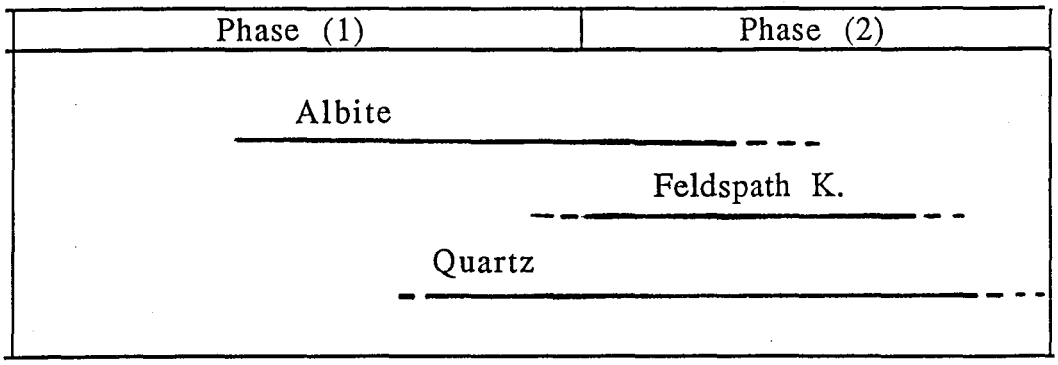


Fig. II.52. - Ordre de cristallisation apparent des phases quartzo-feldspathiques de syénogranite de Soulouina.

Une phase d'altération tardive affecte le syénogranite cependant d'importance minime. Elle se manifeste par la cristallisation de quelques paillettes de muscovite au sein des plages feldspathiques. On a pu noter également en bordure des fractures et filonnets de quartz stériles, sur une épaisseur de 1 à 2 cm, une transformation de syénogranite qui devient alors formé essentiellement du fedlsapth K et accessoirement de muscovite. L'albite a totalement disparue. Cela se traduit sur le plan chimique par une augmentation de K, Rb et Ba et une chute de Na, Ca et Sr (Tab. II.18.). Parallèlement, à cette transformation, une élévation sensible de tungstène (14 ppm) est constatée. Celui-ci semble lié à la présence de muscovite dans la roche.

4.4. Comparaison avec les autres granites roses du Maroc

Les caractères pétrographiques et minéralogiques du granite de Soulouina montrent une analogie avec certains faciès du cortège des granites roses du Maroc notamment ceux de Rehamna (Hoepffner, 1982) et Azegour (El Amrani, 1984). Ils montrent tous une texture granophyrique et contiennent peu ou pas d'enclaves. Leurs mise en place est postérieure aux granitoïdes calco-alcalins granodioritiques et s'effectue vers le Permien inférieur (Autunien).

Du point de vue géochimique (Tab. II.19.), les teneurs, aussi bien en élements majeurs que traces, sont très proches.

	syénogranite Soulouina	Granite d'Azagour			Granites de Rehamna	
SiO_2	75,45	74,91	78,96	77,46	76,5	76,4
Al_2O_3	13,21	12,96	12,43	12,04	13,6	13,2
Fe_2O_3	0,38	1,79	0,90	0,47	1,2	1,0
MnO	0,01	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04
MgO	0,00	0,54	0,17	0,00	0,10	0,10
CaO	0,35	0,50	0,07	0,17	0,2	0,2
Na_2O	3,45	3,6	3,65	3,63	2,77	1,54
K_2O	5,46	4,76	3,71	4,96	5,03	7,55
TiO_2	0,01	0,29	0,04	0,00	0,05	0,05
P.F.	0,59	0,60	0,47	0,38	0,92	0,69
Total	98,32	100,00	100,42	98,13		
Sn	1	7	3	2	-	-
W	1,2	0,3	1,2	1	-	-
Mo	-	0,2	0,1	0,2	-	-
Cu	<10	<10	<10	<10	-	-
B2	57	385	47	242	-	-
rb	220	232	245	221	-	-
Sr	11	102	23	165	-	-

Tableau II.19. Comparaison des analyses chimiques du syénogranite Soulouina et de quelques granites roses du Maroc.

4.5. Conclusion

Les données sur le syénogranite de Soulouina sont ~~très~~ assez fragmentaires pour élaborer un schéma structural interprétatif de l'ensemble du massif même si certains arguments plaident en faveur d'une mise en place contrôlée par la ~~structure~~ de l'encaissant. Ses caractères pétrographiques et sa composition chimique alcaline le démarquent nettement des autres faciès.

5 - Géochimie des plutonites d'H. Diab

5.1. Introduction

Si l'étude pétro-minéralogique des diverses entités plutoniques d'H. Diab (à savoir l'unité granitique d'H. Diab, les microgranites à pyroxène et le syénogranite de Soulouina) relève des différences tant sur le plan de composition chimique que de la nature des phases minérales ; l'étude géochimique permet en l'occurence de :

- confirmer chimiquement la nomenclature et les regroupements établis à partir des caractères minéralogiques et pétrologiques.
- définir l'affinité magmatique du plutonisme.
- préciser les processus d'évolution et différenciation (cristallisation fractionnée, mélanges magmatiques, etc.) afin de déterminer si possible si les différentes unités plutoniques d'H. Diab appartiennent à une même série magmatique ou non.
- proposer éventuellement des modèles géodynamiques pour l'environnement du magmatisme étudié.

5.2. Caractères chimiques liés aux éléments majeurs

5.2.1. Diagramme DI/oxydes

Afin de suivre l'évolution chimique des différents faciès pétrographiques de la boutonnière d'H. Diab, nous avons reporté les variations des teneurs en oxydes en fonction de l'indice de différenciation (DI) de Thornton et Tuttle (1960). Celui-ci correspond à la somme des pourcentages de quartz, d'albite et d'orthose de la norme CIPW de ces roches. Les normes CIPW de l'ensemble des faciès sont reportées sur le tableau II.20. Les diagrammes de la Figure II.53 surtout Fe_2O_3/DI, K_2O/DI, CaO/DI, Al_2O_3/DI) distinguent nettement entre les microgranites à pyroxène, les syénogranites de Soulouina et l'unité granitique d'H. Diab. De surcroît, ces diagrammes mettent en évidence une évolution de l'unité granitique compatible avec une différenciation magmatique des microtonalites au granite et microgranite à biotite. Cette évolution se marque par

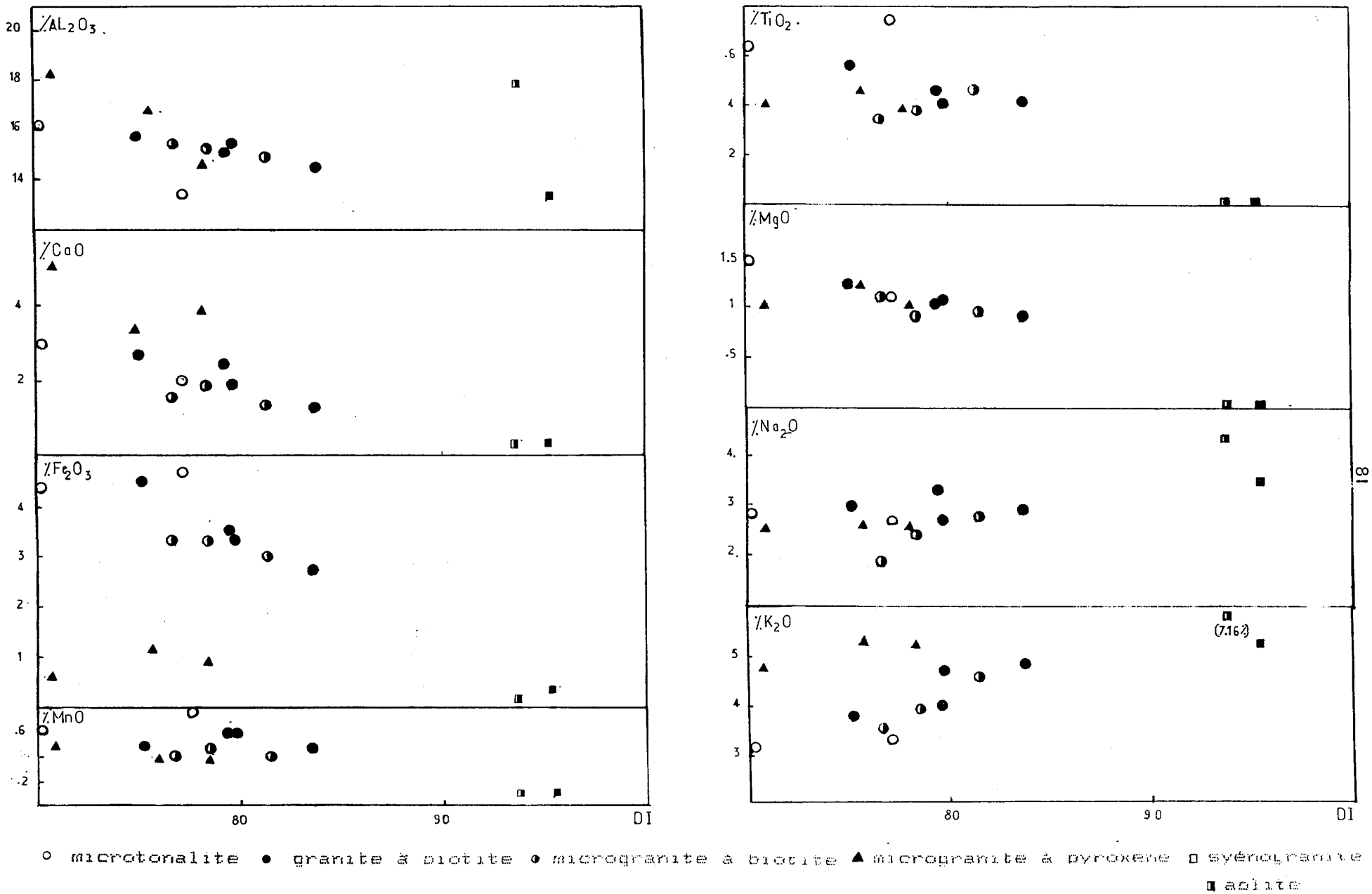
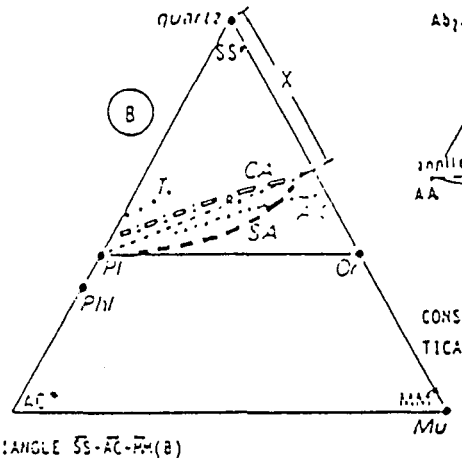
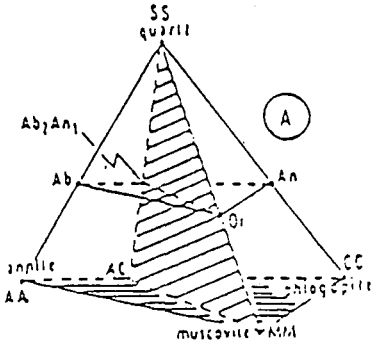


Fig. II.53. Variation des oxydes de l'ensemble des plutonites d'H. Diab en fonction de l'indice de différenciation (Di) de Thornton et Tuttle (1960).

TETRAEDRE QUARTZ - FELDSPATHS - SPINELLES DU TETRAEDRE SS - AA - CC - MM
ET LES TRIANGLES DERIVES CC - AA - MM ET SS - AC - MM (A,B,C)
SS = Si - Al - 2Fe/3 - 2Mg/3 - 2Ca - 3Na - K
AA = . . . - 8Fe/3 . . . . . .
MM = . - 2Al - Fe - Mg - 4Ca - 2Na . .
CC = . . . - Ti - 8Mg/3 - 3Ca . . . .



TRIANGLE $\overline{SS}$-$\overline{AC}$-$\overline{MM}$(B)
$\overline{SS}$ = SS - 2AA/3 + 4CC/3
$\overline{AC}$ = 3CC $\overline{MM}$ = MM.



TRIANGLE CC-AA-MM (C)
CONSTRUIT SUR LES 3 VARIABLES MUL-
TICATIONIQUES CC, AA ET MM.

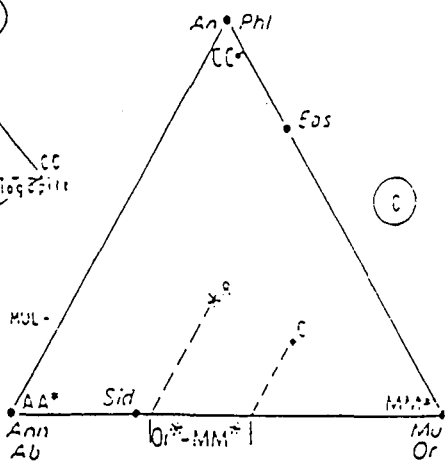
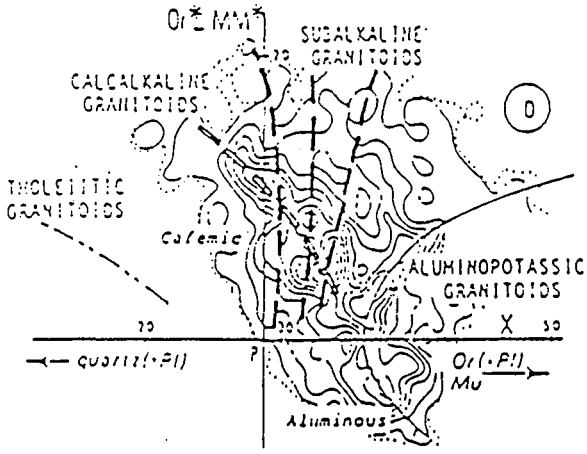


DIAGRAMME RECTANGULAIRE DE CLASSIFICATION X , Or* - MM* (D)
Or*-MM* = 100(Or/(Or+Ab+An) - MM/(MM+AA+CC))
AVEC Or, Ab ET An TIRES DE LA CATANORME CATIONIQUE
X = 60MM/(0.5(SS+AA+MM+CC)-AA-CC)



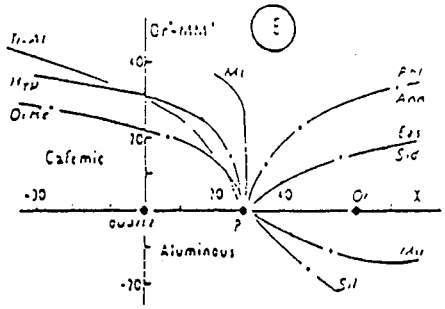


Fig. II.54. Typologie chimique des granitoïdes d'après La Roche (de) (1980).

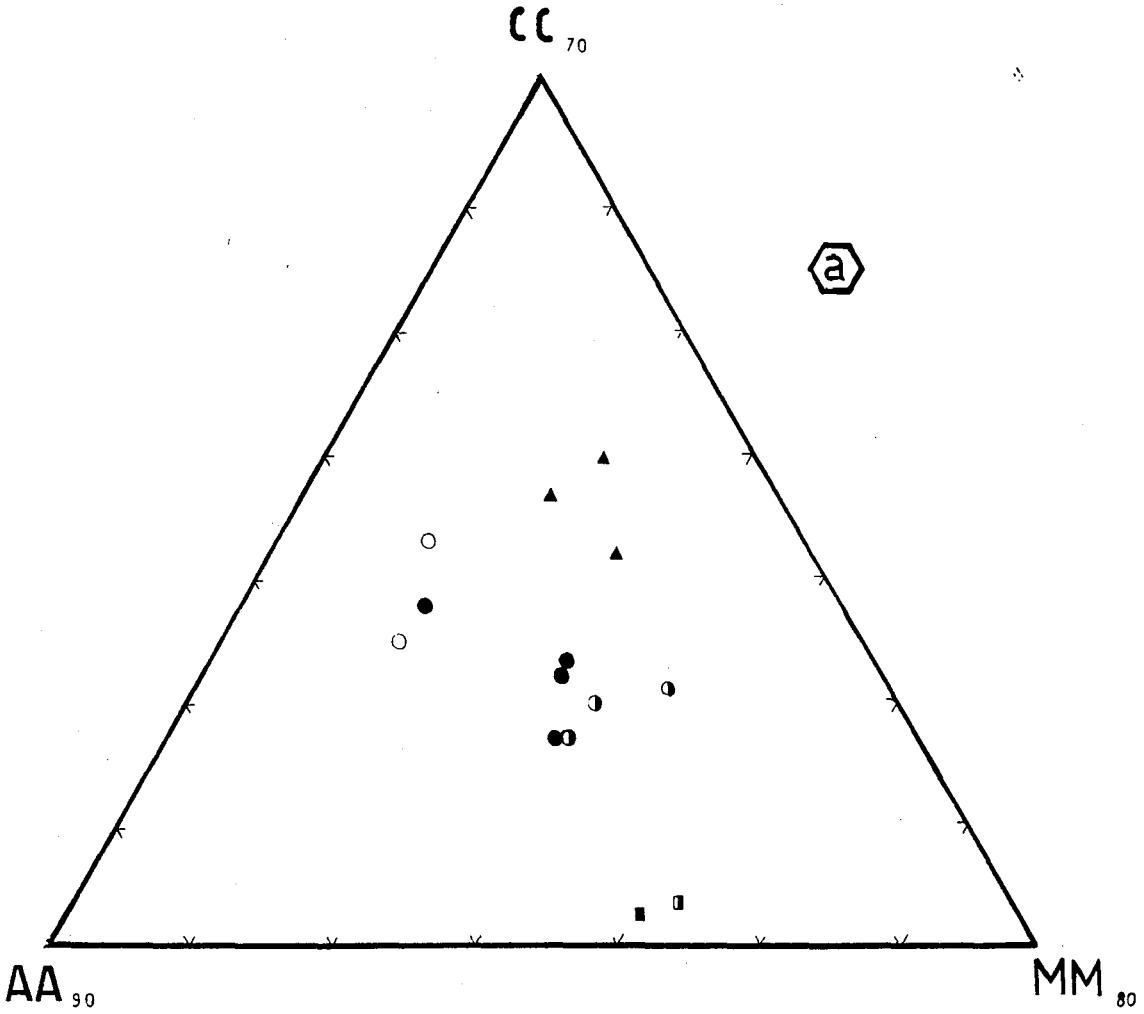
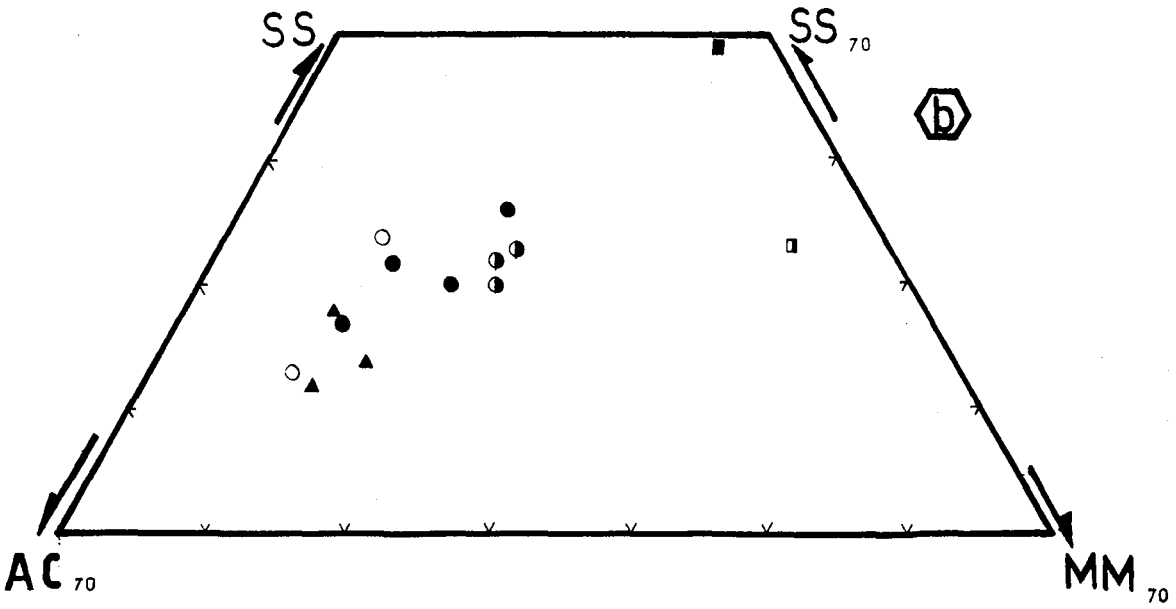


Fig. II.55. Position des différents faciès éruptifs d'H. Diab dans les configurations dérivées du tétraèdre de La Roche (de) et al (1980).
a) Configuration CC-AA-MM (3 feldspaths, 3 micas)
b) configuration SS-AC-MM (quartz, plagioclase, feldspath K, muscovite).



un enrichissement en K2O et une baisse de pratiquement tous les autres éléments en accord avec un fractionnement des biotites et plagioclases.

5.2.2. Tétraèdre SS-AA-MM-CC ou tétraèdre quartz-3 feldspaths-3 micas.

Cette représentation préconisée par La roche (de) (1980) et développée par La Roche (de) et al. (1980) tient compte de la totalité des éléments chimiques majeurs traités en analyse multivariable.

Le système référentiel de base est un tétraèdre au sein duquel la répartition des éléments est contrôlée par un réseau minéral défini par les minéraux des granites. Les sommets SS-AA-CC-MM correspondent respectivement aux pôles, quartz, annite, phlogopite, muscovite (Fig. II.54.). Deux configurations dérivent de ce triangle :

* Triangle CC-AA-MM (3 feldspaths, 3 micas).

Il provient de la projection depuis le pôle quartz sur le triangle de base des micas. Chaque feldspath se trouve alors associé aux micas selon leur affinité magmatique. Quelques minéraux caractéristiques sont également reportés sur cette figure.

* Triangle SS-AC-MM ou quartz-plagioclase-orthose-muscovite

Il dérive d'une projection depuis l'albite sur le plan interne passant par l'arête quartz-muscovite et par le plagioclase de composition Ab2 An1.

Ces deux représentations montrent une évolution régulière de microtonalites au granite et microgranite se traduisent par une chute progressive du plagioclase et biotite corrélativement à une augmentation d'orthose (Fig. II.55.a) et de quartz (Fig. II.55.b).

Le triangle CC-AA-MM souligne nettement le démarquage des microgranites à pyroxène et du syénogranite par rapport au trend de l'unité granitique.

5.3. Caractères chimiques liés aux éléments traces

5.3.1. Variation des éléments traces en fonction du DI

Dans le but de suivre l'évolution des éléments traces au cours de la différenciation, nous avons reporté les variations des concentrations du B2, Sr et Rb en fonction de l'indice de différenciation (DI). Ces éléments sont en effet considérés comme traceurs des évolutions magmatiques (Arth, 1976 ; Hanson, 1978 ; Mac Carthy et Hasty, 1976, Brandebourger, 1984, ...). Elles se traduisent dans les termes les plus évolués par une baisse du Sr et Ba et une augmentation du Rb. Le Sr est incorporé de préférence au réseau des plagioclases se substituant à l'ion Ca^{2+}. Au contraire le Rb a tendance à se concentrer dans le liquide résiduel et s'intègre plus facilement au feldspath K.

Dans les diagrammes de la Figure II.56., le trend souligné par les faciès de l'unité granitique corrobore les constatations faites au paragraphe précédent. En effet, l'évolution des éléments traces est compatible avec une cristallisation fractionnée aboutissant au granite et microgranite à biotite. Cette évolution se marque par une baisse du Sr et à moindre degré, du Ba suite au fractionnement du palgiocalse et une augmentation du Rb lié à la cristallistion du feldspath K.

5.3.2. Diagramme Rb-Sr-Ba.

Ce diagramme a été proposé par El Bouseily et El Sokkary (1975) pour caractériser les granites. Il permet une bonne discrémination entre les différentes unités magmatiques d'H. Diab (Fig. II.57). Ainsi le syénogranite de Soulouina tombe dans le domaine des granites différenciés. Les microgranites à pyroxène et l'unité granitique d'H. Diab s'individualisent en deux entités dans le champ des granites anormaux.

Les différents faciès de l'unité granitique s'agencent dans cette représentation selon un trend commençant par les microtonalites et se terminant par les microgranites à biotite en passant par les granites.

Que ce soit dans les diagrammes faisant intervenir les éléments en traces entre eux ou en fonction du DI, la position du syénogranite de Soulouina souligne un hyatus avec les autres types pétrographiques mar-

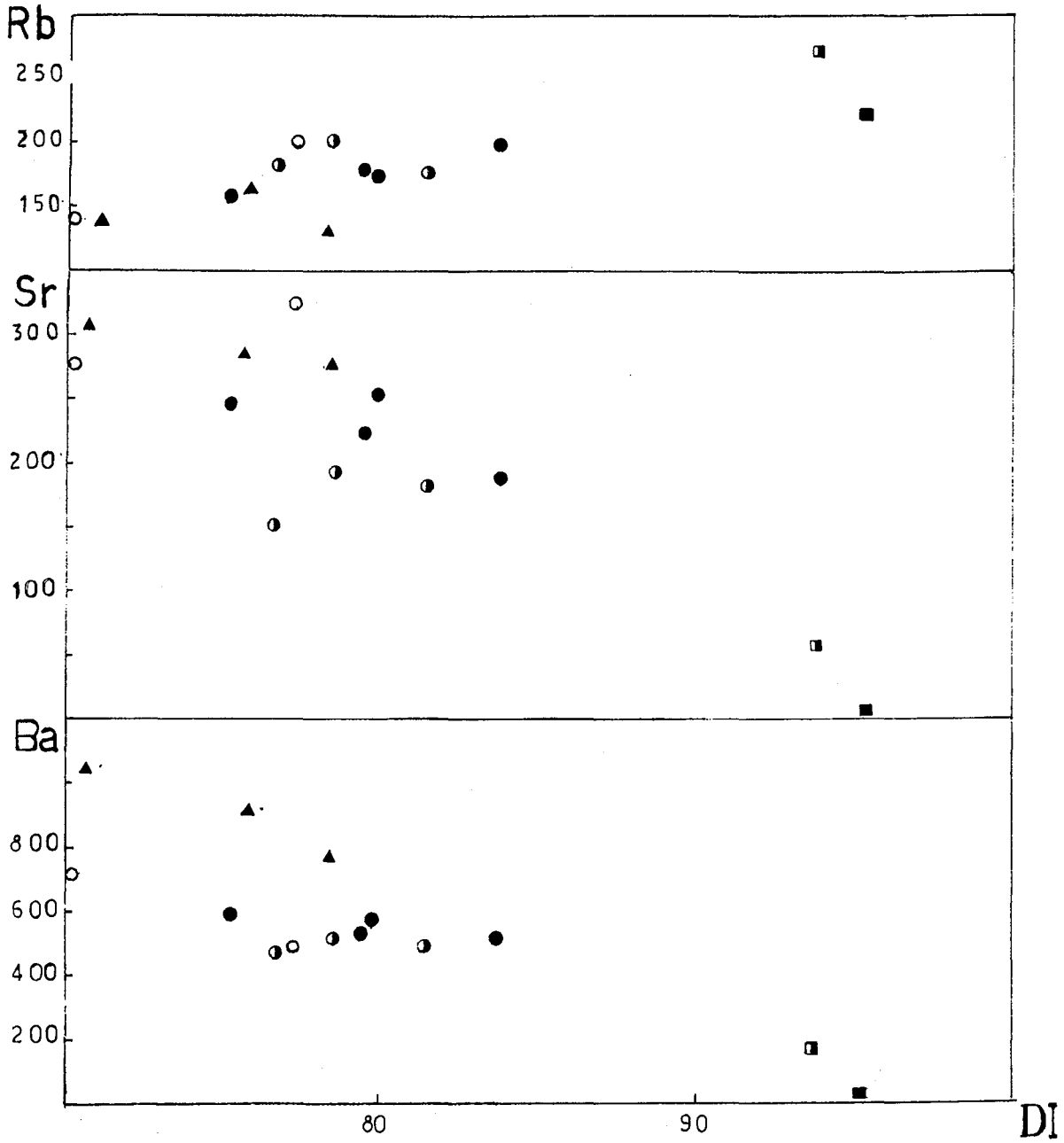


Fig. II.56. Variations du Rb-Sr-Ba des plutonites d'H. Diab en fonction de l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle (1960).

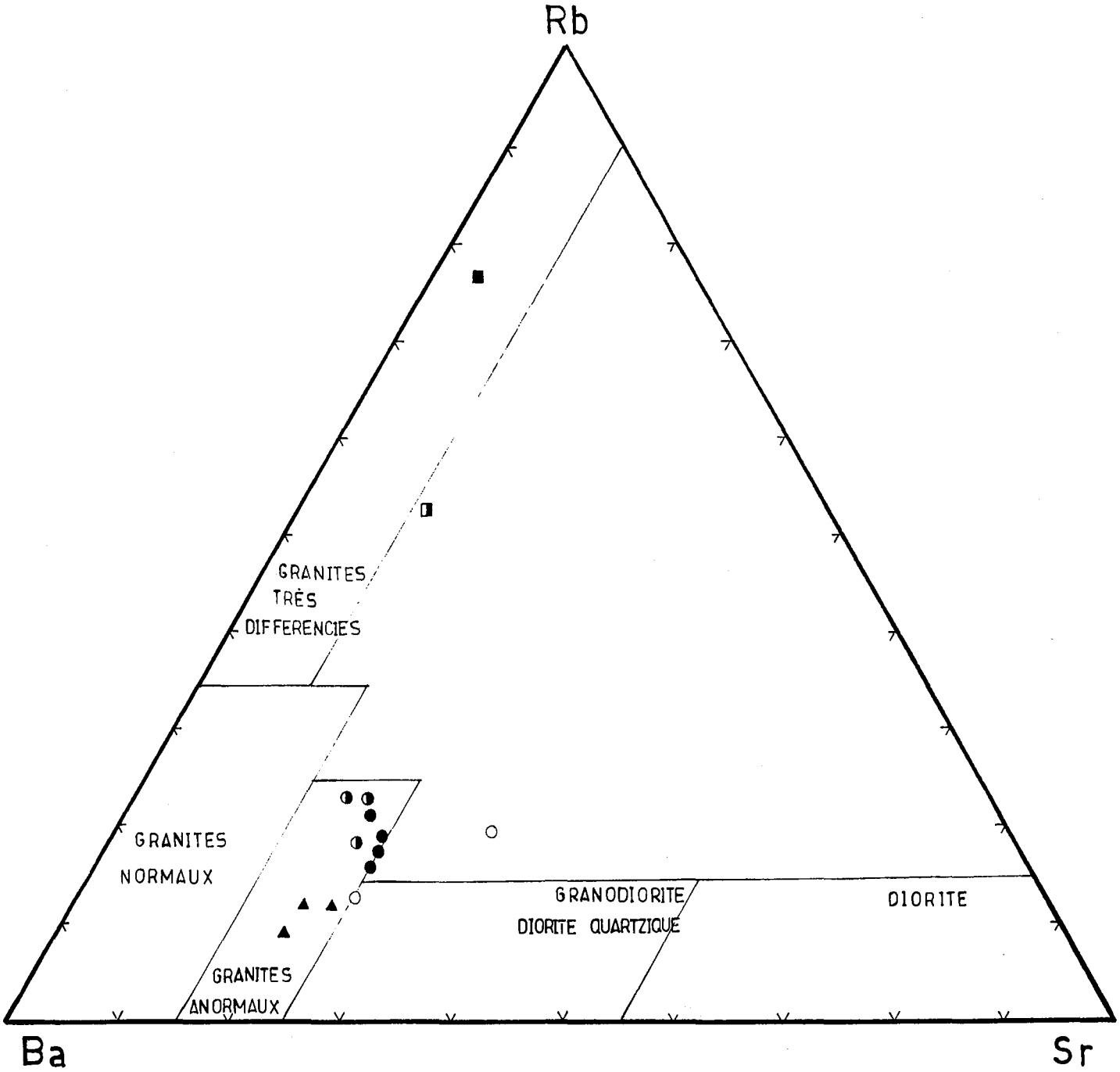


Fig. II.57. Position des plutonites d'H. Diab dans le diagramme Rb-Sr-Ba d'après El Bouseily et El Sokkary (1975).

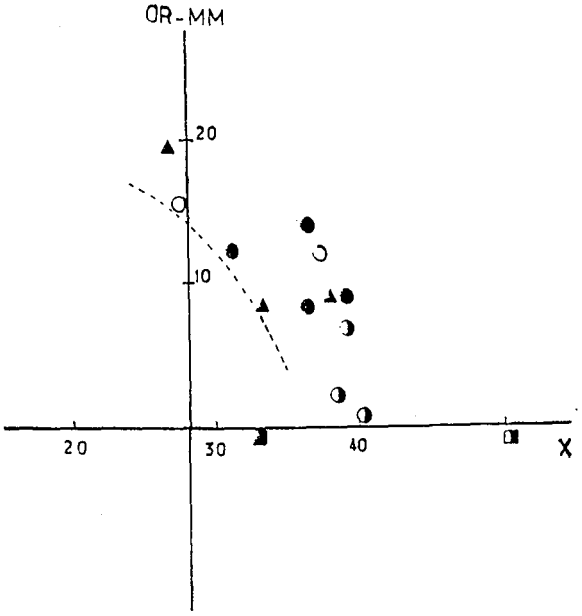


Fig. II.58. Position des plutonites d'H. Diab dans le diagramme chimi-co-minéralogique Or*-MM* en fonction de x. La Roche (de) (1980)

quant ainsi l'individualité du magma à l'origine de ce faciès.

Les microgranites à pyroxène et biotite même s'ils s'insèrent dans la même tendance chimique que celui de l'unité granitique ; sa postériorité par rapport à cette dernière ajoutée aux observations mentionnées ci-dessus infirment tout lien génétique entre les deux types de roches.

5.4. Affinité magmatique des plutonites d'H. Diab.

A l'aide de quelques diagrammes significatifs, nous allons essayer de définir la lignée magmatique à laquelle s'apparente les différents faciès de la boutonnière d'H. Diab.

5.4.1. diagramme (Or*-MM*)/X

Ce diagramme chimico-minéralogique (La roche (de) et al., 1980) est déduit du tétraèdre SS-AA-MM-CC. la variable Or*-MM* ou index d'aluminosité exprime la balance entre les minéraux cafémiques et ceux alumineux après soustraction du stock quartzo-feldspathique (Fig. II.54).

La variable X oppose le quartz ou feldspath-K sa valeur nulle pour le quartz et égale à 60 pour le feldspath, n'est pas influencé par le plagioclase.

Outre son utilisation dans les discriminations de typologies magmatiques, ce diagramme est particulièrement performant pour détecter et caractériser les altérations deutériques.

Les différents faciès de l'unité granitique se rapprochent nettement de la lignée calco-alcaline des granitoïdes hercyniens français (Fig. II.58.). Le léger décalage vers la droite de cette lignée peut être incriminé à l'altération micacée exprimée par l'enrichissement en muscovite affectant les faciès de cette unité.

Deux échantillons de microgranites à pyroxène se positionnent sur le trend calco-alcalin. L'échantillon HD12 relativement riche en minéraux d'altération notamment amphibole et chlorite se trouve un peu plus déporté vers la droite de ce trend.

Le syénogranite de Soulouina montre un index d'aluminosité négatif soulignant le caractère alumineux de la roche.

5.4.2. Diagramme Al_2O_3-Fe_2O_3t-Mgo

Le diagramme préconisé par Besson et Fonteilles (1974) souligne la position des différentes séries de référence ainsi que celle de leurs cumulats respectifs. Ainsi dans la Figure II.59., les points représentatifs de l'unité granitique se disposent le long du champ d'évolution des roches calco-alcalines avec régression des éléments ferromagnésiens des microtonalites au granite et microgranite à biotite corrélativement à une augmentation de la phase quartzo-feldspathique.

écédent fait ressortir le caractère isotitané de l'unité granitique.

5.4.3. Diagramme AFM

Cette représentation graphique est plus appropriée aux roches volcaniques mais les similitudes des résultats obtenus avec ceux des diagrammesAl_2O_3-FeO_t-MgO et K_2O, Na_2O, et CaO en fontion du DI justifient leur emploi. Le diagramme étudie les relations entre Na_2O et K_2O, FeO_t et MgO. Ces éléments nous l'avons vu ont révélé des tendances bien définies dans la représentation oxydes/indice de différenciation. L'unité granitique forme un alignement du côté AF du diagramme caractéristique de la lignée calco-alcaline (Kuno, 1968) (Fig. II.60.).

Dans ces deux dernières représentations, le syénogranite de Soulouina se situe en dehors des aires calco-alcalines. Les microgranites à pyroxène montrent par contre un caractère ambigu. En effet, la signature calco-alcaline soulignée par le diagramme Or*-MM* vs X est moins confirmée dans ces figures.

5.5. Evolution pétrologique

Les travaux expérimentaux menés sur les systèmes granitiques (Qz, Ab, Or, H_2O) et (An, Ab, Or, H_2O) par différents auteurs (Tuttle et Bowen, 1958 ; Carmichael et al., 1974 ; James et Hamilton, 1969 ; Winkler et al., 1975) ont permis d'approcher les conditions d'évolution des magmas granitoïdiques à partir des compositions normatives.

La projection des compositions normatives sur les plans Qz, Ab, Or (Fig. II.61) et An, Ab, Or (Fig. II.62.) du tétraèdre Qz-Ab-An-Or permet de

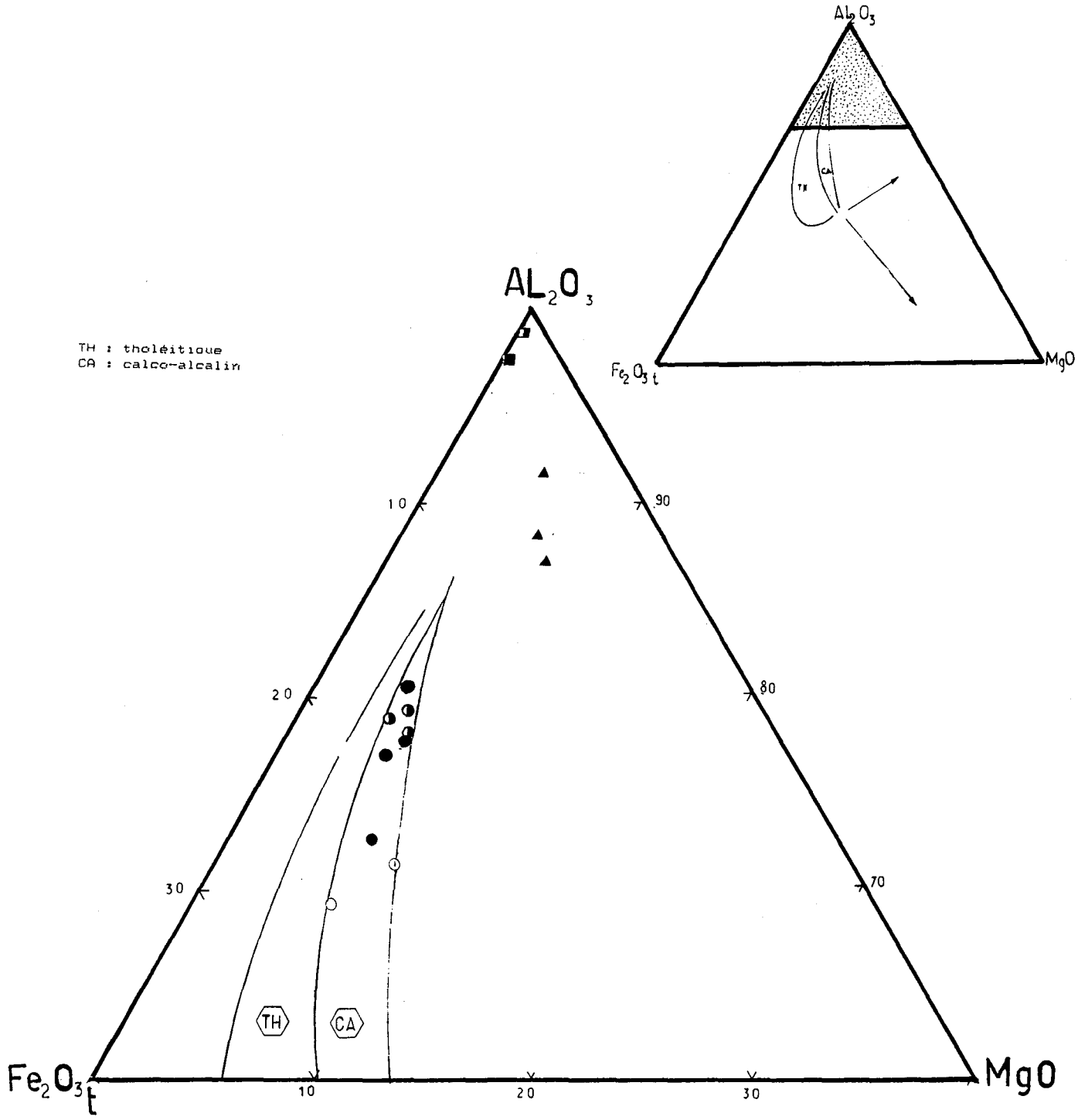


Fig. II.59. Position des plutonites d'H. Diab dans le diagramme Al_2O_3-Fe_2O_{3t}-MgO de Besson et Fonteilles (1974).

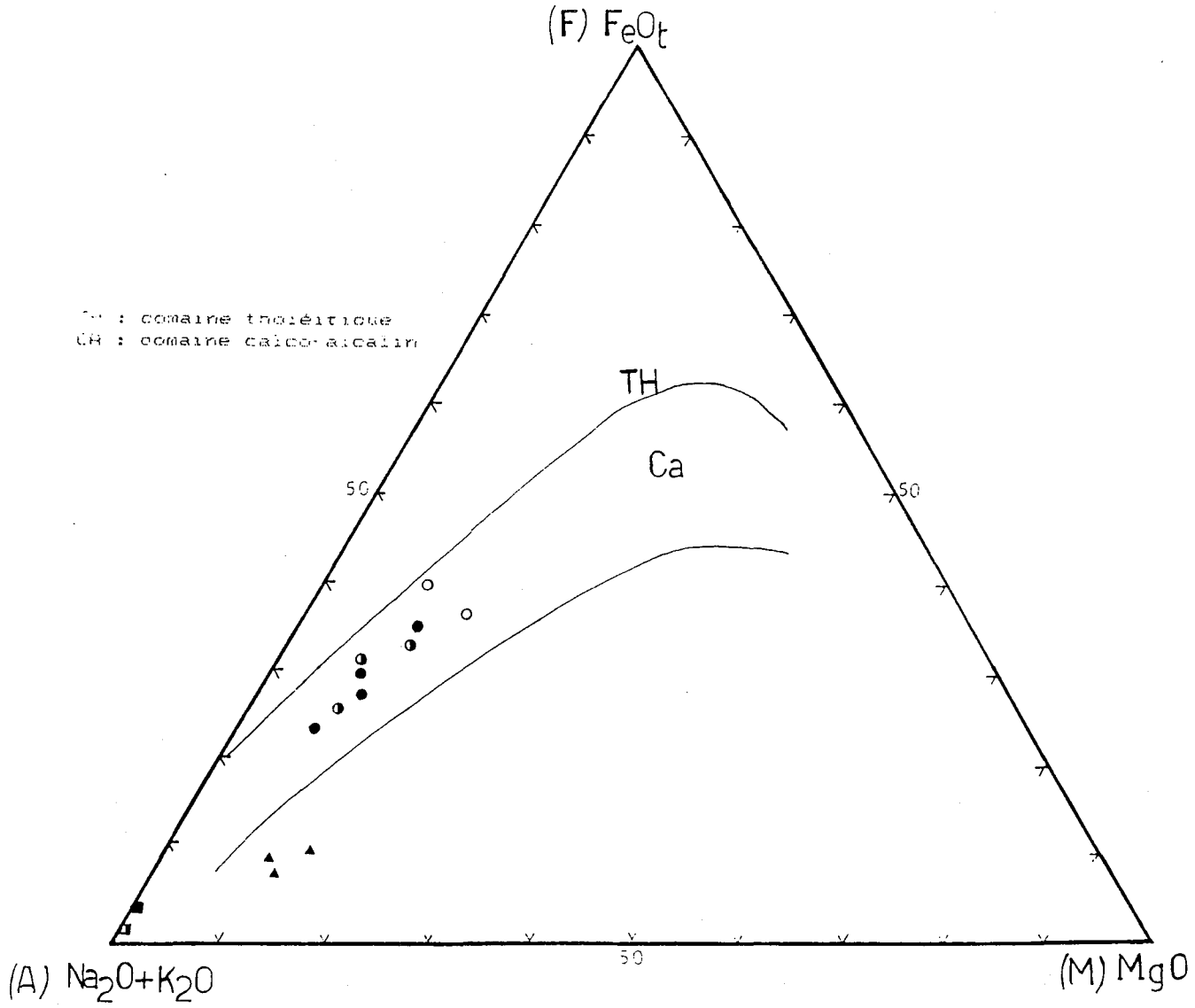


Fig. II.60. Position des plutonites d'H. Diab dans le diagramme AFM. Seules les faciès de l'unité granitique sont groupés dans le champ calco-alcalin.

faire les constatations suivantes :

- Dans le diagramme An, Ab, Or, les différents faciès de l'unité granitique occupent une aire de répartition située dans le champ de cristallisation primaire des plagioclases où ils s'éloignent progressivement du pôle anorthite en s'enrichissant en albite et orthose.

Dans le diagramme Qz-Ab-Or, cette unité granitique est nettement située dans le domaine de cristallisation du plagioclase. Certains échantillons, notamment de granites et microgranite se trouvent décalés vers le domaine à quartz. L'enrichissement en cet élément procède plutôt des réactions de transformations deutériques (généralement la muscovitisation) que d'une simple évolution magmatique. En effet, les compositions modales pondérales en muscovite secondaire qui permettent d'évaluer le taux d'altération varient entre 6 et 14%.

Depuis les travaux expérimentaux d'auteurs cités ci-dessus, on sait que la composition des liquides granitiques formés lors de l'anatexie crustale se localise dans le domaine des minima thermiques de ces systèmes. Ceci se vérifie pour les faciès de l'unité granitique d'H. Diab qui s'étalent sur une portion de la ligne marquée par les minima thermiques à différentes pressions d'eau.

Dans le cas du syénogranite de Soulouina, la composition normative donne un taux de Qz-Ab-Or supérieur à 95%, ce qui permet d'approcher les conditions de cristallisation du granite par comparaison à celles de systèmes expérimentaux (Tuttle et Bowen, 1958 ; Carmichael, 1974). Ainsi la position de ce faciès sur le diagramme Qz-Ab-Or indique que la pression d'eau qui a du régner au cours de la cristallisation de la roche a été proche de 2 kb.

Le plagioclase albitique est le premier minéral à se former, confirmant ainsi l'ordre chronologique d'apparition des minéraux établi précédemment.

La répartition des différents échantillons des microgranites à pyroxène dans le diagramme Qz-Ab-Or souligne une cristallisation du plagioclase d'abrod précoce puis simultané avec le feldspath K avant que l'ordre de cristallisation de ces deux phases ne s'inverse. Cette évolution traduit en fait une variation du rapport feldspath K/plagioclase qui augmente du faciès à pyroxène seul vers celui à biotite seule en passant par le faciès à pyroxène et biotite. En effet, pour l'échantillon HD 12, localisé

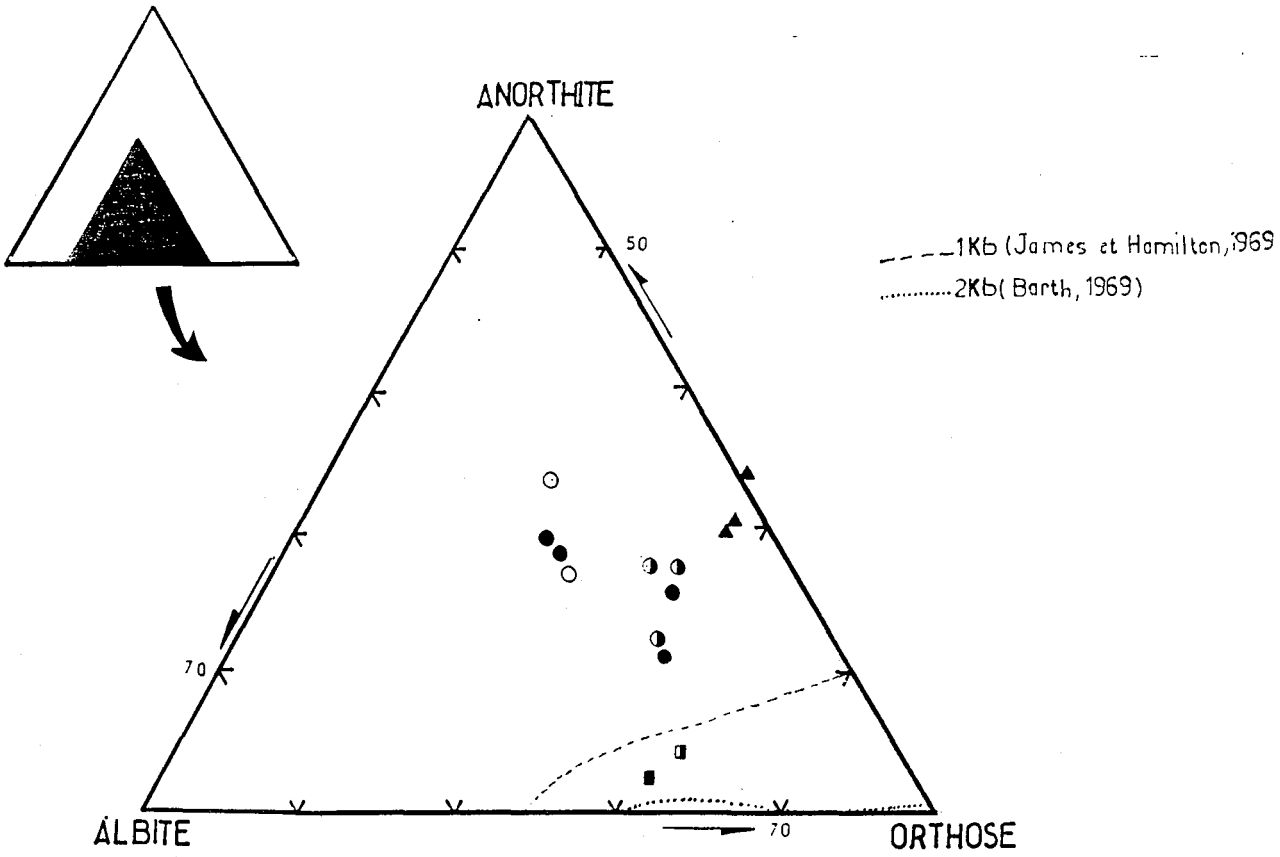


Fig. II.61. Position du granite d'H. Diab dans le diagramme anorthite-albite-orthose (norme CIPW

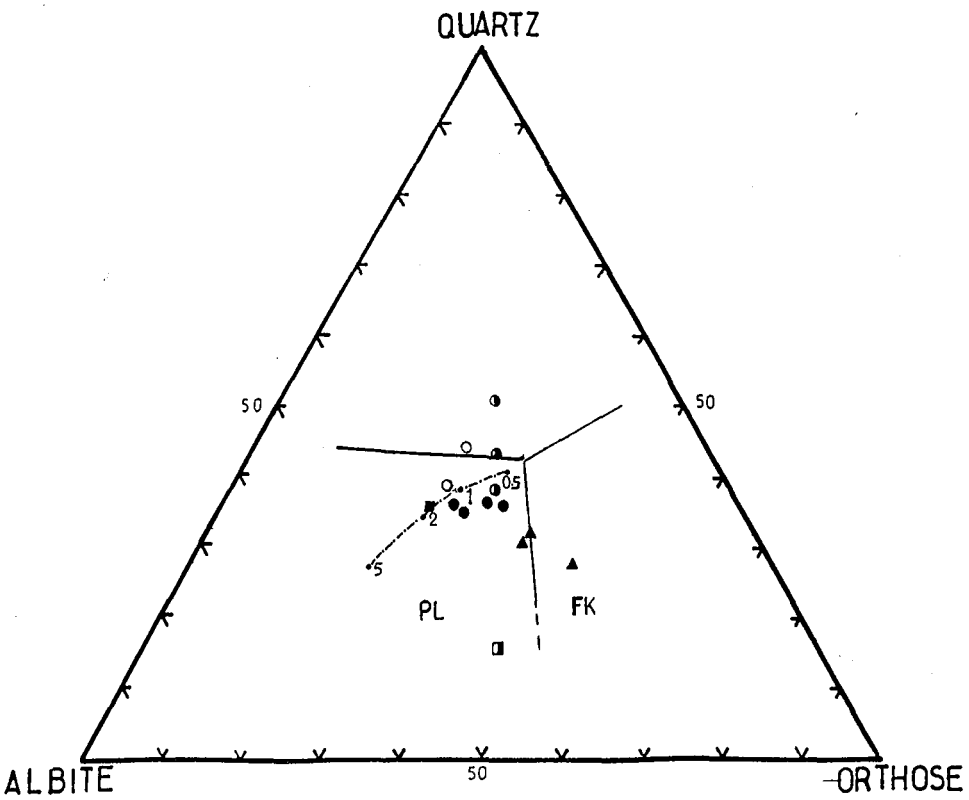


Fig. II.62. Position du granite d'H. Diab dans le diagramme-quartz-albite-orthose. Position des minima à PH_2O croissante : 0,5-1-2-5 Kb.

dans le domaine à Feldspath K, le plagioclase demeure le premier feldspath à se former

5.6. Classification génétique.

La connaissance des gisements, des structures, des compositions chimiques et minéralogiques et de la métallogénie des différents granites a conduit de nombreux auteurs à établir des classifications souvent binaires granite (I) et granite (S) de Chappel et White (1974) et White et al. , (1975), séries à ilménite (IL) et série à magnésite (MT) de Ishihara (1977), granite crustaux (C) et granites mantelliques ou mixtees (M) de Didier et al. (1982).

Dans le diagramme ACF de White et al. (op. cité) faisant intervenir les principaux éléments majeurs, les roches de l'unité granitique et le syénogranite de Soulouina sont de type S. Elles émanent d'une fusion crustale. Les microgranites à pyroxène et biotite sont décalés vers le domaine des I granites (Fig. II.63.).

Les conditions physiques initiales du magma de l'unité granitique peuvent être considérées proches de celles de cristallisation de biotite qui est le premier minéral à cristalliser (T° ≈ 820°-750 ; $fO_2 \approx 15^{-12}$-10^{-15}). Selon ces paramètres ; la position du magma de l'unité granitique dans le diagramme fO_2 -T°C (Fig. II.64.) (Burnham et Ohmoto, 1980) semble davantage déportée vers le type S. En appliquant la même démarche avec les microgranites à pyroxène, ces derniers appartiennent nettement au type I. Si le caractère crustal de l'unité granitique peut être appuyé par la présence d'enclaves schisteuses, une participation du matériel basique (basi-crustal) dans la genèse de ce magma est à envisager à travers la présence d'enclaves microgrenues dans le granite à biotite (Vernon, 1983 et Didier, 1984 et 1987.

Le rapport initial du strontium du syénogranite de Soulouina $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7059±0,0017 (Tisserant, 1977) souligne également l'intervention d'une part basique dans la genèse de la roche.

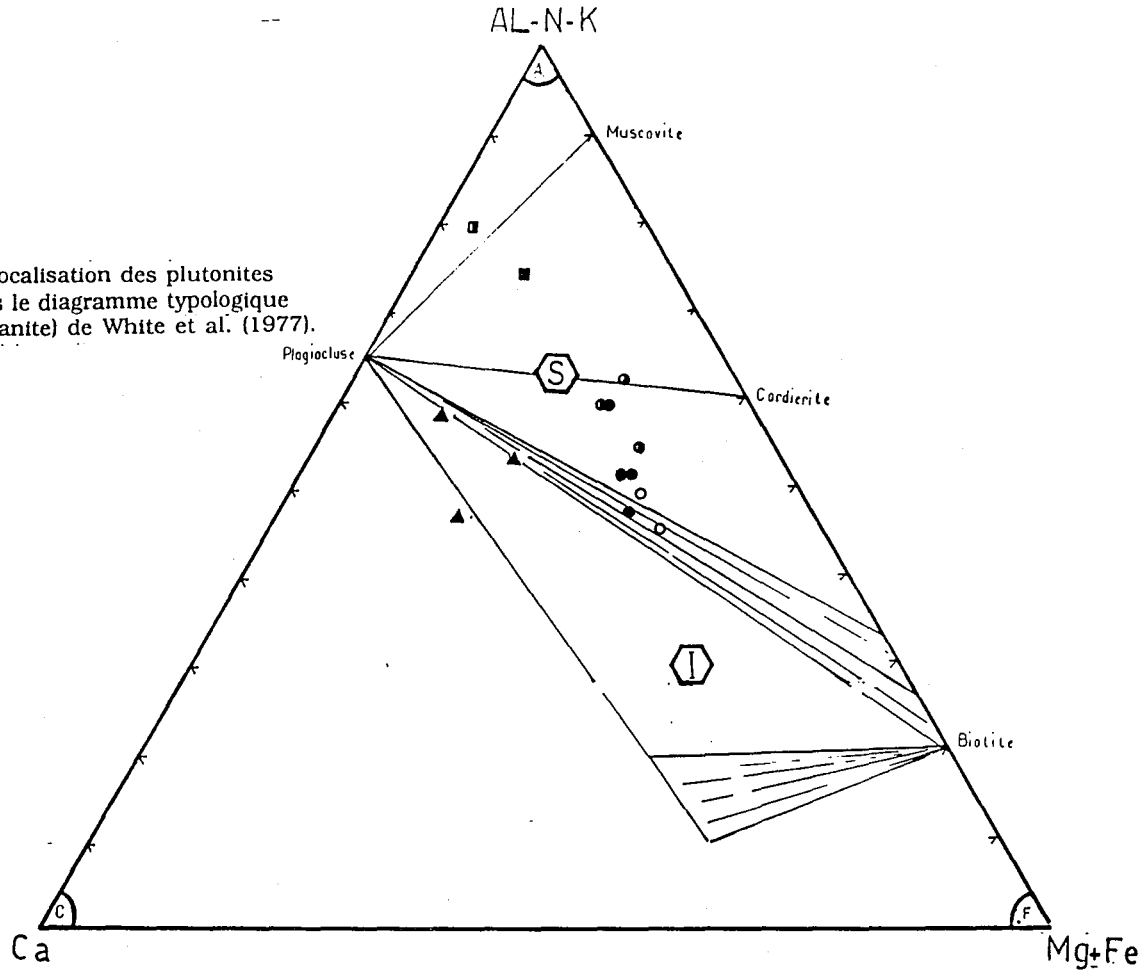


Fig. II.63. Localisation des plutonites d'H. Diab dans le diagramme typologique (S-granite- I-granite) de White et al. (1977).

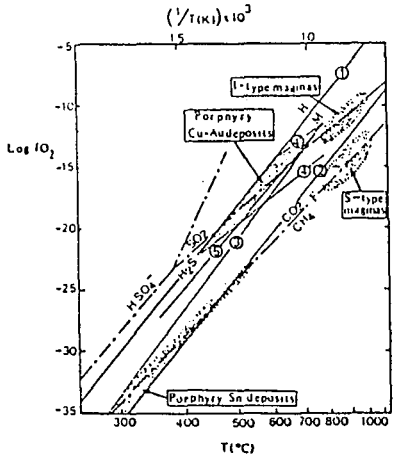


Fig. II.64. Diagramme fugacité d'oxygène en fonction de la température pour différents types d'associations magmatiques dont les magmas de type I et S (d'après Burnham et Ohmoto, 1980).

5.7. Conclusion à l'étude géochimique

Les aspects géochimiques des différents faciès pétrographiques d'H. Diab développés dans ce chapitre confirment les données pétrographiques minéralogiques et permettent de distinguer :

- une unité granitique de nature calco-alcaline évoluant selon un mécanisme de cristallisation fractionnée.
- le syénogranite de Soulouina de nature alcaline correspondant à un stade magmatique complétement déconnecté de cette première unité.
- Les microgranites à pyroxène formant une entité bien individualisée par rapport à ces deux types de roches et difficile à caractériser chimiquement, cependant il n'est pas exclu de leur attribuer une signature calco-alcaline.

L'unité granitique aussi bien que le syénogranite sont de type S avec participation du matériel basique. Selon sa proportion ce dernier peut aboutir à des roches de type I. Cela peut être le cas notamment des microgranites à pyroxène.

6 - Place des plutonites d'Hassiane Diab dans le magmatisme de la méséta orientale.

L'objet de cette étude est de situer les plutonites d'H. Diab dans le cadre de l'évolution magmatique dans l'Est du Maroc. En effet, l'étude des roches éruptives des boutonnières orientales permet de mettre en évidence une succession de manifestations magmatiques jalonnant les différentes phases orogéniques du cycle varisque. Ces dernières ont été évoquées à propos de la structuration des bassins mésétiens (1ère partie).

Une approche du cadre géodynamique de ce magmatisme sera également discutée.

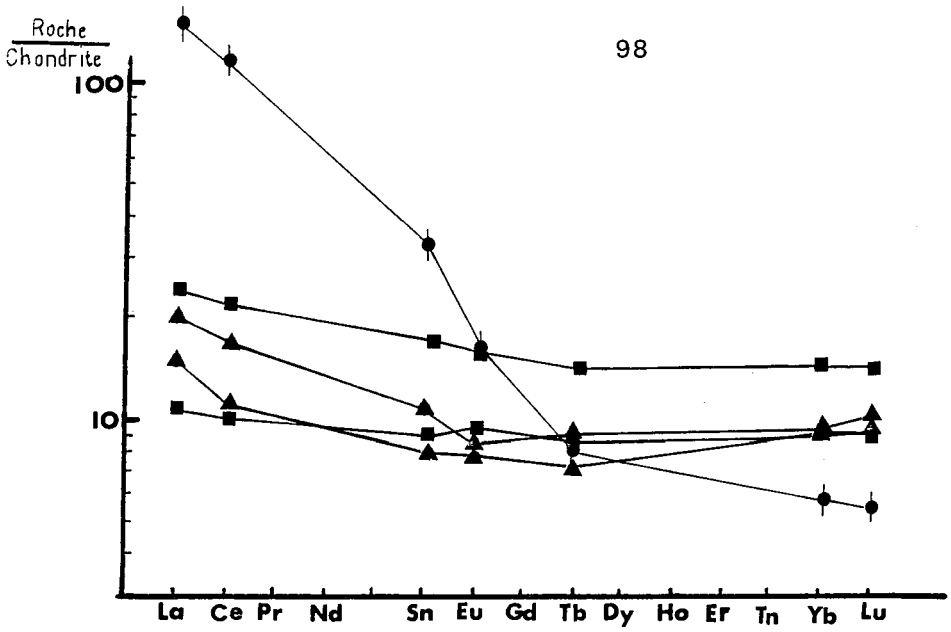


Fig. II.65. Comparaison des spectres des terres rares des volcanites basiques d'H. Diab ▲ et de la zone Famous d'Afar (Joron et al., 1976). ■ Le spectre du sill de Mekkam ● est présenté à titre indicatif.

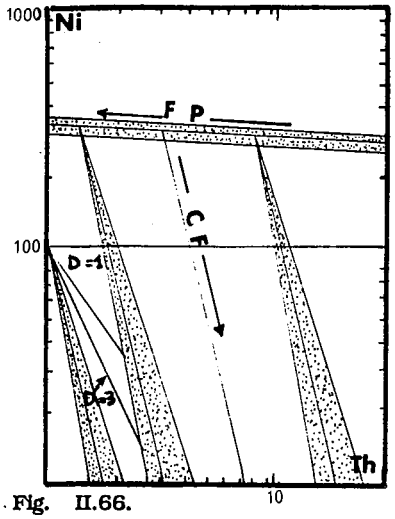


Fig. II.66.

Diagramme théorique log/log entre un élément de transition de coefficient gloabl de répartition solide/liquide élevé et un élément fortement hygromagmaphile, faisant apparaître les variations différentes des processus de fusion partielle et de cristallisation ou fractionnée.

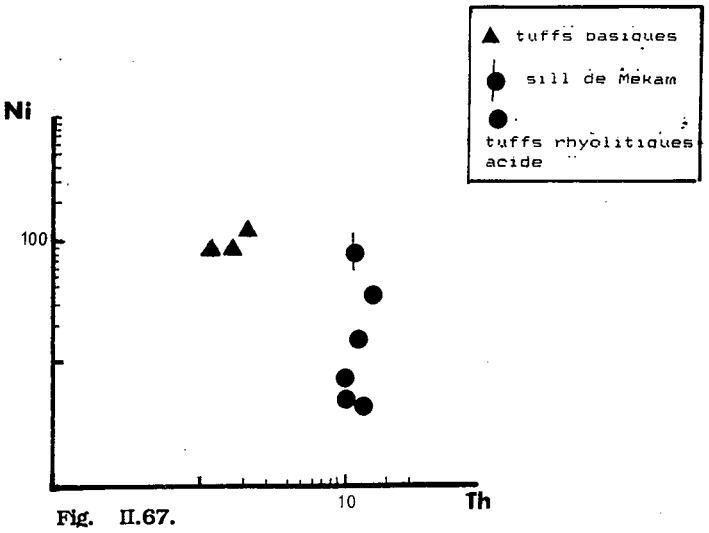


Fig. II.67.

Diagramme log Ni/log Th pour les termes basiques et acides de la série d'H. Diab. (les analyses de terres rares et éléments hygromagmatophiles Nb, th ... ne sont pas disponibles pour la miérogranites d'H. Diab).

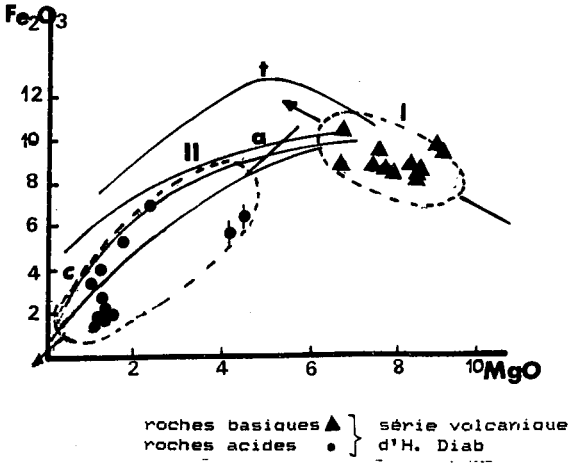


Fig. II.68.

Diagramme Fe_2O_3/MgO des volcanites de la série d'H. Diab. I : évoluton tholéïtique marquée par les roches basiques de la série.
II : évolution calco-alcaline soulignée par les termes acides de la série.
t : courbe de différenciation de la série tholéïtique.
a : courbe de différenciation de la série alcaline.
c : courbe de différenciation de la série calco-alcaline.

6.1. Le magmatisme viséen Supérieur

6.1.1. Mise en évidence d'un magma tholéïtique

Les laves dinantiennes affleurant dans les méséta nord-occidentale et orientale du Maroc ont été étudiées par Kharbouch (1982) qui les a attribuées respectivement à un volcanisme alcalin(1) et calco-alcalin. Un nouvel examen de la série volcano-sédimentaire(2) d'H. Diab (complexe de Zerroug) à permis de mettre en cause cette typologie. En effet, le composant volcanique de ce complexe est bimodal avec des tuffs rhyolitiques auxquels sont apparentés des faciès grenus notamment le sill de Mekam à composition andésitique et des tuffs basiques. Ces derniers montrent plutôt une affinité tholéïtique que plusieurs arguments viennent confirmer :

- Les courbes d'évolution des terres rares (Fig. II.65) sont presque plats indiquant le fractionnement de ces éléments : La/Yb = 2-3. L'allure des courbes rappelle celle des tholéïtes axiales de la zone Famous de l'Afar (Joron et al., 1976).

- Se référant aux travaux de Treuil (1973) et Joron et al. (1976, 1978) (Fig. II.66.). Les diagrammes de corrélations, éléments hygromagmaphiles-éléments de transitions (Fig. II.67.) montrent qu'un fractionnement unique régi par un phénomène de cristallisation fractionnée n'est pas suffisant pour expliquer l'origine des différents termes (basiques et acides) de la série d'H. Diab mais il faudrait succession de deux évolutions : l'une de type tholéïtique pour les roches basiques, l'autre de type calco-alcaline pour les roches acides. Le diagramme F_2O_3 vs MgO peut de surcroît plaider en faveur de cette hypothèse (Fig. II.68.).

- La présence dans ces tuffs basiques de minéraux ferromagnésiens (augite (Ca), ± horneblende) en plus des oxydes ferrotitanés en quantité notable se traduit par une prédominance de la somme des teneurs en Fe_2O_3 et MgO sur Al_2O_3. La faiblesse des teneurs en K_2O (<0,5%) et la présence de la silice en quantité suffisante pour permettre l'apparition

(1) Il s'agit d'un volcanisme alcalin non franc, comportant des termes transitionnels géochimiquement intermédiaires entre une série alcaline et une série tholéïtique.
(2) Les analyses chimiques de la série volcanique d'H. Diab qui figurent dans cette étude sont empruntées à Kharbouch (1982).

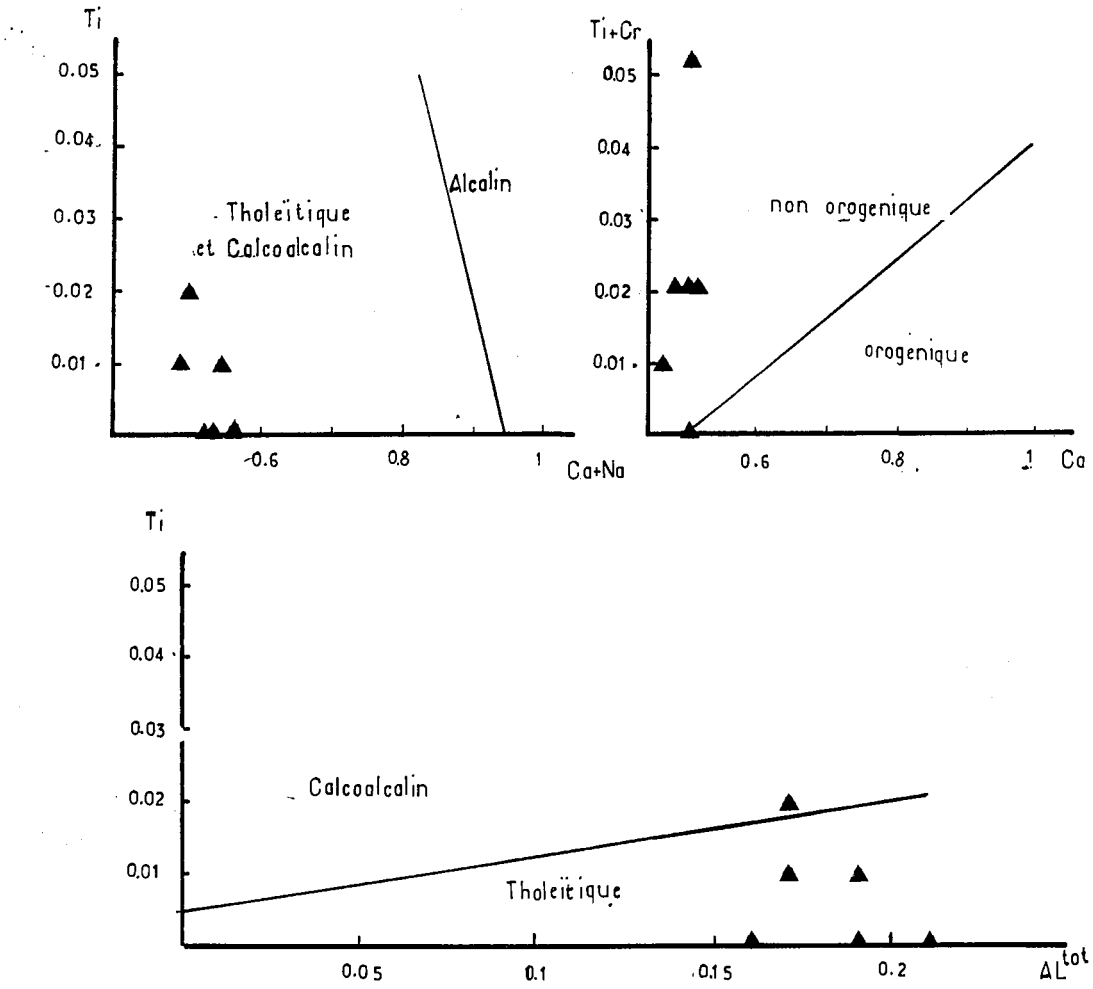


Fig. II.69. Les clinopyroxènes des volcanites basiques de la série d'H. Diab dans les diagrammes de discrimination des différents types de magmatismes basaltiques (d'après Leterrier et al., 1982). Les clinopyroxènes marquent nettement le caractère non orogénique tholéïtique de ces volcanites.

du quartz normatif sont autant de facteurs qui soulignent l'affinité thaléïtique de ces volcanites. Le rapport des compositions chimiques des pyroxènes dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982), pour un indice de différenciation (Thornton et Tuttle, 1960) inférieur à 50 des roches portant ces minéraux, confirme le caractère tholéïtique de ces roches (Fig. II.69.).

6.1.2. La souche magmatique

Dans la série volcanique d'H. Diab, les tuffs basiques montrent une paragenèse à CPX (augite Ca), Labrador ± horneblende, feldspath sodi-potassique et opaques en cristaux subautomorphes (ilménite) ou en granules disséminés dans la mésostase. Les roches acides montrent une paragenèse à quartz-andésine-oligoclase feldspath sodi-potassique, biotite ± hornblende (Kharbouch, 1982). La projection de l'ensemble des termes basiques et acides de cette série dans le diagramme R1R2 de De La Roche et al. (1973) (Fig. II.70.) montre une répartition des points représentant une série de différenciation dont le parcours est similaire à celui de la série tholéïtique. L'évolution des tuffs basiques de la série d'H. Diab est marqué par un enrichissement en Fer et Titane (Fig. II.71. et II.72.). L'interprétation de cette évolution dans le cadre d'un processus de cristallisation fractionnée implique une séparation des phases situées dans le diagramme R1 R2 sur la "droite critique". Un fractionnement de CPX et de plagiocalse clacique peut rendre compte de ce phénomène. L'origine des termes différenciés acides indique un changement des processus de fractionnement. Leur formation à partir d'un magma basique suppose un fractionnement d'amphiboles, biotites et oxydes ferro-titanés. Les deux modalités d'évolutions contrastées s'avèrent nécessaires pour expliquer les trends observés :

- fractionnement de minéraux anhydres (CPX-plagioclase)
- fractionnement de minéraux hydratés (amphiboles, biotites, oxydes Fe-Ti).

Le passage de l'un à l'autre ne peut se faire que par une augmentation de la pression d'eau. Celle-ci peut avoir de multiples causes :

- elle peut correspondre à un enrichissement progressif en eau du magma résiduel en réponse à la cristallisation des phases anhydres,

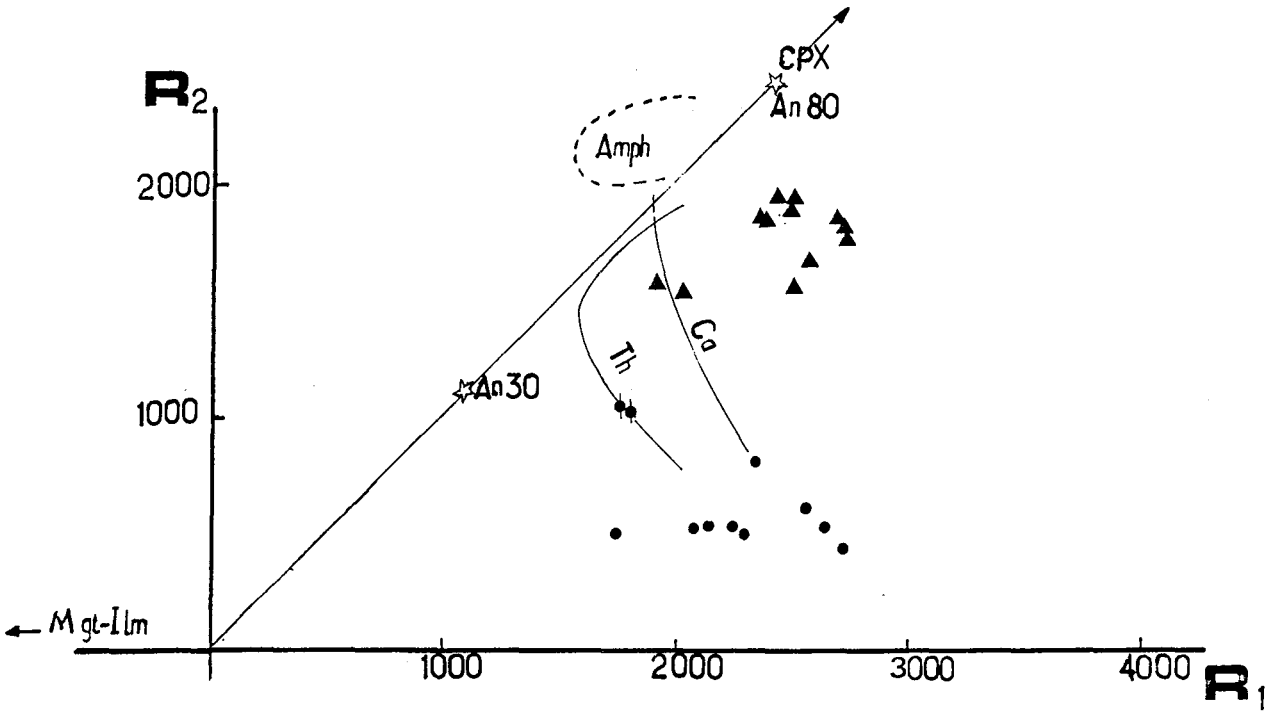


Fig. II.70. Diagramme R1-R2 (De La Roche et Leterrier, 1973).
R1 : 4 Si - 11(Na + K) - 2 (Fe + Ti)
R2 : 6 Ca + 2 Mg + Al
Les différentes espèces minérales jouant un rôle dans les processus d'évolution ont été reportées (sauf les biotites dont les analyses ne sont pas disponibles). A noter la similitude d'évolution des volcanites de la série d'H. Diab avec la série tholéïtique (th). (Ca : calco-alcaline).

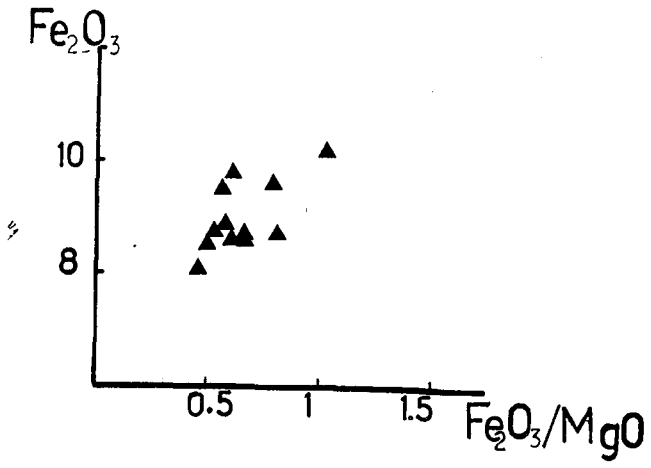


Fig. II.71.

Diagramme Fe_2O_3 vs Fe_2O_3/MgO pour les volcanites basiques de la série d'H. Diab. Un "Fenner trend" peut être décelé ce qui constitue une caractéristique importante de ce matériel.

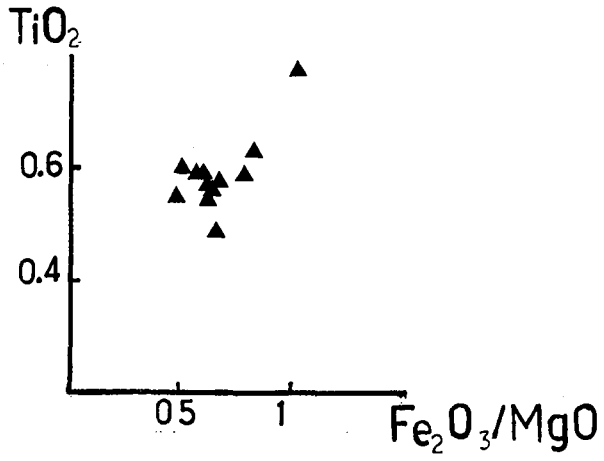


Fig. II.72.

Diagramme Fe_2O_3 vs Fe_2O_3/MgO. Noter la similitude avec la figure II.71. et la corrélation positive TiO_2- Fe_2O_3.

- elle peut être provoquée lors d'une ascension rapide du magma à un niveau strcutural élevé,

- elle peut traduire une contamination crustale (transfert gazeux).

Les différents processus peuvent intervenir en même temps. Le développement d'un trend calco-alcalin peut fort bien se réaliser à partir d'une souche tholéïtique. Les exemples allant dans ce sens sont nombreux (Best et Mercy, 1967 ; Pons, 1982 ; André, 1983).

La présence de ces volcanites interstatifiées dans la série détritique d'H. Diab suggère la recherche d'éventuels centres d'émissions pour ces roches. L'étude des magmatites dans la partie septentrionale de la boutonnière de Mekkam (District de Sidi Lahcen) apporte des renseignements à ce sujet. En effet, ce secteur constitue un important foyer d'activité magmatique où il est possible de distinguer plusieurs ensembles éruptifs en fonction de leur composition, chronologie et mode de gisement (Huvelin, 1983 ; Chegham, 1985) (Fig. II.73.).

Huvelin (1983) souligne l'existence d'un stade de magmatisme précoce, intervenant immédiatement après la structuration des schistes dévoniens, en s'appuyant sur des observations dans les schistes tachetés qui montrent la présence de phénoblastes de cordiérite à plat dans la schistosité S1 microplissée par la phase post-westphalienne.

C'est le massif granodioritique de Hechou Harrahd qui serait responsable de ce métamorphisme de contact. Il émet aussi un réseau d'intrusions péribatholitiques qui s'intrudent en lames dans les structures des formations sédimentaires et en stock allongé et dykes dans des directions de fractures déjà existantes mais avec une nette tendance radiaire (Fig. II.74.).

Cette unité magmatique (massif et dykes) de Hechou Harrahd montre une paragenèse à quartz-andésine-orthose-biotite (Fe/Fe+Mg ≈ 40-55%) ± amphibole. Les différentes roches décrivant cette unité s'insèrent dans une série calco-alcaline comme le montre le diagramme $Al_2O_3/Fe_2O_3/MgO$ de Besson et Fonteilles (1974) (Fig. II.75.d), l'évolution se faisant sans enrichissement en fer. Couplé au précédent, le diagramme $Al_2O_3/TiO_2/MgO$ (Bebien et al., 1980) fait ressortir l'aspect isotitané de l'unité de Hechou Harrahd. Nous avons projeté cette dernière dans le diagramme R1 R2 (Fig. II.76.). Le report des courbes enveloppes des points représentatifs des roches acides et basiques de l'ensemble volcanique d'H. Diab. Dans ce diagramme permet de mettre en évidence

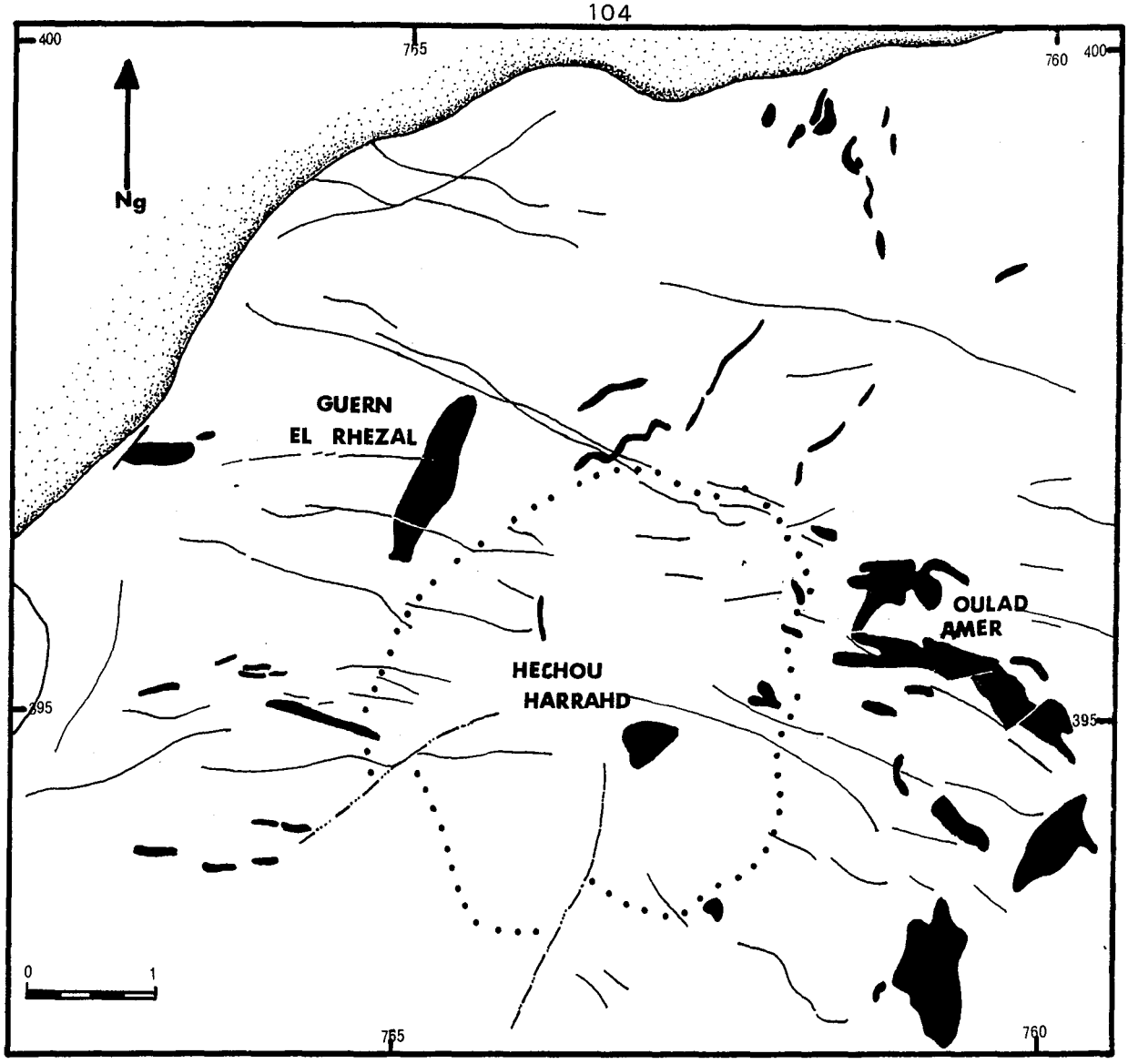


Fig. II.73. Carte des roches éruptives de Sidi Lahcen (boutonnière de Mekam) d'après Huvelin (1983) (reproduction partielle).

filons de microdiorites quartziques à microgranite post viséen supérieur
microdiorite quartzique et granodiorite (viséen supérieur) : dykes et stocks (Guern el Rhezal ...)
enveloppe de la zone des schistes tachetés
faille

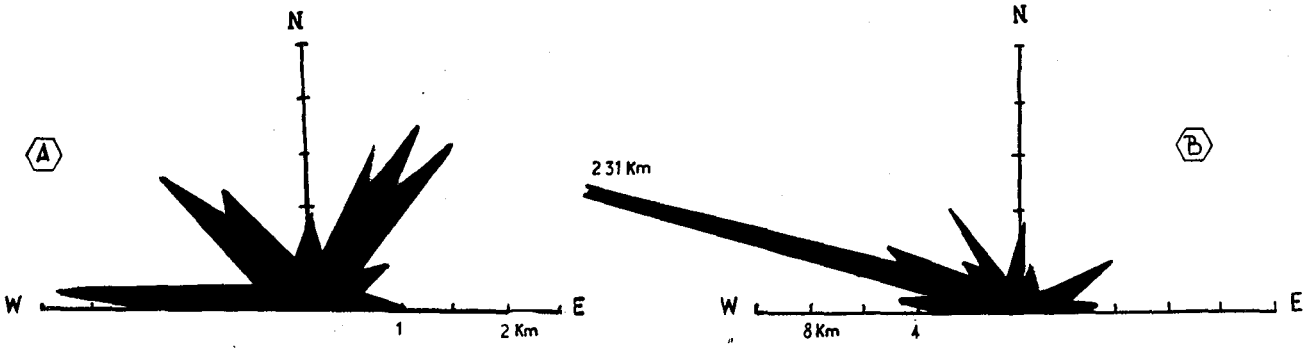


Fig. II.74. Diagrammes de distribution des orientation des dykes et stocks des roches éruptives. a) Viséen supérieur ; b) post Viséen supérieur.

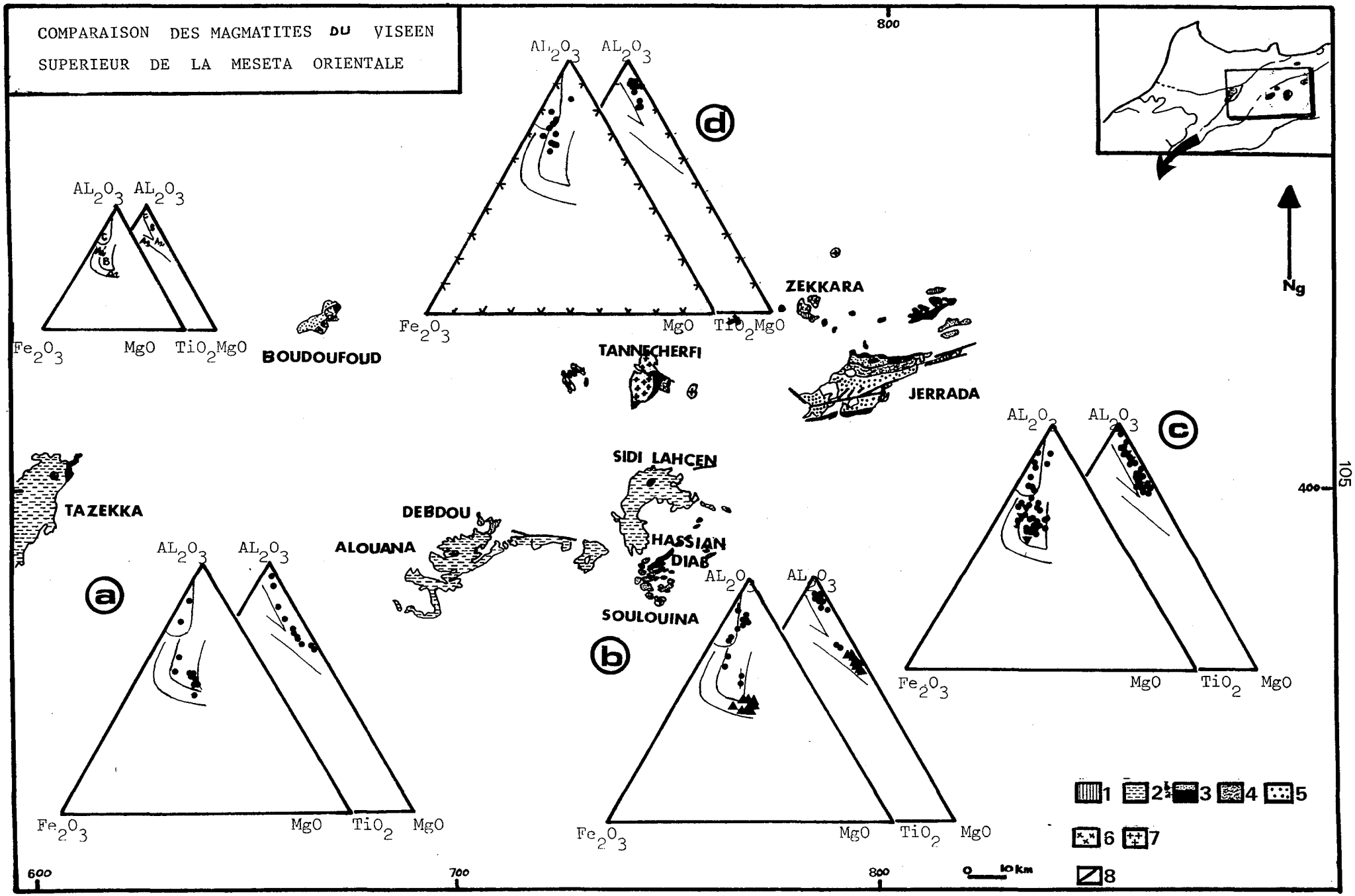

COMPARAISON DES MAGMATITES DU VISEEN SUPERIEUR DE LA MESETA ORIENTALE
AL2O3 AL2O3
Fe2O3 MgO TiO2 MgO
BOUDOUFOUD
TANNECHERFI
ZEKKARA
JERRADA
SIDI LAHCEN
HASSIAN DIAB
SOULOUINA
DEBDOU
ALOUANA
TAZEKKA
a
b
c
d
Ng
600
700
800
400
0 10 km
1
2
3
4
5
6
7
8

Fig. II.75. Carte géologique de la méséta orientale (d'après Owodenko, 1976 et Médioni, 1980) et diagramme $Al_2O_3/Fe_2O_3/MgO$ (Besson et Fonteilles, 1974) avec les aires de répartition des volcanites hercynotypes (Bebien et al., 1980).
A1-A2 : tholéïtique ; B : calco-alcalin ; C : albitophyre et ortho-albitophyres.
1 : schistes et grès siluriens ; 2 : schistes dévoniens ; 3 : série volcano (a) détritique ; (b) de Viséen supérieur ; 4 : pélites du Namurien ; 5 : série houillère paralique d'âge whestphalien ; 6 : granodiorites du Viséen supérieur ; 7 : granites stéphano-antuniens ; 8 : failles.
(a) série volcanique de Tazekka (Hoepffner, 1981 et Kharbouch, 1982).
(b) série volcanique d'H. Diab (Ibid) : (▲) volcanites basiques , (•) volcanites acides, (ϕ) sill de Mekkam.
(c) série volcanique de Jerrada (•), granodiorite de Zekkara (▼)
(d) série intrusive granodioritique de Sidi Lahcen.

l'analogie de tendance de différenciation entre les volcanites acides de la série d'H. Diab et les plutonites de l'unité dioritique à granodioritique de Hechou Harrahd. Les deux lignées présentent un même comportement isotitané (Fig. II.77.) (Bebien, 1980). Les similitudes des tendances chimiques des faciès plutoniques de Hechou Harrahd et des faciès volcaniques acides de la série d'H. Diab permettent de considérer ces manifestations comme résultant d'un même magmatisme. L'identité minéralogique de ces deux faciès renforce cette hypothèse qui semble également admise par Chegham (1985). En effet, la morphologie en diatrème de certains dykes formant l'unité de Hechou Harrahd et la présence dans ces dykes de fragments schisteux, indiquant leur mise en place hypovolcanique, suggèrent qu'à côté des roches cristallisées en surface, il s'est formé au cours de l'activité magmatique des roches subvolcaniques mises en place à faible profondeur au sein même du diatrème. Ce schéma semble bien se confirmer à travers l'existence d'olistostromes dans les boutonnières orientales en l'occurence Jorf Ouzzène et Zekkara (Huvelin, 1970), Tannecherfi (El Ghazi et al., 1981). Les olistostromes sont formés par l'association de laves et tuffs pyroclastiques, de microgranodiorites et d'argilites d'âges viséen supérieur à namurien basal. La présence dans ces olistostromes d'appareils volcaniques (fumerolliens, hypovolcaniques), appareils formés probablement le long de failles (Ibid), laisse supposer que ces dernières ont pu simultanèment livrer passage aux laves et/ou pyroclastites, déclencher les phénomènes de resédimentation et le démantèlement des appareils, avec des rejets suffisants pour mettre au jour des roches hypovolcaniques.

Nous retrouvons cette situation où des corps intrusifs sont associés à des épanchements volcaniques entre le granodiorite de Zekkara et la série volcanique dacitique à rhyolitiques de Jerrada (Owodenko, 1976) (Fig. II.75.) la série volcanique de Tazekka (Hoepffner, 1981) de même composition chimique et minéralogique que cette dernière ne semble pas échapper à cette règle.

L'hypothèse d'une similitude magmatique entre les termes effusifs acides de la série d'H. Diab et l'unité plutonique de Hechou Harrahd, énoncée précédemment permet d'envisager la présence de plutonites basiques qui seraient à l'origine de l'unité de Hechou Harrahd de la même façon qu'il existe des volcanites tholéïtiques à l'origine des roches effusives acides dans la série d'H. Diab. Les plutonites basiques ne sont

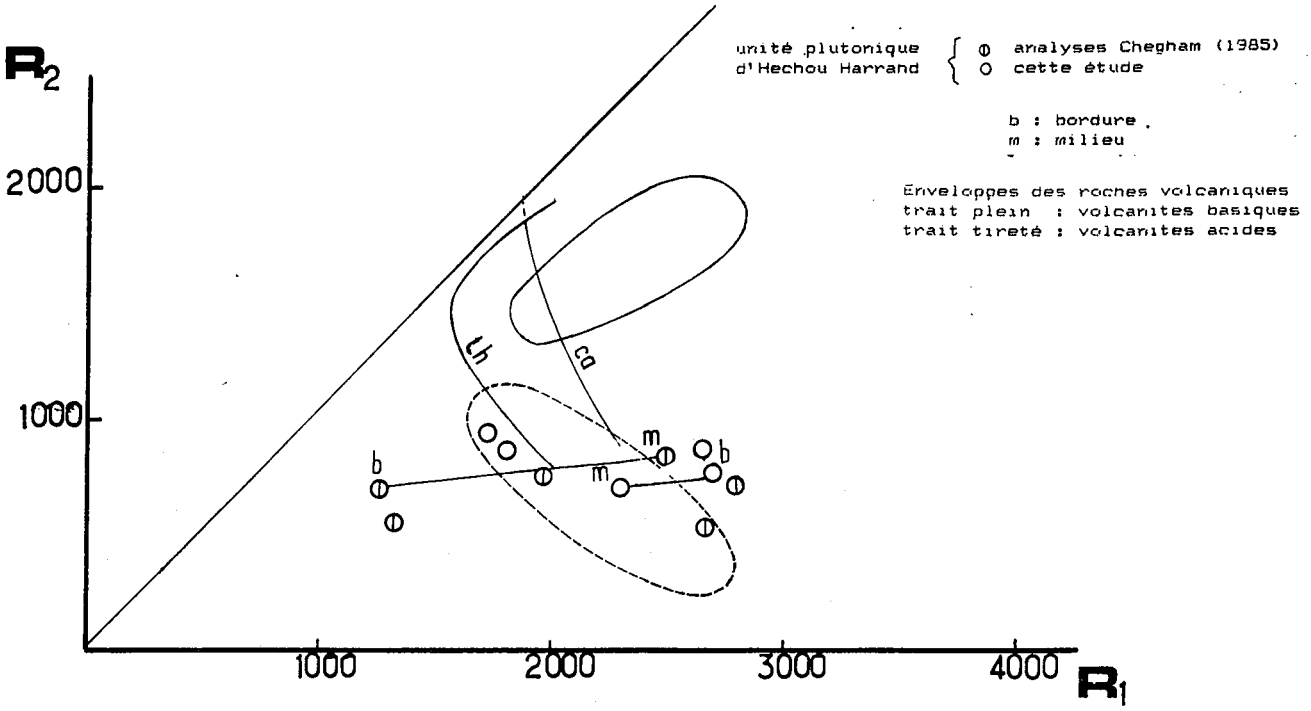
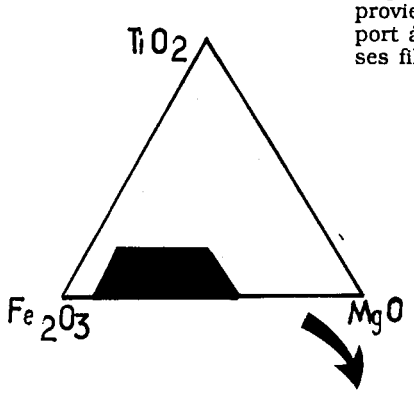


Fig. II.76. Comparaison des tendances chimiques de l'unité plutonique d'Hechou Harrahd et des volcanites acides de la série d'H. Diab. A noter l'assez bonne concordance entre les deux tendances (la dispersion des points, surtout pour les analyses de Chegham, provient du fait que l'échantillonnage n'a pas été calé par rapport à d'éventuelles différenciations mécaniques dans les caisses filoniennes).



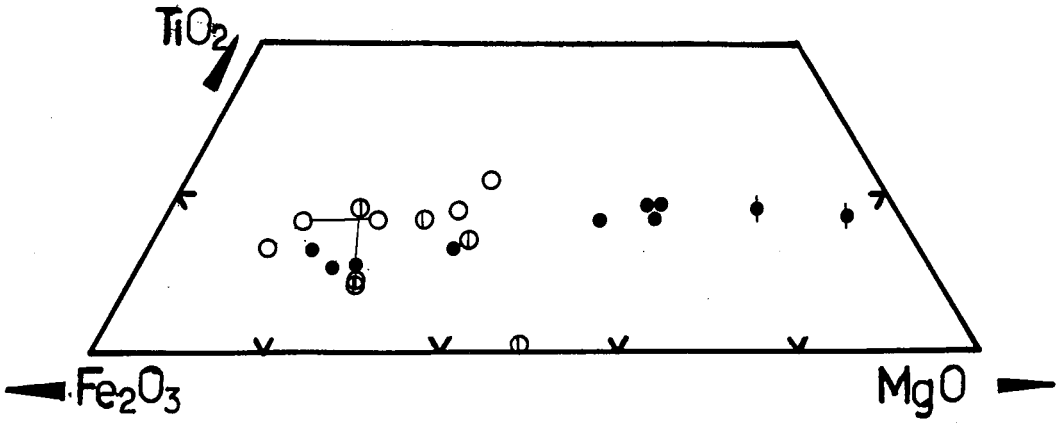


Fig. II.77. Diagramme triangulaire TiO_2-Fe_2O_3-MgO. Noter l'évolution comparable des termes acides effusifs (associés à leurs faciès grenus) de la série volcanique d'H. Diab et des plutonites de l'unité d'Hechou Harrahd.

pas décrits dans le secteur de Sidi Lahcen, cependant, leur présence est réelle dans la méséta orientale. En effet, El Ghazi (1977) a noté la présence de gabbros intrusifs dans les schistes du Viséen supérieur lors de sa cartographie de la boutonnière de Tannecherfi située un peu plus au Nord du secteur de Sidi Lahcen. Hoepffner (1987) a décrit des sills de gabbros intrusifs dans le cambro-ordovicien de la boutonnière de Zakkara et que rien n'infirme leur appartenance au Viséen supérieur.

6.1.3. Cadre géotectonique de mise en place du magmatisme Viséen Supérieur.

Dans le diagramme de Pearce et Cann(1) (1973), les volcanites basiques de la série d'H. Diab tombent à cheval entre les tholéïtes d'arc et celle abyssales avec cependant une concentration assez notable dans ce dernier champ (Fig. II.78.). Ce volcanisme accompagnerait probablement des mouvements de distension. Or aucun sédiments de type océanique ne semblant lui être associé, ces mouvements affecteraient un domaine essentiellement continental.

Le magmatisme calco-alcalin présent dans la région n'est pas subséquent à une subduction contrairement au modèle géodynamique proposé par Kharbouch (1982) à partir de son étude géochimique du volcanisme dinantien. Cet auteur considère que la méséta marocaine est une plaque continentale sous laquelle plonge une plaque océanique selon un plan de subduction à pendage vers l'Ouest. La méséta orientale serait en position de marge active et la méséta occidentale en position de bassin arrière arc. Or en méséta orientale, il n'y a ni paléocroûte océanique, ni ceinture métamorphique de haute pression. Il semble qu'il faille inféoder ce magmatisme au fonctionnement en cisaillement de panneaux crustaux (Bebien et al., 1980 ; Le Guern, 1981) qui engendre des facteurs pétrogénétiques nécessaires à la production de ces magmas calco-alcalins.

(1) L'ensemble des analyses utilisées satisfont à la condition 12% < CaO + MgO < 20%.

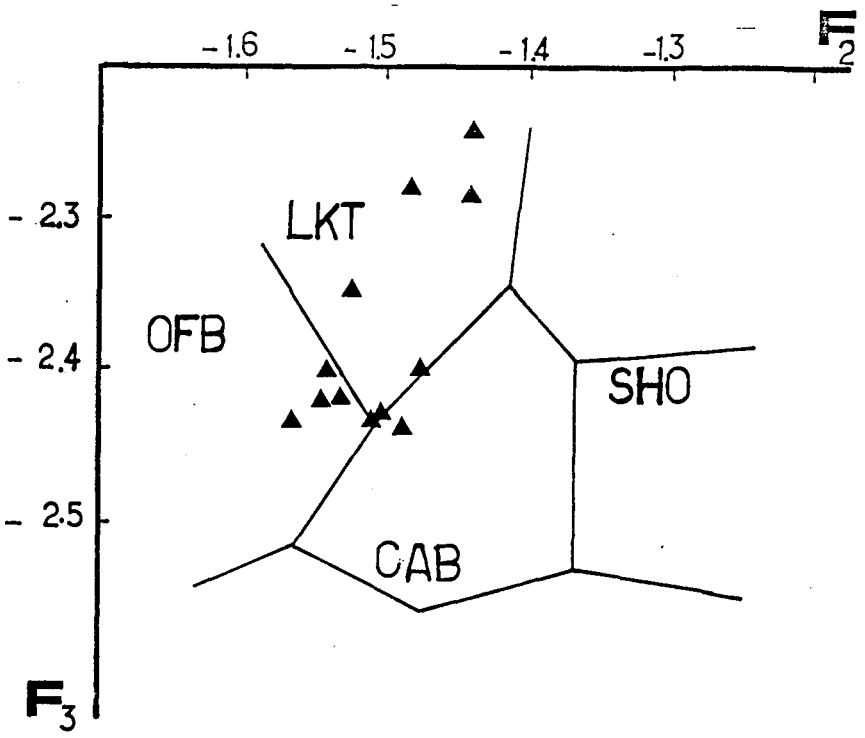


Fig. II.78. Localisation des volcanites basiques de la série d'H. Diab dans le diagramme F2F3 proposé par Pearce (1976). Se reporter aux commentaires du texte.

OFB : basaltes des planchers océaniques
SHO : shoshonites
CAB : basaltes calco-alcalins
LKT : tholéites d'arc insulaires
F2 : -0,0130 SiO2 - 0,0185 TiO_2 - 0,0129 Al_2O_3 - 0,0134 FeO* - 0,0300 MgO - 0,204 CaO - 0,0481 Na_2O + 0,075 K_2O.
F3 : -0,0221 SiO2 - 0,0582 TiO_2 - 0,0361 Al_2O_3 - 0,0016 FeO* - 0,0310 MgO - 0,0237 CaO - 0,0614 Na_2O + 0,0289 K_2O.

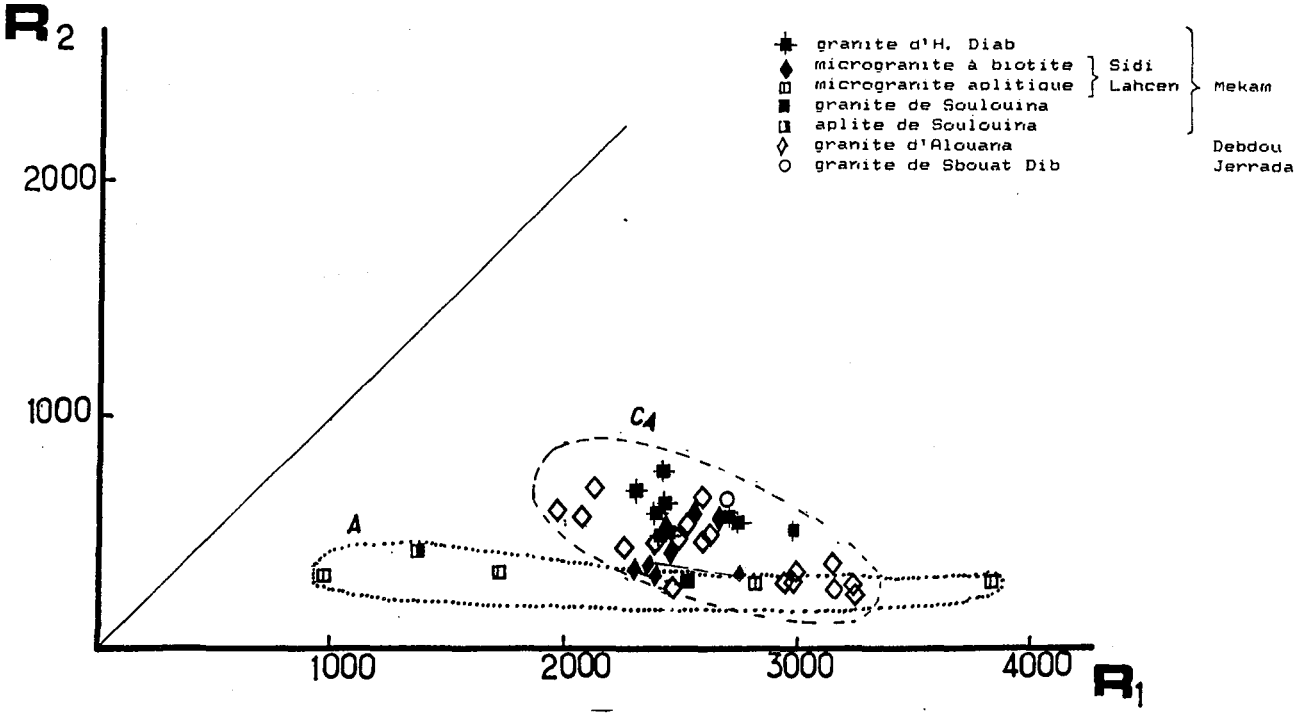


Fig. II.79. Comparaison des granites stéphaniens de la méséta orientale dans le diagramme R1R2. Noter le caractère bimodal de ce magmatisme avec deux tendances calco-alcaline (CA) et alcaline (A).

6.1.4. Conclusion

Nous serions dans la méséta orientale en présence d'une évolution magmatique sous les deux expressions volcaniques et plutoniques. A une différenciation d'un magma basique par enrichissement en Fer et Titane, s'ensuit un changement dans les conditions de cristallisation du à une augmentation de la pression d'eau qui aboutit aux termes différenciés acides.

Nous rattacherons l'expression du magma basique à l'épisode D2 (Desteucq et Hoepffner, 1980) post-phase bretonne (D1) et anté-Viséen supérieur et qui correspondrait à la phase vosgienne. En effet, jute après la formation des plis D2 interviendrait un mouvement cisaillant lié à l'ouverture des bassins viséens et auquel serait associé le magmatisme tholéïtique. Vers la fin du Viséen supérieur, un diatrophisme en réponse aux contraintes du phase sudète précoce aurait pu favoriser des phénomènes d'assimilation d'eau par le magma basique.

6.2. Le magmatisme tardihercynien

La phase asturienne qui a vigoureusement plissé les terrains du Viséen supérieur est liée à une intense activité magmatique comme en témoignent les différents massifs granitiques stéphano-autuniens rencontrés dans la méséta orientale, en l'occurence le granite de Sbouat dib (284 ± 11MA) pès de Zekkara (Owodenko, 1976), le granite d'Alouana (284 ± 7 MA) dans la boutonnière de Debdou (Tisserand, 1977), le granite de Soulouina (287 ± 7MA) (Ibid) et celui d'H. Diab d'âge stéphanien de par sa mise en place antérieure à celle du massif de Soulouina mais postérieure au Westphalien.

Au Nord d'H. Diab, dans le district de Sidi Lahcen, le magmatisme tardihercynien se résoud en un ensemble de filons et dykes de roches microgrenues qu'on peut subdiviser en deux sous -ensembles :

- les microgranites porphyriques à biotites et à mésostase granophyrique qui montrent une identité minéralogique et chimique (Tab. II.21.) avec le granite à biotite d'H. Diab. Ces roches renferment par endroits des enclaves hyperalumineuses et titanées. Leur minéralogie a été

décrite par Huvelin (1983), elle consiste en un assemblage d'andalousite, muscovite, sillimanite, spinelle vert foncé, almandin, corindon, rutile, biotite brun rouge avec sagénite et plagioclase. Des enclaves de granitoïdes tectonisés sont également observées.

- Les microgranites aplitiques généralement aphanitiques et qui montrent localement des phénocristaux de quartz et de feldspaths.

Une compilation des analyses chimiques portant sur les plutonites de cette même période staphano-autunienne (Owodenko, 1976 ; Targuisti, 1983 ; Chegham, 1985 et nos propres analyses) permet de distinguer dans la méséta orientale deux types de magmatismes (Fig. II.79.) ; l'un à tendance calco-alaline comprenant principalement tonalites et granites à biotites (granodiorite) dans les boutonnières de Debbou, Mekam et Jerrada, l'autre à tendance alcaline soulignée par le syénogranite de Soulouina et probablement les filons de microgranites aplitiques de Sidi Lahcen ; tous les deux dans la boutonnière de Mekam.

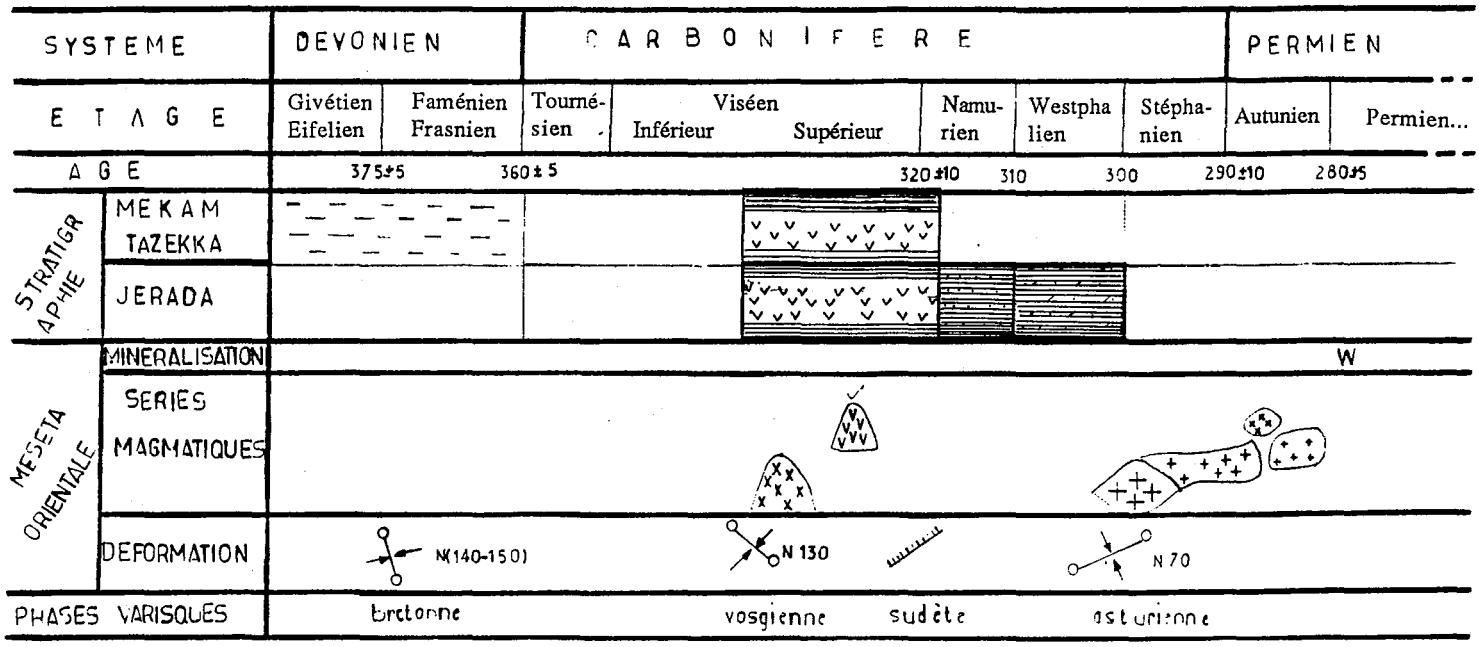
Les filons et dykes de dacites, rhyodacites et microdiorites quartziques du Nord d' H. Diab peuvent être affiliés au magmatisme calco-alcalin dont ils constitueraient un terme précoce. Leur mise en place post-date les plissements post-westphaliens mais précède l'unité granitique d'H. Diab.

En l'absence d'études précices sur le magmatisme tardi-hercynien dans la méséta orientale ; la dualité magmatique (calcoalcaline-alcaline) reste particulièrement exprimé au Sud de Mekam à travers les deux massifs contigus d'H. Diab et de Soulouina.

L'origine de ces deux magmas non cogénétiques et mis en place successivement pourrait davantage être recherchée dans la fusion étagée de matériels crustaux sous l'effet d'un magma basique (Albarède et al., 1979).

7. Conclusion à l'étude des plutonites d'H. Diab.

Le schéma chronologique, établi sur les relations tecto-no-magmatiques peut être résumé dans le tableau suivant :



bassin houiller de Jerrada

pélites

série volcano-sédimentaire

schistes

direction principale des plans axiaux de plis

failles normales créées par réactivation de fractures régionales hérité d'orogénèses précoces.

granites à biotite (granodiorites)) série calco-alcaline

dacites, diorite ...)

série alcaline

microgranite à pyroxène

a) série tholéïtique, évoluant en série calco-alcaline
b) sous les deux expressions volcanique (a) et plutonique (b)

Tableau II.22. Chronologie des phases tectoniques et de la mise en place du magmatisme hercynien dans la méséta orientale.

Les trois entités plutoniques d'H. Diab mises en place successivement au cours de la période staphano-autunienne, à savoir l'unité granitique, le microgranite à pyroxène et le syénogranite de Soulouina montrent des caractères pétrographiques et chimico-minéralogiques tout à fait distincts.

L'unité granitique s'insère parfaitement dans le groupe des granites tardi-hercyniens du Maroc oriental. L'origine de ce magma non relié à des phénomènes de subduction (Green et Ringwood, 1968, Hoepffner, 1987) doit plutôt être attribuée à des processus de fusion crustale induits par des injections basiques.

Le microgranite à pyroxène de nature monzonitique post date l'unité granitique mais ne montre aucune relation avec le syénogranite de Soulouina. Celui-ci tardiorogénique et supracrustale complète cette trilogie magmatique.

TABLEAUX D'ANALYSES

Symbole	●									◑					●
Echantillon	HD 6						HD3			HD 7					HD 5
SIO2	34.96	35.01	35.75	35.06	36.24	34.51	36.07	35.89	36.24	36.56	35.98	35.76	35.64	36.22	35.70
AL2O3	18.35	18.66	17.99	18.83	17.92	19.02	18.07	17.53	18.46	16.89	17.21	16.91	16.09	16.90	17.91
FEO*	19.27	19.51	20.18	19.87	18.42	20.23	19.02	19.90	19.01	18.54	19.51	19.27	20.07	19.55	20.07
MGO	8.80	8.16	8.28	8.40	8.76	7.96	9.21	8.54	9.33	9.00	8.72	9.07	8.90	9.05	8.52
TIO2	3.02	4.01	3.92	3.66	4.03	3.35	3.55	4.30	2.94	3.63	3.36	3.40	3.72	3.59	3.29
MNO	0.20	0.17	0.22	0.26	0.30	0.08	0.12	0.18	0.13	0.20	0.23	0.32	0.09	0.26	0.31
K2O	9.25	9.18	9.47	9.28	9.07	9.22	9.24	9.18	9.34	8.61	8.40	8.37	9.18	9.09	9.36
NA2O	0.09	0.21	0.16	0.11	0.13	0.10	0.12	0.14	0.11	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.18
CAO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00
TOTAL	93.94	94.91	95.97	95.53	94.87	94.49	95.40	95.66	95.56	93.59	93.58	93.28	93.80	94.78	95.34
SI	5.411	5.368	5.436	5.350	5.511	5.336	5.476	5.463	5.480	5.626	5.564	5.549	5.551	5.554	5.514
AL (IV)	2.589	2.632	2.564	2.650	2.489	2.664	2.524	2.537	2.520	2.374	2.436	2.451	2.449	2.446	2.486
AL (VI)	0.753	0.738	0.656	0.735	0.719	0.799	0.706	0.604	0.770	0.688	0.696	0.640	0.503	0.604	0.773
TI	0.350	0.460	0.447	0.419	0.458	0.387	0.403	0.491	0.334	0.418	0.389	0.396	0.434	0.412	0.380
FE2+	2.940	2.500	2.561	2.534	2.337	2.613	2.411	2.531	2.404	2.384	2.520	2.497	2.609	2.504	2.588
MG	2.026	1.860	1.872	1.909	1.980	1.829	2.078	1.933	2.100	2.060	2.005	2.092	2.062	2.062	1.957
MN	0.023	0.018	0.027	0.032	0.036	0.009	0.013	0.022	0.013	0.023	0.027	0.041	0.009	0.032	0.037
NA	0.027	0.055	0.045	0.027	0.036	0.027	0.027	0.036	0.027	0.004	0.027	0.027	0.028	0.027	0.046
K	1.821	1.786	1.835	1.805	1.753	1.810	1.786	1.773	1.800	0.182	1.652	1.649	1.814	1.767	1.836
FE/FE+MG	55.130	61.570	57.770	57.030	54.130	58.820	53.700	56.690	53.370	53.640	55.690	54.410	0.558	54.840	56.940
FE3+	0.098	0.167	0.297	0.096	0.293	0.064	0.166	0.255	0.141	0.259	0.135	0.124	0.333	0.254	0.000

	●											◑			
	HD 5						HD4			HD 6		HD 8		HD 9	
SIO2	36.21	35.77	35.59	35.76	35.60	36.04	36.09	35.79	36.54	35.93	35.44	36.04	36.35	36.74	36.22
AL2O3	17.48	17.50	17.57	17.46	17.47	17.17	17.82	17.17	17.52	18.23	17.31	17.92	18.06	17.83	18.14
FEO*	19.91	19.90	19.41	19.20	20.32	19.65	17.68	17.68	17.84	18.27	18.20	17.52	17.26	18.11	17.88
MGO	8.48	8.60	8.50	8.51	8.44	8.53	8.98	8.70	8.76	8.56	8.61	8.47	8.88	8.49	8.33
TIO2	3.45	3.13	3.46	3.25	2.85	3.53	0.23	0.22	0.32	0.17	0.25	0.30	0.26	3.95	3.71
MNO	0.31	0.29	0.34	0.29	0.44	0.29	3.03	3.88	3.54	3.19	3.02	4.03	2.62	0.32	0.24
K2O	9.14	9.56	9.13	9.28	9.37	9.08	0.12	0.13	0.10	0.08	0.14	0.14	0.13	9.11	9.38
NA2O	0.14	0.16	0.21	0.19	0.14	0.15	9.36	9.26	9.33	9.43	9.34	9.48	9.39	0.15	0.22
CAO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08
TOTAL	95.13	94.91	94.21	93.94	94.63	94.44	93.31	92.83	93.95	93.86	92.31	93.90	92.95	94.72	94.20
SI	5.537	5.506	5.498	5.596	5.508	5.547	5.574	5.523	5.602	5.533	5.56	5.534	5.619	5.581	5.5541
AL (IV)	2.463	2.494	2.502	2.404	2.492	2.453	2.426	2.477	2.398	2.467	2.44	2.466	2.381	2.419	2.446
AL (VI)	0.683	0.679	0.695	0.644	0.692	0.658	0.811	0.748	0.76	0.835	0.755	0.772	0.902	0.771	0.829
TI	0.394	0.360	0.401	0.380	0.329	0.406	0.349	0.449	0.407	0.367	0.355	0.463	0.303	0.449	0.425
FE2+	2.543	2.560	2.504	2.509	2.625	2.527	2.279	2.277	2.281	2.347	2.382	2.244	2.226	2.299	2.288
MG	1.928	1.968	1.952	1.983	1.942	1.954	2.062	1.995	1.996	1.959	2.01	1.935	2.04	1.920	1.901
MN	0.036	0.036	0.041	0.037	0.055	0.036	0.027	0.055	0.041	0.018	0.032	0.036	0.032	0.041	0.027
NA	0.036	0.046	0.055	0.056	0.037	0.036	0.027	0.037	0.027	0.018	0.037	0.036	0.037	0.036	0.018
K	1.781	1.866	1.790	1.851	1.840	1.774	1.83	1.814	1.821	1.848	1.864	1.852	1.846	1.760	1.832
FE/FE+MG	56.870	56.530	56.190	55.850	57.470	56.390	52.49	53.30	53.33	52.47	54.23	53.69	52.18	54.490	54.610
FE3+	0.253	0.261	0.204	0.376	0.179	0.281	.310	.273	.383	.258	.340	.415	.335	0.370	0.346

Tableau II.6. Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des biotites des différents faciès de l'unité granitique d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes Fe^{3+} correspond à une valeur calculée (cf. texte).

	O												
	HD 1						HD 2						
SIO2	37.74	39.00	37.73	38.75	37.50	37.34	36.47	37.51	37.62	36.76	36.60	37.22	37.10
AL2O3	17.29	17.56	17.70	17.28	16.75	18.06	17.51	17.01	17.68	17.70	18.32	17.26	17.27
FEO*	15.98	14.40	15.03	13.73	15.19	14.81	16.83	16.06	16.79	16.29	17.02	16.96	16.86
MGO	11.31	13.20	11.97	12.73	11.43	12.21	10.58	10.97	10.70	10.39	10.50	10.15	10.32
TIO2	3.60	1.97	2.09	2.18	3.66	2.93	0.20	0.24	0.21	0.15	0.15	0.29	0.23
MNO	0.35	0.27	0.26	0.22	0.26	0.14	3.83	3.54	3.46	3.74	3.75	4.22	4.11
K2O	9.87	10.04	9.72	10.05	9.81	9.80	0.12	0.14	0.15	0.06	0.14	0.19	0.19
NA2O	0.12	0.09	0.11	0.09	0.18	0.14	9.67	9.57	9.59	9.17	9.35	9.52	9.24
CAO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	96.26	96.53	94.61	95.03			95.56	95.04	96.20	94.26	95.83	95.81	95.32
SI	5.595	5.7023	5.652	5.7421	5.630	5.556	5.482	5.627	5.587	5.555	5.464	5.566	5.567
AL (IV)	2.404	2.297	2.347	2.257	2.369	2.444	2.517	2.372	2.412	2.444	2.535	2.434	2.436
AL (VI)	0.616	0.728	0.777	0.759	0.594	0.719	0.584	0.634	0.681	0.707	0.688	0.608	0.617
TI	0.401	0.2169	0.235	0.242	0.413	0.326	0.433	0.399	0.386	0.425	0.42	0.474	0.463
FE2+	1.981	1.760	1.883	1.701	1.907	1.840	2.116	2.015	2.085	2.059	2.125	2.12	2.114
MG	2.498	2.877	2.673	2.811	2.557	2.703	2.371	2.452	2.369	2.34	2.335	2.261	2.306
MN	0.044	0.033	0.032	0.027	0.033	0.013	0.024	0.03	0.026	0.019	0.018	0.036	0.029
NA	0.034	0.026	0.032	0.024	0.051	0.035	0.034	0.04	0.041	0.017	0.04	0.053	0.054
K	1.866	1.873	1.857	1.899	1.878	1.858	1.854	1.831	1.817	1.767	1.78	1.816	1.768
FE/FE+MG	44.220	37.950	41.330	37.690	42.710	40.500	47.15	45.10	46.81	46.8	47.61	46.39	47.82
FE3+	0.442	0.324	0.287	0.427	0.521	0.255	.431	.426	.352	.287	.221	.447	.400

(Suite tableau II.6)

	b								c
SIO2	63.80	59.22	58.84	57.16	56.93	57.27	59.16	58.67	57.57
AL2O3	22.65	24.86	25.24	26.36	26.48	26.61	24.86	25.06	24.46
FEOt	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04	0.08	0.00	0.06	0.03
MGO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MNO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
CAO	3.63	6.85	7.09	8.48	8.55	8.66	7.19	7.46	8.50
NA2O	8.31	7.46	7.23	6.47	6.40	6.15	7.15	7.00	6.44
K2O	0.00	0.14	0.22	0.29	0.31	0.25	0.32	0.35	0.34
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
TOTAL	98.94	98.58	98.63	98.85	98.73	99.02	98.72	98.60	97.39
SI	2.834	2.675	2.659	2.590	2.584	2.588	2.672	2.657	2.647
AL(IV)	1.166	1.323	1.341	1.408	1.416	1.412	1.323	1.337	1.325
AL(VI)	0.020	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001
MN	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
MG	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
TI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
CA	0.173	0.331	0.343	0.412	0.416	0.419	0.348	0.362	0.419
NA	0.758	0.653	0.633	0.568	0.563	0.538	0.626	0.614	0.574
K	0.000	0.008	0.013	0.017	0.018	0.014	0.018	0.020	0.020
ALB	81.410	65.820	64.000	56.970	56.460	55.400	63.100	61.640	56.660
AN	18.590	33.360	34.680	41.320	41.720	43.150	35.080	36.340	41.360
OR	0.000	0.800	1.310	1.700	1.800	1.440	1.810	2.000	1.970

		c	b	b			c	c	
SIO2	58.58	57.19	62.11	62.41	57.92	57.79	58.33	58.91	59.12
AL2O3	26.50	26.62	24.09	23.49	26.55	26.39	26.35	25.97	25.83
FEOt	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00
MGO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04
MNO	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00
CAO	7.98	8.83	5.40	4.71	8.92	8.33	8.14	7.62	7.46
NA2O	7.00	6.51	8.33	9.05	6.33	6.74	6.91	7.22	7.05
K2O	0.33	0.18	0.12	0.09	0.41	0.11	0.11	0.11	0.24
TIO2	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.40	99.47	100.05	99.78	100.18	99.44	99.90	99.91	99.74
SI	2.610	2.578	2.749	2.770	2.592	2.600	2.610	2.633	2.643
AL(IV)	1.390	1.414	1.251	1.229	1.400	1.399	1.389	1.367	1.357
FE2+	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000
MN	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000
MG	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003
TI	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CA	0.381	0.426	0.256	0.224	0.428	0.401	0.390	0.365	0.357
NA	0.604	0.569	0.714	0.778	0.549	0.588	0.599	0.625	0.611
K	0.019	0.010	0.007	0.005	0.023	0.006	0.006	0.006	0.014
ALB	61.310	56.610	73.380	77.250	54.900	59.090	60.200	62.750	62.220
AN	38.670	42.380	26.310	22.240	42.800	40.300	39.190	36.640	36.350
OR	1.920	0.990	0.300	0.490	2.300	0.600	0.600	0.600	1.420

Tableau II.8. Analyses chimiques à la camebaxe et formules structurales des plagioclases des différents faciès de l'unité granitique d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

	●					◑			
	b		c		b	c			
SIO2	58.25	62.94	59.51	60.27	64.76	56.82	56.50	56.32	59.67
AL2O3	25.91	22.97	24.86	24.52	21.22	26.63	26.23	26.97	25.23
FEO*	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.08	0.06	0.09	0.06
MGO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MNO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.02	0.00
CAO	7.76	4.21	6.79	6.44	2.59	8.22	8.03	8.84	7.14
NA2O	6.94	8.97	7.38	7.91	9.53	6.68	6.58	6.15	7.14
K2O	0.23	0.25	0.23	0.21	0.00	0.29	0.32	0.31	0.26
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.18	99.37	98.79	99.40	98.15	98.74	97.79	98.70	99.50
SI	2.625	2.799	2.681	2.699	2.893	2.579	2.588	2.560	2.671
AL(IV)	1.375	1.201	1.319	1.294	1.107	1.421	1.412	1.440	1.329
FE2+	0.001	0.001	0.001	0.002	0.010	0.003	0.002	0.003	0.002
MN	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003	0.001	0.000
MG	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CA	0.374	0.201	0.328	0.309	.123	0.400	0.394	0.430	0.342
NA	0.606	0.773	0.644	0.686	.922	0.587	0.584	0.542	0.619
K	0.013	0.014	0.013	0.012	—	0.017	0.019	0.018	0.015
ALB	61.030	78.230	65.360	68.120	86.24	58.460	58.570	54.740	63.420
AN	37.920	20.340	33.320	30.680	13.75	39.840	39.510	43.430	35.040
OR	1.300	1.410	1.310	1.190	0.00	1.690	1.900	1.810	1.530

	◑					○			
	b	c			b				
SIO2	61.87	58.24	54.98	57.79	57.15	53.79	54.83	60.26	58.40
AL2O3	22.28	26.42	26.85	26.01	25.44	28.92	28.05	24.38	25.52
FEO*	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.20	0.01	0.01
MGO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
MNO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.06	0.00
CAO	3.31	7.44	6.49	7.31	6.63	11.47	7.23	6.47	8.04
NA2O	8.67	6.81	6.19	6.99	6.97	4.80	5.12	7.71	6.71
K2O	0.20	0.36	0.37	0.22	0.15	0.11	0.94	0.10	0.14
TIO2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
TOTAL	96.40	99.34	94.91	98.35	96.37	99.14	96.46	98.99	98.82
SI	2.824	2.617	2.578	2.622	2.639	2.449	2.538	2.706	2.638
AL(IV)	1.176	1.383	1.422	1.378	1.361	1.551	1.462	1.29	1.358
FE2+	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.00	0.008	0.00	0.00
MN	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.00	0.002	0.00
MG	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.00	0.006	0.00	0.00
TI	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.00	0.00	0.00
CA	0.162	0.358	0.326	0.355	0.328	0.559	0.358	0.311	0.389
NA	0.767	0.593	0.562	0.614	0.624	0.423	0.459	0.671	0.587
K	0.012	0.021	0.022	0.013	0.009	0.006	0.055	0.006	0.008
ALB	81.500	61.000	35.820	62.520	64.930	41.34	51.09	51.09	58.21
AN	17.210	36.830	61.750	36.150	34.140	57.99	42.35	42.00	41.00
OR	1.270	2.160	2.410	1.320	0.930	0.66	6.55	6.55	.85

Suite Tableau II.8

	○	
SIO2	59.38	62.69
AL2O3	24.69	25.04
FEOt	0.00	0.26
MGO	0.00	0.00
MNO	0.03	0.03
CAO	7.01	6.50
NA2O	7.35	8.25
K2O	0.13	0.09
TIO2	0.00	0.00
TOTAL	98.59	102.86
SI	2.682	2.713
AL IV	1.314	1.277
FE2+	0.00	0.00
MN	0.00	0.001
MG	0.00	0.00
TI	0.00	0.00
CA	0.339	0.301
NA	0.643	0.692
K	0.007	0.005
AB	63.60	68.02
AN	35.61	31.45
OR	0.01	0.50

	●				○	
SIO2	63.09	64.41	64.36	64.56	64.74	65.85
AL2O3	18.69	18.38	19.09	18.30	18.22	19.29
K2O	14.61	15.13	14.85	15.46	16.63	16.96
NA2O	0.86	0.37	1.01	.61	.01	.03
CAO	0.00	0.21	0.00	.00	.00	.00
FE.O	0.00	0.03	0.12	.00	.14	.09
MNO	0.00	0.04	0.03	.04	.00	.04
TOT	97.25	99.13	99.79	98.97	99.74	101.96
SI	2.98	2.995	2.985	3.003	3.004	3.011
AL IV	1.02	1.005	1.015	.997	0.996	0.985
AL VI	0.02	0.002	0.02	0.00	0.00	0.00
FE2+	0.00	0.00	0.00	.000	0.00	0.003
MN	0.00	0.002	0.001	.002	0.00	0.002
MG	0.00	0.00	0.00	.00	0.00	0.00
TI	0.00	0.00	0.00	.00	0.00	0.00
CA	0.00	0.01	0.00	.00	0.00	0.00
NA	0.079	0.078	0.09	.055	0.001	0.003
K	0.88	0.897	0.86	.917	0.984	0.989
AB	7.75	7.51	8.96	5.650	0.08	0.24
AN	0.00	1.06	0.00	.00	0.00	0.00
OR	92.24	91.42	91.03	94.340	99.96	99.75

Suite Tableau II.8

Analyses chimiques à la Camebax et formules structurales des feldspaths alcalins des différents faciès de l'unité granitique d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes.

	HD 12			
SIO2	28.23	27.98	28.45	32.65
AL2O3	18.40	19.76	20.55	16.73
FEO	16.44	20.03	17.74	14.24
MGO	20.32	17.79	19.77	22.38
MNO	0.20	0.30	0.48	0.22
CAO	0.02	0.05	0.09	0.11
NA2O	0.02	0.02	0.02	0.05
K2O	0.10	0.03	0.26	0.09
TIO2	0.16	0.09	0.10	0.50
TOT	83.93	86.09	87.48	86.98
SI	5.926	5.822	5.760	6.480
AL (IV)	2.074	2.178	2.240	1.520
AL (VI)	2.474	2.666	2.662	2.392
FE2+	2.880	3.484	3.002	2.362
MN	0.031	0.053	0.082	0.037
MG	6.34	5.514	5.962	6.616
TI	0.025	0.014	0.015	0.075
CA	–	0.011	0.020	0.023
NA	–	0.008	0.008	0.019
K	0.025	0.008	0.067	0.023

Tableau II.16 Analyses chimiques et formules structurales des chlorites des microgranites à pyroxène d'H. Diab. Formules structurales calculées sur la base de 28 oxygènes.

	HD1	HD2	HD4	HD3	HD5	HD6	HD7
Quartz	27.16	35.21	26.68	27.76	28.42	30.22	30.58
Orthose	18.93	19.48	22.27	23.38	27.83	28.39	26.72
Albite	24.12	22.55	26.22	28.32	23.60	25.17	24.12
Anortite	13.35	8.62	10.85	12.24	9.74	7.23	6.96
hypers.	4.92	3.01	3.71	2.51	2.91	2.11	2.41
Diopside	-	-	-	-	-	-	-
Hématite	4.63	4.79	4.47	3.51	3.35	2.71	3.03
Rutile	0.64	0.72	0.56	0.48	0.40	0.40	0.48
Corindon	2.69	2.24	2.45	0.82	2.24	1.73	2.75
Apatite	0.62	0.62	0.93	-	-	-	-
Sphène	-	-	-	-	-	-	-

	.HD8	HD9	HD10	HD11	HD12	HD13	HD14
Quartz	38.75	34.13	21.99	25.11	21.03	33.64	14.78
Orthose	21.15	23.38	27.83	31.73	32.29	32.29	42.31
Albite	16.78	20.98	20.98	21.50	22.55	29.37	36.71
Anortite	.8.07	9.46	24.48	13.08	16.69	1.67	3.34
hypers.	.3.01	2.01	2.51	0.90	3.51	-	-
Diopside	.-	-	-	3.68	-	-	-
Hématite	.3.35	3.35	0.64	0.96	1.12	0.32	-
Rutile	.0.32	0.40	0.24	-	0.48	-	-
Corindon	.5.4	3.67	-	-	0.2	1.02	1.73
Apatite	.-	-	-	-	-	-	-
Sphène	.-	-	0.39	0.98	-	-	-

Tableau II.20. Normes CIPW des différents faciès plutoniques d'H. Diab.

Symbole	O					♦		
	SL10	RT2	GR5 c--	GR6	GR1 --b	SL9	SL5	SL4
SiO2	59.50	59.32	67.74	63.71	66.97	70.92	70.89	70.09
Al2O3	16.98	16.81	16.30	15.72	16.76	15.14	14.60	15.80
Fe2O3	6.46	5.73	3.47	5.54	3.66	2.32	2.72	2.56
MnO	0.14	0.13	0.15	0.16	0.14	0.04	0.05	0.08
MgO	2.7	2.57	0.15	1.19	1.12	1.02	0.97	0.61
CaO	3.56	4.48	2.95	4.64	3.63	1.75	0.48	1.93
Na2O	3.79	3.66	3.95	1.23	1.96	4.15	2.75	3.36
K2O	2.64	3.25	3.13	4.29	4.16	2.27	5.19	3.66
TiO2	0.92	1.07	0.38	0.47	0.45	0.35	0.34	0.24
P2O5	0.20	0.34	0.08	0.10	0.09	0.08	0.07	0.02
P.F.	2.50	2.64	1.31	2.14	1.38	1.99	2.27	1.61
Total	99.39	100	100.31	99.19	100.32	100.04	100.3	99.9
Ba	522	609	576	835	700	>2000	>2000	610
Co	17	15	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cr	67	29	<10	13	13	14	16	<10
Cu	137	18	<10	12	<10	>150	133	35
Ni	39	25	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	366	438	398	310	367	338	210	355
V	114	117	49	80	63	49	32	20
Rb	172	94	173	154	160	133	244	170
Pb	n.d.	n.d.	13	n.d.	n.d.	17	n.d.	42
Zn	n.d.	n.d.	71	n.d.	n.d.	53	n.d.	367

	♦						
	SL6	SL2 c	SL2' b	SL1 c	SL1' b	SL3'	SL3"
SiO2	70.51	73.19	71.79	72.56	74.29	75.08	72.9
Al2O3	16.00	14.61	14.46	14.72	14.90	14.81	14.77
FeO3	1.94	1.80	1.89	1.85	1.90	0.83	2.67
MnO	0.05	0.08	0.05	0.08	0.11	0.01	0.05
MgO	0.49	0.2	0.31	0.44	0.09	0.03	0.77
CaO	1.36	0.43	0.41	0.65	0.12	0.03	0.12
Na2O	3.99	4.27	4.07	4.10	4.62	0.09	0.07
K2O	3.21	4.11	4.39	4.33	2.06	5.00	2.80
TiO2	0.32	0.23	0.22	0.17	0.23	0.33	0.34
P2O5	0.04	–	–	–	0.01	0.02	0.01
P.F.	1.88	1.31	1.59	1.36	1.82	3.85	4.84
Total	99.79	100.23	99.48	100.26	100.15	100.08	99.34
Ba	<2000	1028	1022	1095	956	813	1254
Co	<10	<10	<10	<10	<10	15	27
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	17	21
Cu	83	<10	<10	11	32	22	101
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	<11	27
Sr	364	241	264	275	154	55	27
V	25	<10	<10	<10	20	32	57
Rb	138	123	202	131	111	229	146
Pb	22	n.d.	n.d.	n.d.	82	164	363
Zn	183	n.d.	n.d.	n.d.	172	141	306

Tableau II.21. Analyses chimiques de l'unité granitique d'Hechou Horrahd(o) et des microgranites porphyriques(♦) du district minier de Sidi Lahcen.

PARTIE III

ETUDE DE LA FRACTURATION

III - ETUDE DE LA FRACTURATION

La carte de la densité de macrofracturation du Nord du Maroc (Fig. III.1.) montre que la méséta maroco-oranaise est située dans une zone à forte densité de failles qui couvre l'ensemble de la chaîne des Horsts. Le secteur d'H. Diab est placé dans une zone à densité moyenne de 5 à 10 km.

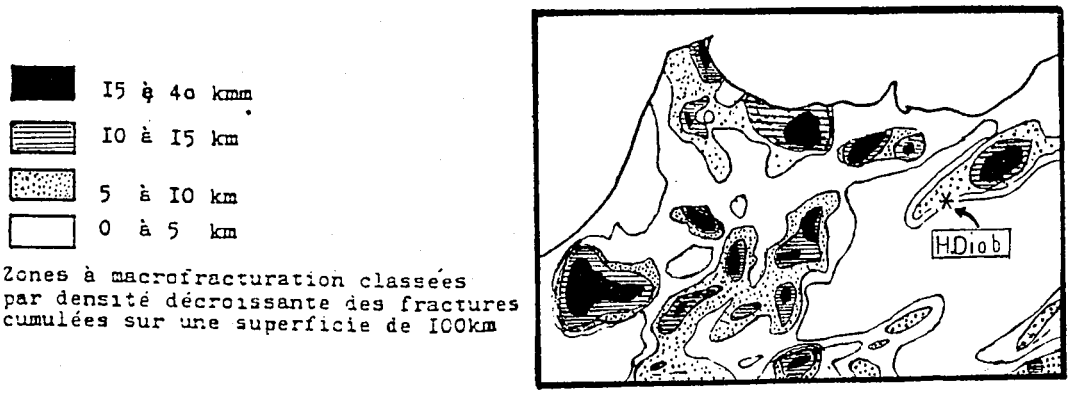


Fig. III.1. Position de la boutonnière d'H. Diab dans la carte de la densite de macrofracturation du Nord du Maroc. (d'après Saadi 1982)

1 - A l'échelle régionale

Cette étude a été menée à partir de la carte de fracturation au 1/500 000ème (in Chegham, 1985) sur une partie du Maroc nord oriental (Fig. III.2.) ; les résultats présentés sous forme de rosaces (Fig. III.3.) font apparaître trois grandes directions : NS, NE-SW et ENE-WSW.

Les fractures NE-SW sont les plus importantes tant par leur taille que par leur nombre. La direction majeure est orientée N40 à 50E. Les linéaments de cette direction ainsi que ceux N-S semblent façonner la géométrie des boutonnières paléozoïques. En effet, la boutonnière de Tannecherfi montre des limites qui coïncident nettement avec ces deux directions. Ce serait également le cas pour la boutonnière de Mekam.

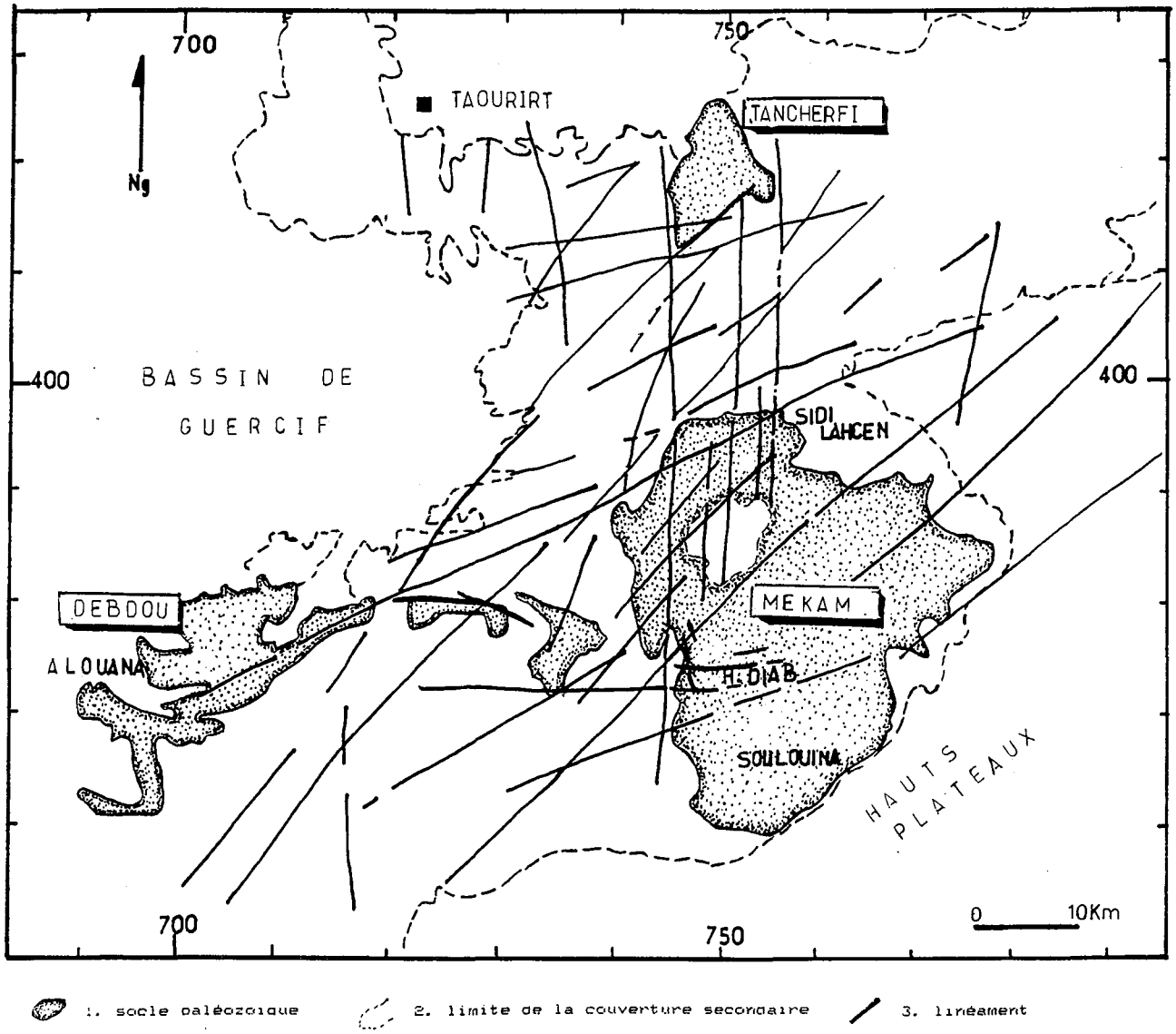


Fig. III.2. Distribution de linéaments dans la partie méridionale de la méséta orientale. D'après interprétation de l'imagerie spatiale 2-214-36 au 1/5000 000ème (Chegham, 1985).

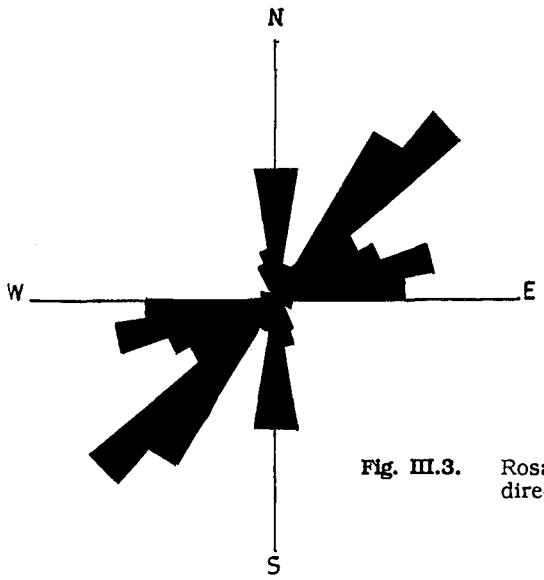


Fig. III.3. Rosace d'orientation des linéaments selon la fréquence de leur direction (85 mesures).

L'orientation ENE-WSW est bien déterminée par rapport aux structures géologiques régionales ; elle est parallèle à l'axe des plis post-westphaliens et à l'allongement cartographique de massifs granitiques particulièrement celui d'H. Diab.

2 - A l'échelle du secteur d'H. Diab.

Les principales directions retrouvées à cette échelle sont la N70 à 82E et la N150 à N170E. Elles sont d'une manière générale exprimées par des filons de quartz (Fig. III.4.).

2.1. Les fractures ENE-WSW

Les filons de quartz de cette direction sont localisés dans deux couloirs d'allongement N80E d'une dizaine de km de longueur et de 1,5 km de largeur séparant des zones pauvres ou stériles. Ces filons correspondent à des structures bréchiques à éléments de roches encaissantes et à ciment siliceux exprimé principalement sous forme de quartz massif blanc et du quartz en peigne. Du quartz bréchique avec silicifiant est également observé. Celui-ci se présente en un chevelu centimétrique parfois oblique de quelques degrés sur la direction principale du filon. Les minéraux autres que le quartz sont rares, seule la barytine y a été notée. La puissance de ces filons peut atteindre 2 à 3 m. En longueur, ils peuvent être suivis sur environ 1 km.

Ces filons semblent emprunter des failles directionnelles N70-80 mises en évidence à l'échelle de la méséta orientale. Les failles ont joué en décrochement dextre lors d'une phase de déformation tardi-hercynienne. De nombreuses cassures relevées de directions variables sont la réplique à échelle inférieure de ces accidents. Nous en donnons quelques exemples :

* L'organisation spatiale de fractures de second ordre, ici en tension, par rapport à la discontinuité principale. Le cas est observé à Koudia (Fig. III.5.).

* Présence d'une zone de relai de deux tronçons de faille à N70-80E au pas à droite sur cisaillement latéral dextre. Dans l'espace compris

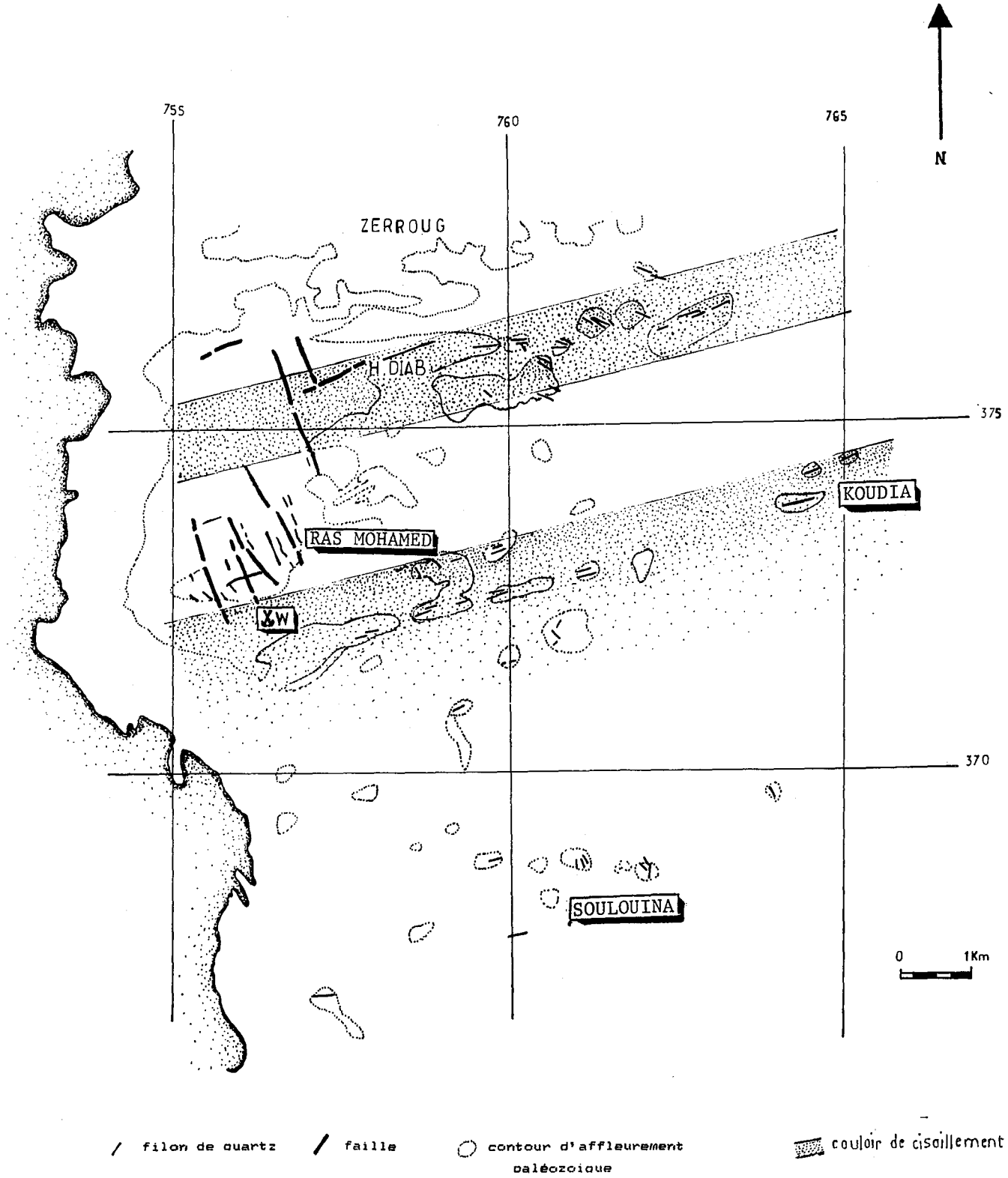


Fig. III.4. Localisation des failles et filons de quartz dans la région d'H. Diab.

entre ces deux tronçons, la zone de déplacement maximum à une direction de N110E. Cette zone est parcourue par trois types de fractures : deux familles conjuguées à N160 et N105, une famille à N120E dominante assimilable à des fractures de tension T. Cette disposition est comparable à celle qui prévoit le calcul (Segall et Pollard, 1980) (Fig. III.6.).

* En continuité vers l'Ouest de cette zone de relai, des structures C-S (Berthe et al., 1979) sont observées (Fig. III.7). Les relations angulaires des plans (C) avec les plans (S) permettent d'estimer l'intensité du cisaillement γ en comparant leur évolution au modèle du cisaillement simple de Ramsay et Graham (1970). Le taux de déformation γ est donné par la relation tg 2 θ = 2/γ (Ibid, équation 36). Les mesures faites aux points (X = 755,12 ; Y = 375,37) et (X = 757,12 ; Y = 375,37) évaluent le taux à 0,72 qui reste tout de même une valeur approximative étant donné qu'on ne connaît pas la valeur de γ à travers toute la largeur de la zone de cisaillement. Le déplacement estimé par la relation

$$D = \int_0^x y \, dx$$

(Ibid) ne peut être apprécié.

2.2. Les fractures sub-méridiennes

Elles sont exprimées plus particulièrement dans le secteur de l'ancienne mine à tungstène où elles soulignent des cisaillement senestres NW-SE à NNW-SSE d'amplitude hectométrique[1]. Ces fractures sont généralement jalonnées de quartz clair et translucide renfermant une minéralisation à tungstène et sulfures.

2.3. Relation chronologique

La chronologie d'expression de ces deux cisaillements reste à confirmer puisque à l'exception d'une observation ponctuelle réalisée au niveau d'un affleurement du syénogranite de Soulouina, nous n'avons pas

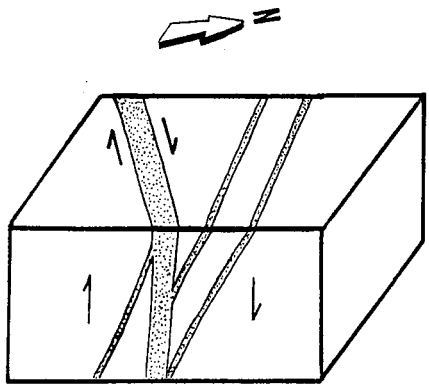


Fig. III.5.

Schéma d'interprétation dynamique des filons de quartz à Koudia (X = 765 ; Y =374).

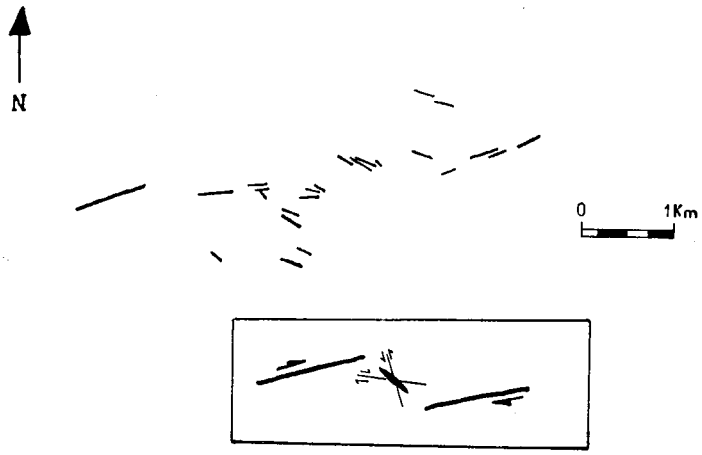


Fig. III.6.

Structure en relai dans l'alignement filonien septentrional d'H. Diab.

modèle théorique d'un zone de relai (d'après Segall et Pollard, 1980)

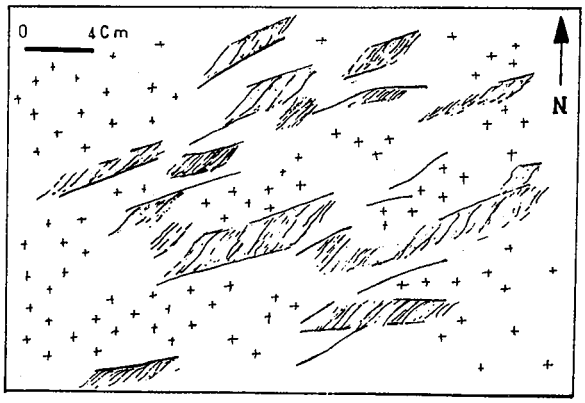
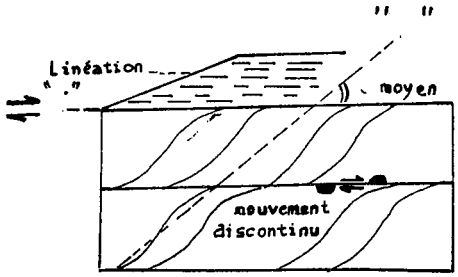


Fig. III.7.

Structure C-S observée dans un filon de microdiorite quartzique (X = 757 ; Y = 375,5).



Représentation schématique des structures de type C-s :
C = plan de mouvement discontinu
S = plan d'applatissement XY de l'ellipsoïde de déformation finie.

noté de recoupements entre ces deux directions. Selon leur disposition géométrique dans ce massif (Fig. III.8.) les fractures ENE post-datent celles subméridiennes. Ce fait peut alors se préciser si l'on s'intéresse à la nature de la minéralisation. Celle-ci est de basse température dans les fi-

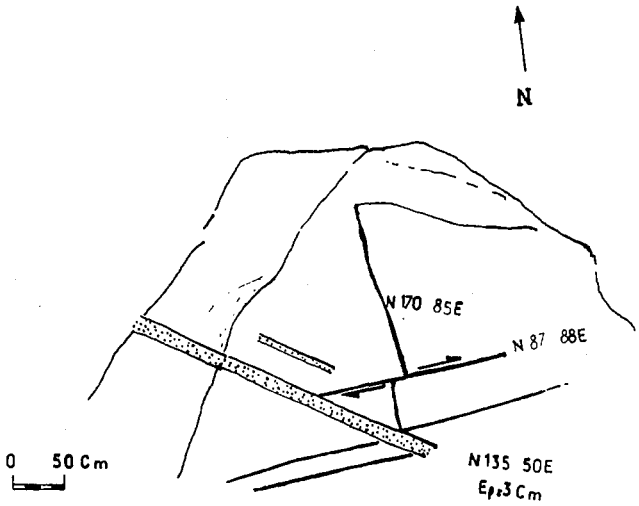


Fig. III.8. Chronologie d'expression des fractures ENE et NNW.

lons ENE avec essentiellement de la barytine et plus ou moins de la calcite par contre, les filons subméridiens recèlent une minéralisation dite "chaude" avec de la wolframite, bismuth natif et sulfures (mispickel, pyrite ...).

2.4. Conclusion

La région d'H. Diab est structurée par deux cisaillements N80E et N150-170E jouant respectivement en dextre et senestre, localisés d'une manière générale en bordure ou à proximité de massifs granitiques.

Ces directions seraient à rapprocher des deux familles de cisaillement ENE dextre et subméridienne senestre mise en évidence dans la méséta marocaine (Lagarde, 1985) et qui interviennent au cours d'un épisode compressif tardi-hercynien.

L'individualisation de ces zones de ciasaillement à H. Diab pourrait être contrôlée par une fracturation préexistante de la même manière que celle qui contrôle la mise en place des différentes unités plutonites. La succession d'expression de ces deux décrochements reste à mieux préciser même si certains faits plaident en faveur d'une postériorité du mouvement dextre.

3 - Organisation structurale de la mine d'H. Diab.

Cette ancienne mine est située en bordure ouest du massif granitique d'H. Diab. Elle correspond à un champ filonien recoupant le granite et son encaissant. La disposition de ces filons, formés de quartz minéralisé en wolframite et sulfures, est organisée en plusieurs faisceaux parallèles orientés transversalement par rapport à la structure de l'encaissant métamorphique avec une direction générale à N150-170E (Fig. III.9).

3.1. Contexte géologique

L'environnement géologique de la mine est constitué d'apophyses de granites à biotite du massif sousjacent d'H. Diab. A ces apophyses et à leur encaissant se surimpose une activité hydrothermale, exprimée essentiellement par une phase de tourmalinisation et micacée, dessinant une auréole centrée sur le secteur de la mine (Fig. III.1.). Celui-ci est sectionné par de nombreuses failles senestres parallèles de direction N155-165E. L'absence d'un niveau repère dans ce secteur n'a pas permis d'évaluer le déplacement engendré par ces failles. Une valeur approchée par défaut de ce mouvement peut toutefois être déduite à travers le décalage d'un filon microgranitoïde (Fig. III.10.). Celui-ci est de l'ordre de 80 m. Le parcours de ces failles est représenté par des filons de quartz translucides parfois minéralisés en tungstène et sulfures et dont la puissance n'excède pas 60 cm. La galerie de prospection large de 2 à 3 m et située au Sud du puits

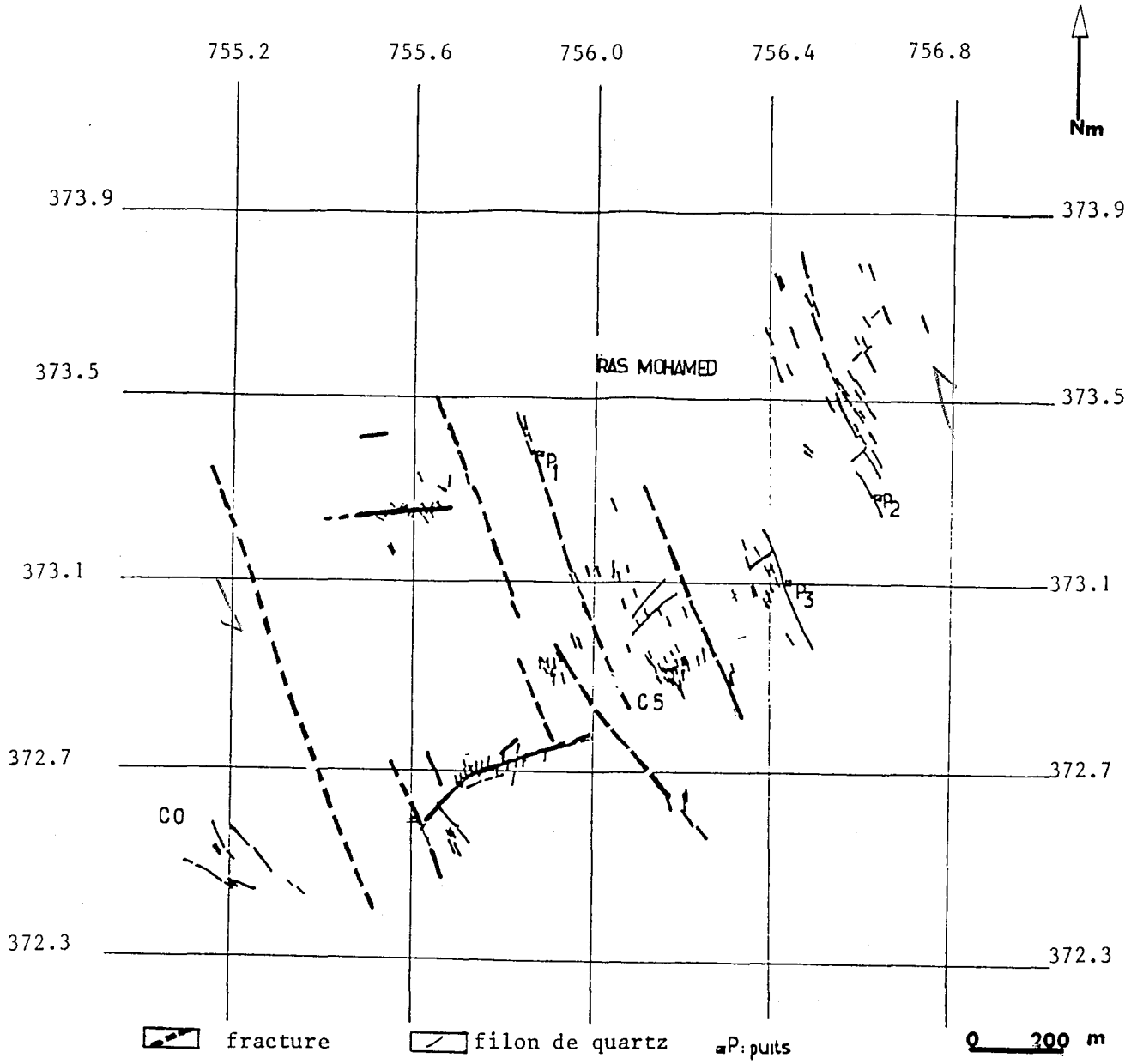


Fig. III.9. CARTE DE LA DISPOSITION DES FILONS DE QUARTZ DANS LE SECTEUR DE L'ANCIENNE MINE A TUNGSTENE D'HASSIANE DIAB.

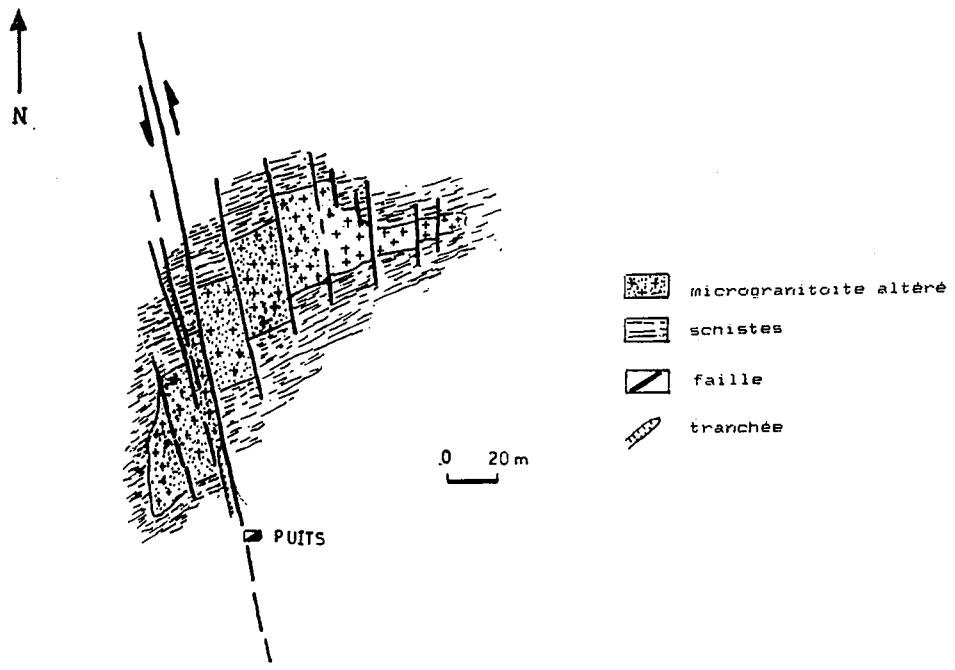


Fig. III.10. Cisaillement senestre décalant une lentille de microgranitoïde dans le secteur de l'ancienne mine à tungstène d'H. Diab (x = 755,8 ; Y = 373,9).

III à -55 m de profondeur (Fig. III.11.) est tracée dans une zone de broyage. Elle longe la zone de cisaillement à N165 mais elle n'est pas rectiligne puisqu'elle suit tantôt le cisaillement à N165 tantôt des fractures de type Riedel à N150E (Fig. III.12.). Cela implique la présence de plusieurs fractures à N165E. En effet, à l'extrémité Sud de la galerie, au niveau du travers Est à -40 m, sont observés quatre filons de quartz sur 15 m.

3.2. Le champ filonien minéralisé

L'exploitation, par une société filiale de Penarroya, des filons de quartz minéralisés en tungstène qui démarra en 1954 fût stoppée net (6 mois après) par l'effondrement des cours de wolfram. Les travaux effectués alors se résument en :

- un certain nombre de tranchées grattées le long des principaux filons du champ.
- 3 puits profonds jusqu'à -90 m.

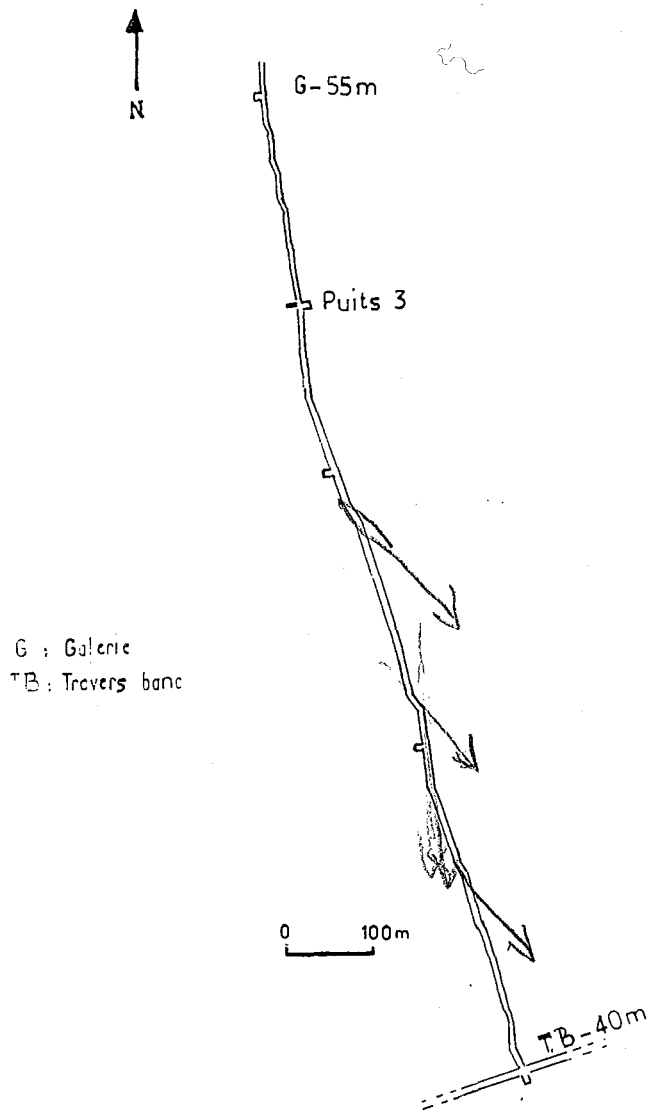


Fig. III.11. Tracé de la galerie à - 55m.

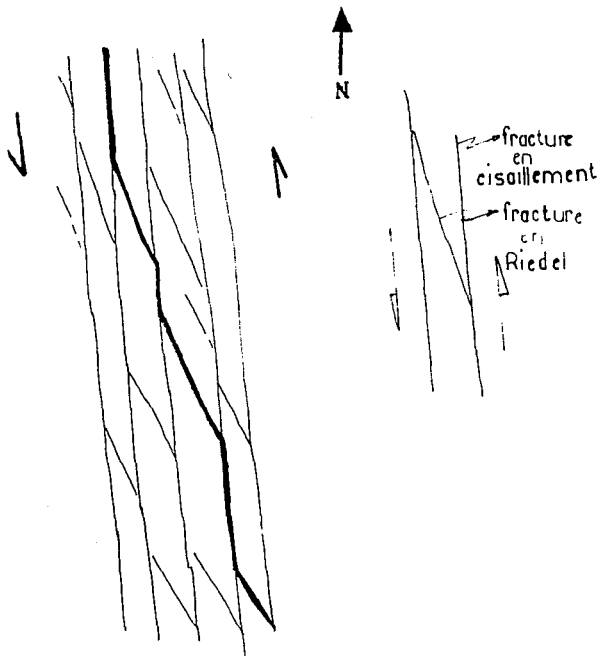


Fig. III.12.

Schéma interprétatif du tracé de la galerie à - 55m.

- 3 km de galeries, travers bancs ou traçages divers.

La teneur d'exploitation était de 0,35%WO3. Récemment le B.R.P.M. a entrepris des travaux de recherches visant à revaloriser les potentialités de cette ancienne mine. Une campagne d'échantillonage et 13 sondages carottés totalisant 3472 m furent exécutés entre 1983 et1985. Les estimations donnent un tonnage de 351 000 T pour 1088 T de WO3.

Les filons minéralisés dans ce champ s'organisent d'une manière générale en plusieurs faisceaux délimitant les stocks granitiques mis en évidence à cet endroit.

3.2.1. Le système filonien de Ras Mohamed.

Il est formé de deux faisceaux parallèles NNW-SSE séparés par une zone dépourvue de filons larges de 200 m et que correspond à l'emplacement d'une masse granitique révélée par sondages carottés (Fig. III.13.). Dans ces deux faisceaux, une succession de tranchées de profondeur métrique jalonnent les principaux filons (ceux dont la puissance dépasse 10 à 15 cm) et qui ont permis de mesurer leur pendage difficile à déterminer ailleurs. Il importe toutefois de signaler que ces pendages ne sont qu'apparents car établis sur des coupes (fronts de taille) verticales ne dépassant pas 1 à 2 m.

Le faisceau Est de direction générale N150-160E montre une structure arquée qui est plus accusée vers sa moitié sud.

Là, les filons montrent une orientation à N145-150 et un pendage de 85° à subvertical vers l'Ouest. Le faisceau Ouest à l'affleurement paraît moins prolongé que son congénère Est. Il montre également une configuration tordue, bien illustrée par le filon F3 qui se prolonge sur 250 m au Nord du puits III.

Ce faisceau montre une orientation générale à N150E et un pendage de 80 à 85 vers l'Est.

Au niveau du système filonien de Ras Mohamed, nous disposons de nombreux sondages carottés d'une longueur de 180 à 300 m surtout axés sur le faisceau ouest (Fig. III.14.). Ils étaient destinés à recouper la direction de filons minéralisés connus ou nouveaux pour les localiser. Nous avons projeté sur un plan horizontal (niveau 0 m) l'ensemble de ces son-

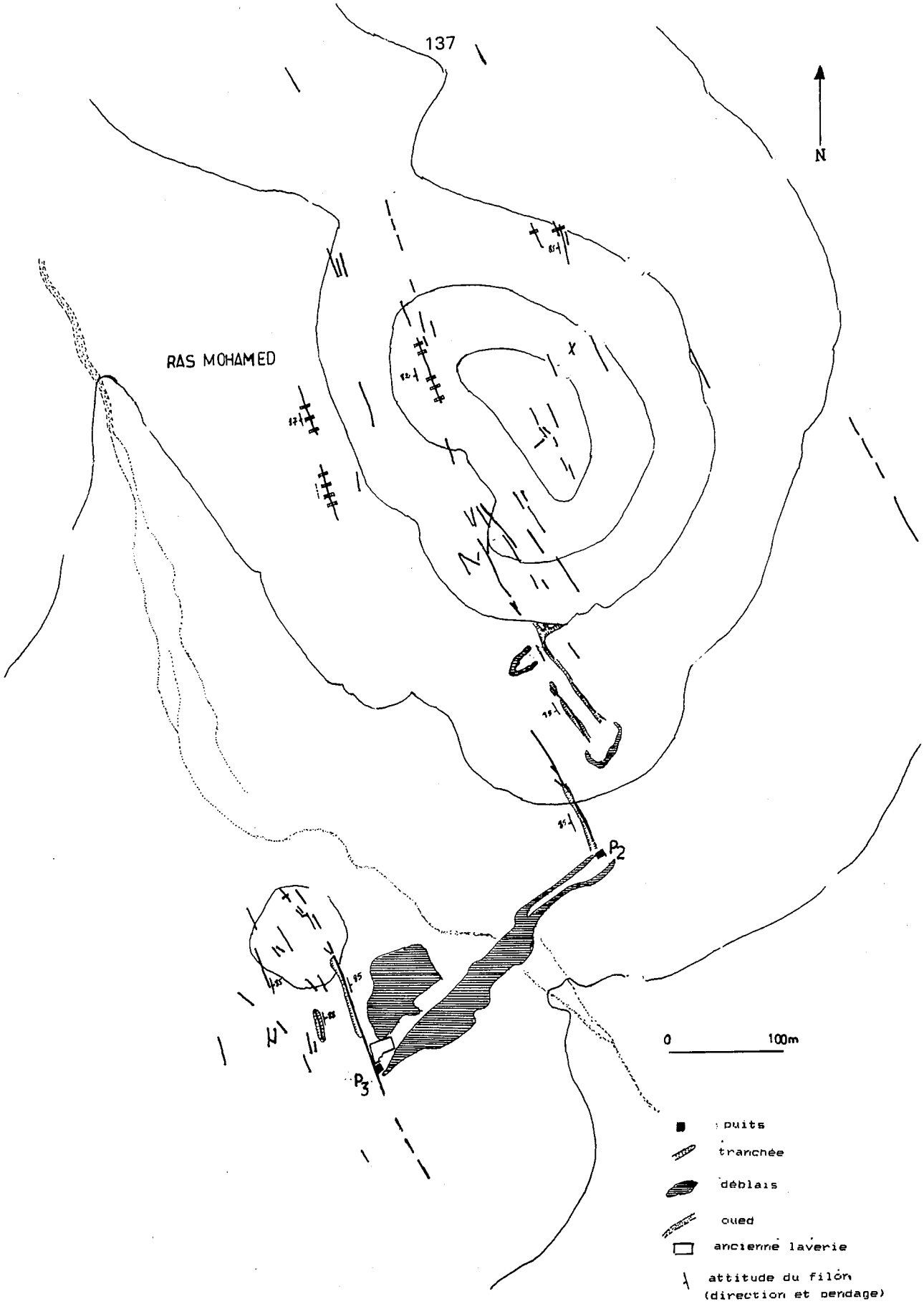


Fig. III.13. Disposition des filons de quartz à Ras Mohamed dans le secteur de l'ancienne mine à tungstène d'H. Diab.

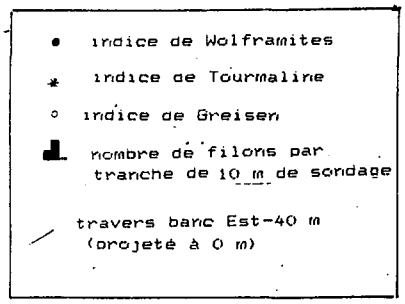
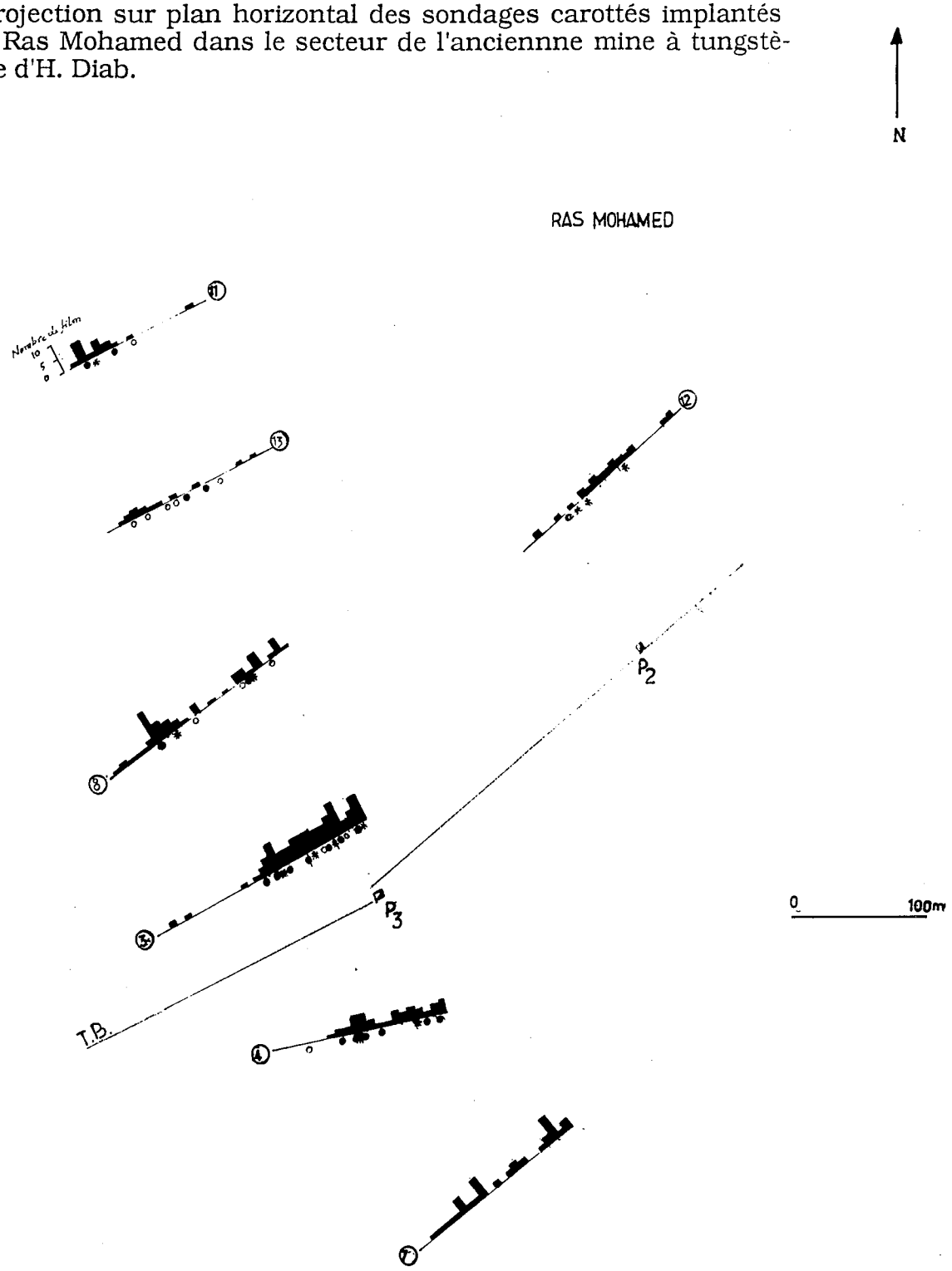


Fig. III.14.

Projection sur plan horizontal des sondages carottés implantés à Ras Mohamed dans le secteur de l'anciennne mine à tungstène d'H. Diab.



dages dont on a renseigné les profils avec des critères qui soulignent une activité hydrothermale particulière quelque soit l'encaissant ; granite à biotite, microgranite à biotite, cornéennes ... Ce sont les indices de wolframites, de sulfures, de tourmaline et des greisen qui sont notés à l'examen des carottes. Les faisceaux de filons et filonnets de quartz minéralisés sont visualisés par le cumul de leur nombre par tranche de 10 m de carottes.

Les histogrammes de fréquence montrent des maxima correspondant généralement aux filons épais (> 10 cm) associés à leurs filons et filonnets de quartz à quelques centimètres.

Dans les deux faisceaux, les filons d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique sont peu nombreux et montrent une ouverture contemporaine avec d'autres filons et filonnets de quartz de puissance allant du millimètre à quelques centimètres et qui leur sont obliques de 10 à 20° (Fig. III.15.). Cette organisation souligne que le mécanisme d'ouverture est régi

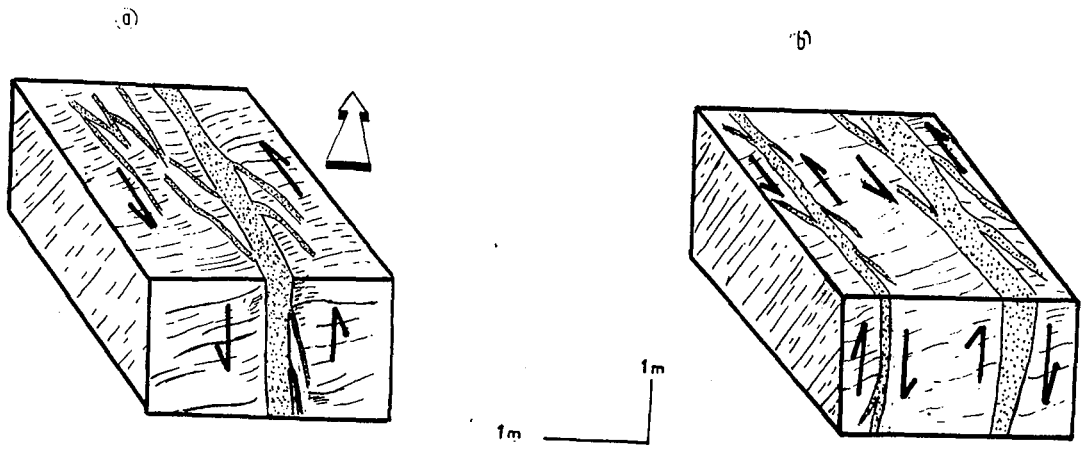


Fig. III.15. Schéma d'interprétation dynamique des filons de quartz observés au niveau des tranchées au Nord des puits P3 (a) et P2 (b) (secteur de Ras Mohamed).

par un cisaillement senestre. De surcroît, les observations réalisées aux fronts de taille des tranchées, aussi bien dans le faisceau Est que Ouest

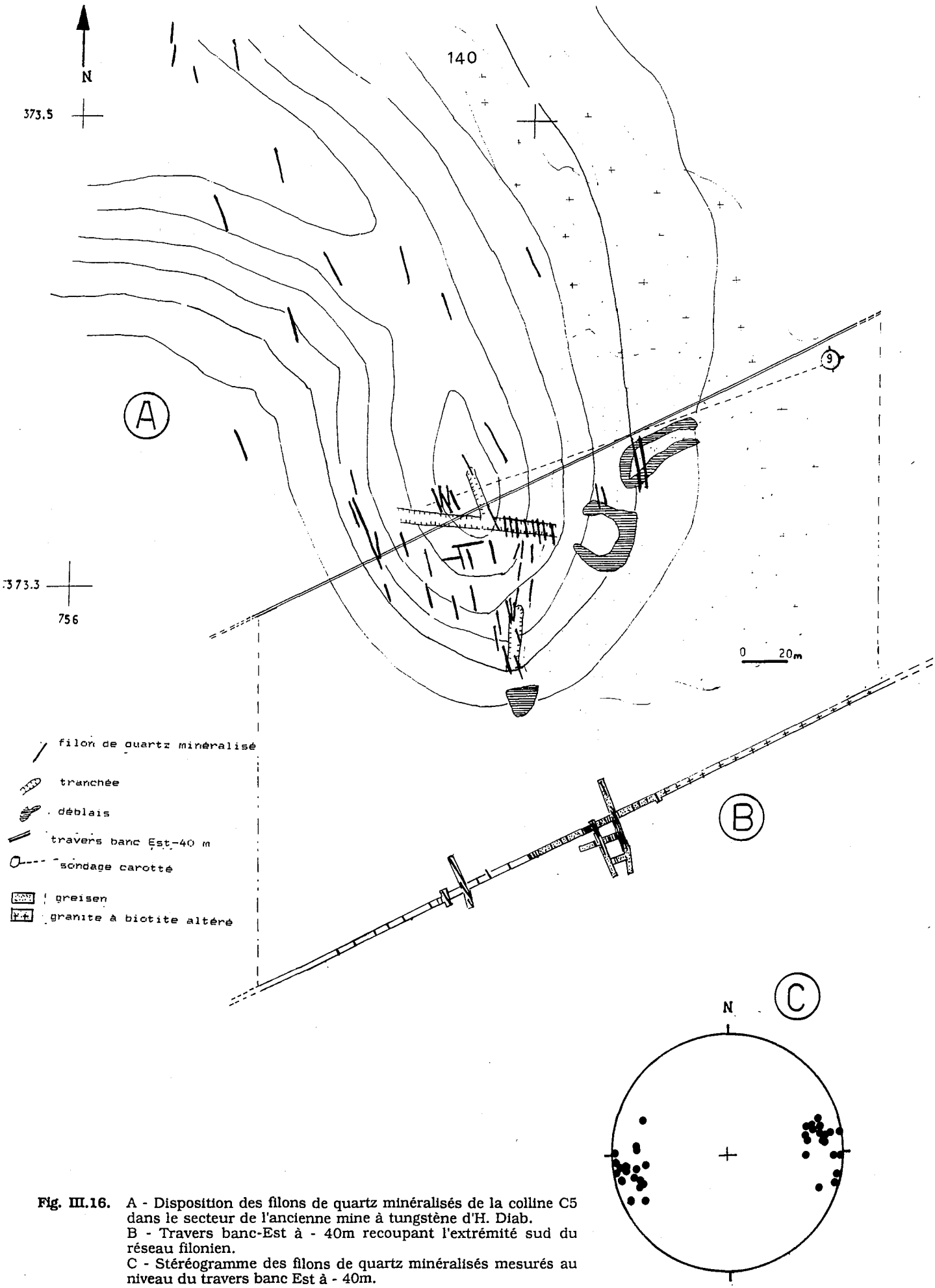


Fig. III.16. A - Disposition des filons de quartz minéralisés de la colline C5 dans le secteur de l'ancienne mine à tungstène d'H. Diab.
B - Travers banc-Est à - 40m recoupant l'extrémité sud du réseau filonien.
C - Stéréogramme des filons de quartz minéralisés mesurés au niveau du travers banc Est à - 40m.

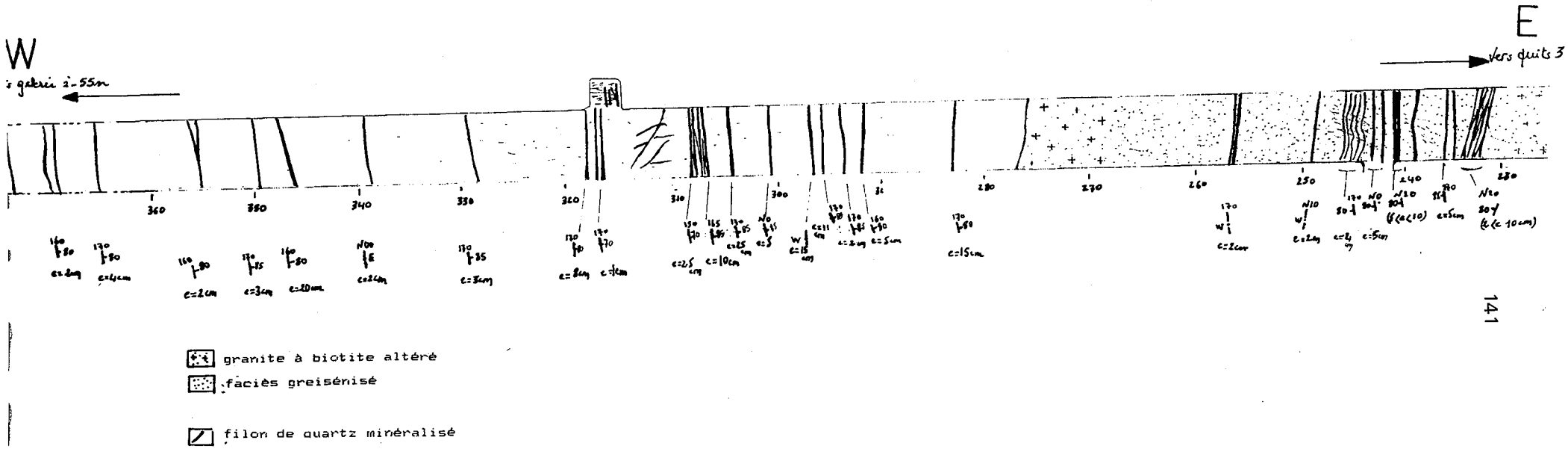


Fig. III.17. Répartition des filons de quartz minéralisés le long du travers banc Est à - 40m. A noter le gauchissement observé sur certains filons.

III.15

montrent des cisaillements inverses aux épontes des filons (Fig.). Or ce mouvement est peu propice à l'ouverture des fractures et par conséquent à leur remplisage ce qui justifie une meilleure connaissance de la "physionomie" des filons. Les corrélations entre les filons à l'affleurement et en sondages ne sont pas réalisables à cause de leurs ramifications. En plus, les données de sondages disponibles ne renseignent que rarement sur la puissance des filons.

3.2.2. Le système filonien de la colline C5

Il est localisé à l'ouest de Ras Mohamed délimité par des fractures subméridiennes senestres à N155-165E. Les tranchées de surface n'ont pas recoupé essentiellement que la moitié Est de ce réseau (Fig. III.16.a) dont les filons montrent en général une orientation qui varie de N165à N05E avec un pendage subvertical à 80 ouest. L'ouverture des filons est contemporaine d'un jeu senestre, elle se fait suivant un mécanisme identique à celui observé à Ras Mohamed. Le travers banc Est à -40 m a quant à lui recoupé l'extrémité sud du dispositif filonien, là où la densité des filons est notable 20 à 30% (soit 20 à 30 cm de filon, par mètre de comptage). Le relevé de l'attitude des filons à ce niveau montre leur répartition en un faisceau subvertical (Fig. III.16.c) disposé à cheval entre la bordure du granite à biotite greisenisé et son encaissant métamorphique (Fig. III.16.b). De nombreux filons montrent des gauchissements. Des jeux inverses sur épontes sont également observés (Fig. III.17.). Associées à cela la présence de structures de bréchification soulignées par des digitations quartzeuses empruntant les fissures et plans de stratification.

3.2.3. L'indice de la colline ouest CO

Cet indice est situé à l'extrémité ouest du gisement (Fig. III.18.). Il est constitué par une demi-douzaine de filons de quartz minéralisés en wolframite. Ces filons ont entre 10 et 25 cm de puissance et possèdent une direction moyenne N120 à 130E. Ils sont intrusifs dans le granite à biotite affleurant à cet endroit et qui a subi une importante altération hydrothermale. La roche a alors un aspect leucocrate, elle est kaolinisée et

755.2

143

755.4

N

1260

C.O

372

755.4

1250

0 20m

granite à biotite

filon de quartz

Fig. III.18. Disposition des filons de quartz dans la colline CO située à l'extrémité ouest dans le secteur de la mine d'H. Diab.

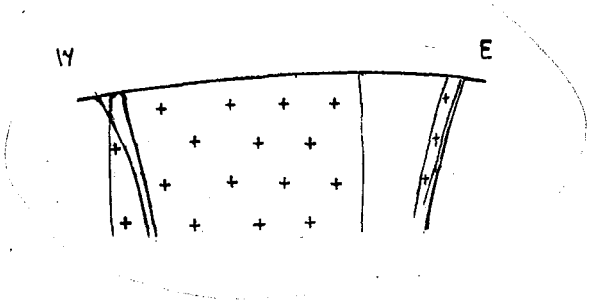


Fig. III.19. Disposition des filons de quartz autour du pointement granitique de la colline ouest (CO).

greisénisée à l'éponte des filons. L'attitude de ces derniers est représentée sur la figure III.19. Les filons situés au Sud, montrent un pendage de plus en plus important en direction du granite. Un des filons montre une forme courbe bien soulignée par la variation du pendage.

3.3. Approche du mécanisme de formation des filons minéralisés.

L'organisation du champ filonien d'H. Diab en plusieurs faisceaux bordant des stocks granitiques pourrait être expliquée par une différence de compétence mécanique entre le granite et l'encaissant métamorphique. En effet, Ingles (1983) a montré expérimentalement que lorsqu'un matériau composé de milieux réhologiquement différents est soumis à une contrainte, il se créee un cisaillement à l'interface avec une déformation plus importante dans le milieu le moins compétant.

Si l'organisation spatiale des faisceaux filoniens peut être interprétée, le mécanisme d'ouverture des filons pose problème. Les corrélations entre les filons à l'affleurement et en sondage qui pourraient éventuellement apporter des éléments de réponse sont rarement réalisables puisque les données de sondages disponibles ne renseignent qu'exceptionnellement sur la puissance des filons.

Le sondage HD12 peut toutefois approter quelques indications ; la combinaison entre les relevés de filons à l'affleurement, en travers banc et en sondage permet de construire le schéma suivant (Fig. III.20.). Déjà, on peut constater qu'il y a rétrécissement voir "dégénérescence" des filons en profondeur. Ainsi le filon "F2" dont la puissance atteint 80 cm en surface ne semble pas être récoupé par le sondage ou alors il est réduit à une épaisseur d'ordre centimétrique.

Le raccord entre les filons à différents niveaux de profondeur est difficile à établir en tenant compte de leur variation d'épaisseur et de leur ramification. Dans l'hypothèse où le filon épais de 8 cm relevé en sondage s'alignerait en continuité avec le filon "F2"" ou "F2'," sa forme générale serait, dans les deux cas courbe et de ce fait comparable à celle constatée au niveau de la colline ouest (co). Dans ce cas, les mécanismes de formation des filons peut être interprété comme suit : d'abord, une initia-

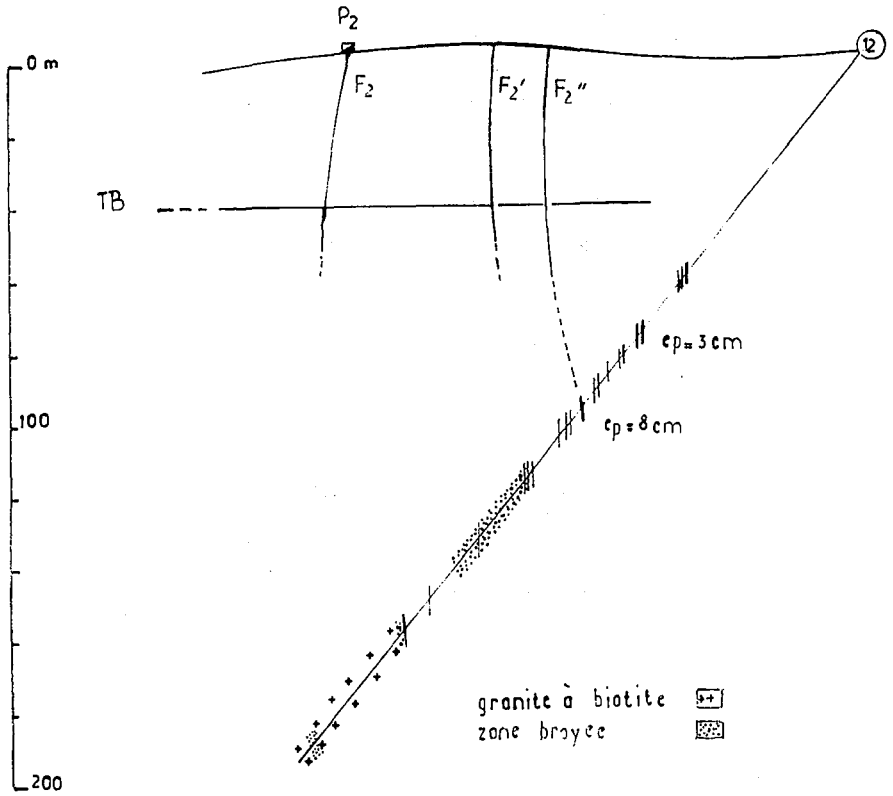


Fig. III.20. Coupe interprétative de l'évolution des filons de quartz en profondeur.

Fig. III.21. Interprétation possible du mécanisme de formation des filons de quartz.

des fractures d'aspect courbe probablement conditionnée par la présence de blocs granitiques. Ces fractures fonctionneraient ensuite en "jeu normal" qui pourrait être du à un relachement des contraintes suivant immédiatement le mouvement de cisaillement (Fig. III.21.). De surcroît, ce mécanisme permet non seulement d'expliquer les mouvements inverses observés au niveau des filons mais également leur serrage voire disparition en profondeur.

3.4. Conclusion

A la lumière de ces observations certes fragmentaires, le style structural de l'ancienne mine à tungstène d'H. Diab serait aux faisceaux de fractures serrées et répétées, jalonnant le contact granite-encaissant métamorphique et qui constitue un lien privilégié pour l'expression de la fracturation. Cette dernière joue en cisaillement senestre relayé par un mouvement normal mettant en ouverture les fractures et donc favorisant la mise en place de la minéralisation.

PARTIE IV

HYDROTHERMALISME ET MINERALISATION

IV - HYDROTHERMALISME ET MINERALISATION

1 - Altérations liées aux circulations fluides

1.1. L'altération micacée

Les différents faciès de l'unité granitique sont affectés par une transformation deutérique exprimée principalement au niveau du granite à biotite du secteur de l'ancienne mine à tungstène d'H. Diab par la présence essentiellement de micas blancs et de tourmaline. Cette altération qui se fait progressivement peut prendre une ampleur considérable aboutissant à de véritables masses greisenisées(1) ou se limiter à quelques centimètres d'épaisseur en bordure des filons de quartz minéralisés en wolframite et sulfures. Des faciès des greisens(2) fissuraux et de muscovitites filoniennes sont également observés.

1.1.1. Pétrographie des différents faciès d'altération

1.1.1.1. Le granite en voie de muscovitisation

La muscovitisation du granite peut se faire d'une manière diffuse affectant la roche dans sa masse ou se limiter à la périphérie des filons de quartz minéralisés ou des fractures. La roche altérée présente alors un aspect leucocrate qui la nuance nettement du granite sain. Le passage de la roche intacte à celle altérée est progressif, il se fait par :

- une destruction des minéraux potassiques notamment la biotite et le feldspath K. Ce dernier ne subsiste plus qu'à l'état de reliques remplacés par le quartz et la muscovite en proportions variables. Les biotites sont également transformées mais progressivement en muscovites. Ces différents remplacements se font selon les réactions suivantes :

3 orthose + $2H^+$ ==== muscovite + 6 quartz + $2K^+$

biotite === 1 muscovite + 2 quartz

(1) Le terme de greisen a un sens purement descriptif puisque le mécanisme générateur de ces faciès est autre qu'un processus de greseinisation.
(2) idem

WO3	0.69	3.85	0.63	3.10	0.86	1.81
TiO2	98.02	93.58	98.24	94.51	98.13	97.57
Ta2O5	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	0.51	1.72	0.46	1.39	0.37	0.53
SnO2	0.01	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NbO5	0.37	0.49	0.40	0.31	0.29	0.19
Total	99.60	99.66	99.77	99.46	99.71	99.57

Tableau IV.1. Analyses à la microsonde Camebax des rutiles de la mine d'H. Diab (Ech. 15).

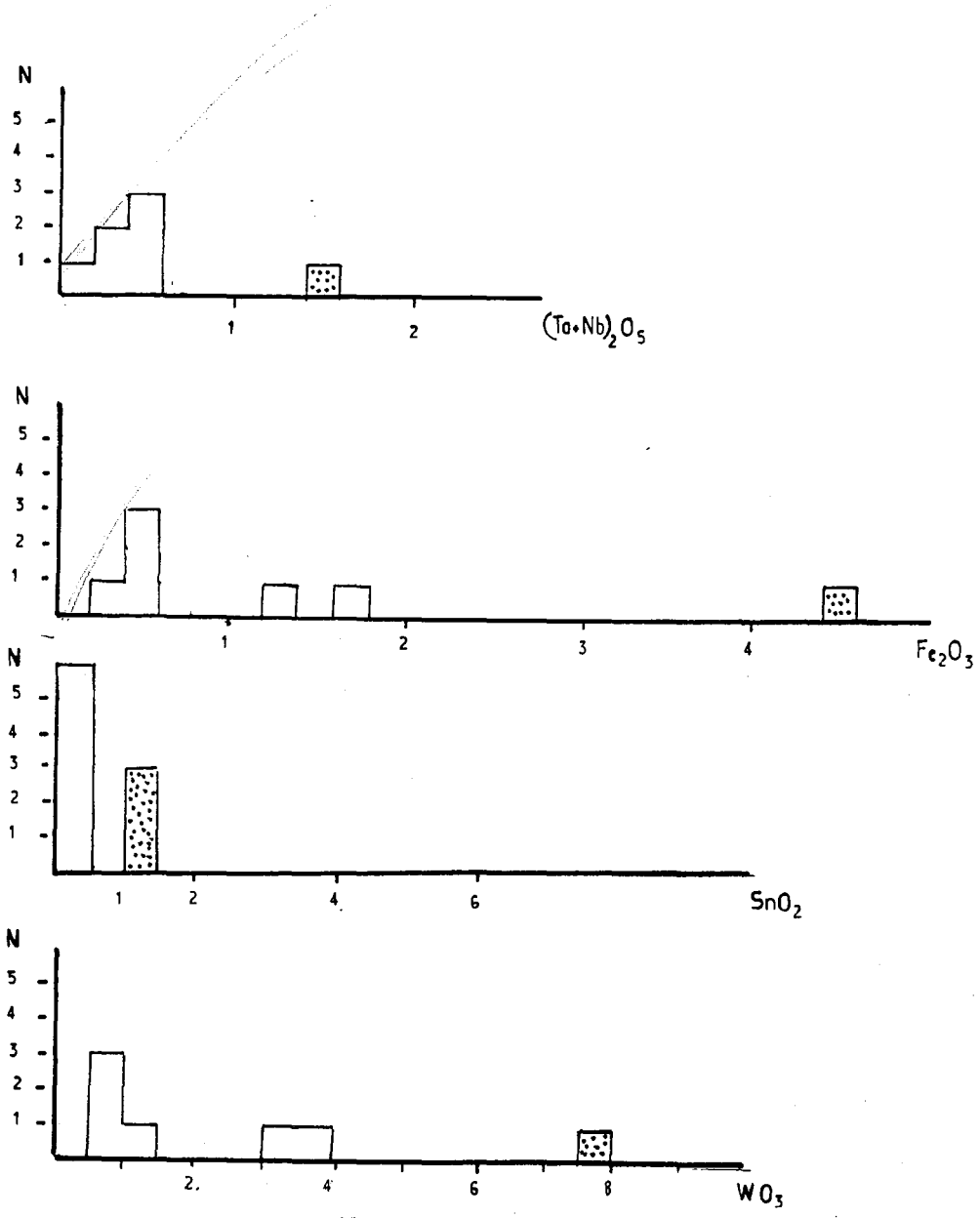


Fig. IV.1. Histogramme des contenus en (Nb + Ta)$_2$O$_5$, Fe$_2$O$_3$, SnO$_2$ et WO$_3$ des rutiles de la mine d'H. Diab comparé à celui de la mine de Monte Nemé. n = nombre de mesures, rutile de la mine d'H. Diab, rutile de la mine de Monte Nemé (Gouanvic, 1983).

- les plagioclases sont les minéraux qui résistent le mieux au développement généralisé de la muscovite.

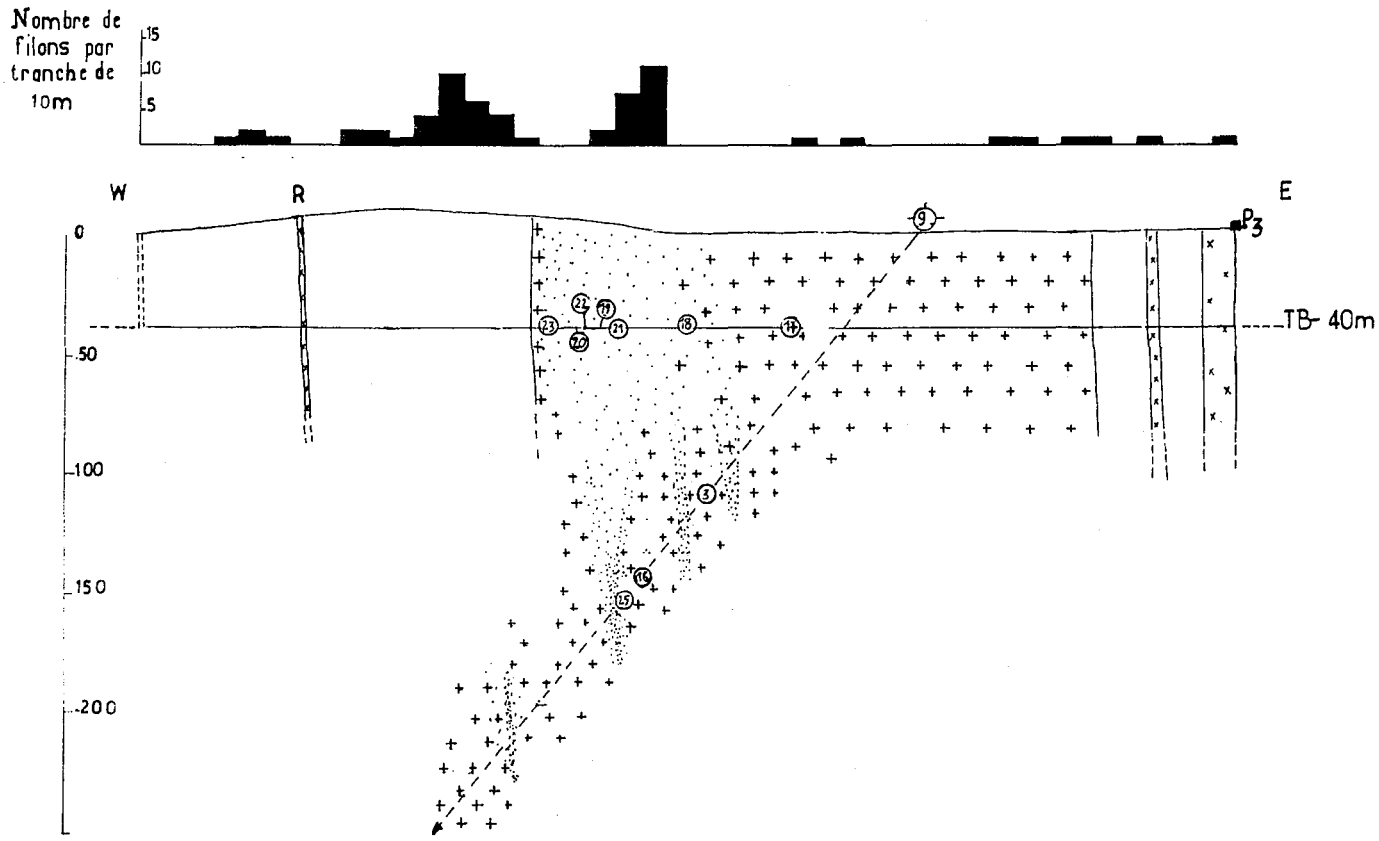
Cependant, ils sont intensément transformés, généralement blanchis (kaolinisés) ce qui rend difficile leur récupération en lames minces.

Toutefois, certaines sections voient leur teneur en anorthite diminuer corrélativement au développement de la sérécite. Ramboz (1986) évoque la réaction de substitution suivantes An + 0,105, Qz + ... --> 0,7 Mu.

- cristallisation importante de la muscovite aux dépens de tous les minéraux du granite, quelque soit leur chimisme. Cette muscovitisation s'accompagne du dépôt de quartz en individus monocristallins ou en plages xénomorphes corrodant les minéraux en voie de transformation. Les cristaux de tourmaline en quantité très accessoires sont également observés. Le processus d'altération s'accompagne d'une destruction complète de la texture de la roche.

1.1.1.2. Les greisens fissuraux

Le relevé du sondage carotté HD9, oblique sur le tracé du travers banc à -40m d'un angle de 5° et plongeant de 50° vers l'Ouest sur une longueur de 299,9 m, a permis de distinguer du greisen fissural montrant un contact flou avec le granite à biotite encaissant. Ces greisens correspondent à une association symplectique du quartz et muscovite millimétrique montrant quelques traces de déformation (muscovite kinkée, quartz avec extinction ondulante ...) plus du rutile comme phase accessoire se présentant en sections arrondies de 1 à 2 mm de diamètre. Les analyses microsondes de ce minéral (Tabl. IV.1.) ont donné des teneurs très faibles en Fe, Nd, Ta, Sn et W comparativement à celles contenues dans le greisen de la mine à Sn-W de Mont-Nemé formée d'un cône sheet filonien à l'aplomb d'un apex endogranitique porteur de la minéralisation métallifère (Gouanvic, 1983) (Fig. IV.1.). Ces rutiles s'approchent plutôt de ceux des prophyres cuprifères. Ces derniers (provenant de la destruction du sphène, de la biotite des encaissants altérés) sont libres d'éléments "polluants" (Williams et Cesbron, 1977 ; Czamanske et al., 1981). Ils sont en particulier dépourvus de niobium et tantale.



greisen
granite à biotite
microgranite à biotite

TB travers banc Est -40m

sondage carotte

p puits de mine

nombre de filons de quartz par tranche de 10m

R : recoupe :départ vers galerie à -55m.

Fig. IV.2. Coupe interprétative du mode de formation de la masse greisenisée présente dans le secteur de la mine d'H. Diab.

1.1.1.3. Le greisen sous forme diffuse.

Il forme une masse blanchâtre large d'une cinquantaine de mètres et localisée à l'extrémité ouest de l'apophyse granitique recoupée par le travers banc Est à -40 m (Fig. IV.2.). La roche est poreuse, d'aspect leucocrate, elle est enrichie en muscovite et montre des feldspaths kaolinisés. Son contact avec le granite à biotite est progressif. Microscopiquement, la roche est formée essentiellement du quartz et de la muscovite avec parfois de la tourmaline. Le quartz se présente d'une maniètre générale sous deux habitus :

- en plages globuleux monocristallines de 2 à 3 mm de diamètre incluant parfois des petites paillettes de biotite. Certaines sections montrent une auréole de nourrissage en silice large de 0,2 à 0,5 mm et jalonnée de petites sections de muscovite (Fig. IV.3.).
- en cristaux xénomorphes inframillimétriques.

La muscovite montre plusieurs aspects :

- en facules colmatant des fissures dans la roche,
- en agrégats polycristallins de lamelles millimétriques xénomorphes et entremêlées souvent souillées par des tâches d'xoydes de fer.
- en feutrage de petites lattes inframillimétriques associées à des "gouttes" de quartz. L'ensemble est de forme régulière moulant la forme d'anciens feldspaths.

La tourmaline est une schorlite évoluant vers la composition de dravite en périphérie(1). Elle apparaît en plages associées avec muscovites et renfermant parfois des reliques d'oxydes ou d'anciens clivages soulignés par des impûretés ferrifères. Les feldspaths sont généralement lessivés et ne subsistent que par leurs cavités idiomorphes. L'échantillon ( ) renferme des plages de jarosites riches en alcalins (3,9% Na2O et 4,87% K2O) et en aluminium (2,39%) parsemant la roche associées à des feldspaths complétement pseudomorphosés, parfois ne subsistant qu'en reliques dilacérées par du quartz et de la muscovite (Fig. IV.4.). Des placages de calcites sont également observés.

(1) cf. tourmalinisation.

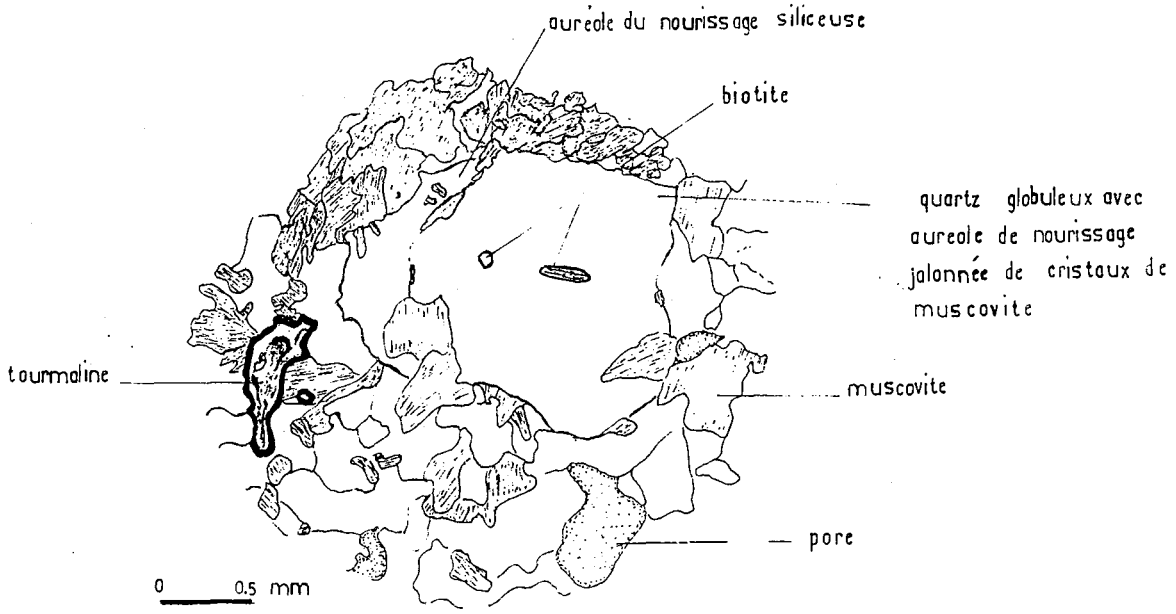


Fig. IV.3. Aspect microscopique du faciès greisenisé, observé au niveau du travers banc Est à -40 m (Ech.19) (cf. figure IV.2) pour sa localisation).

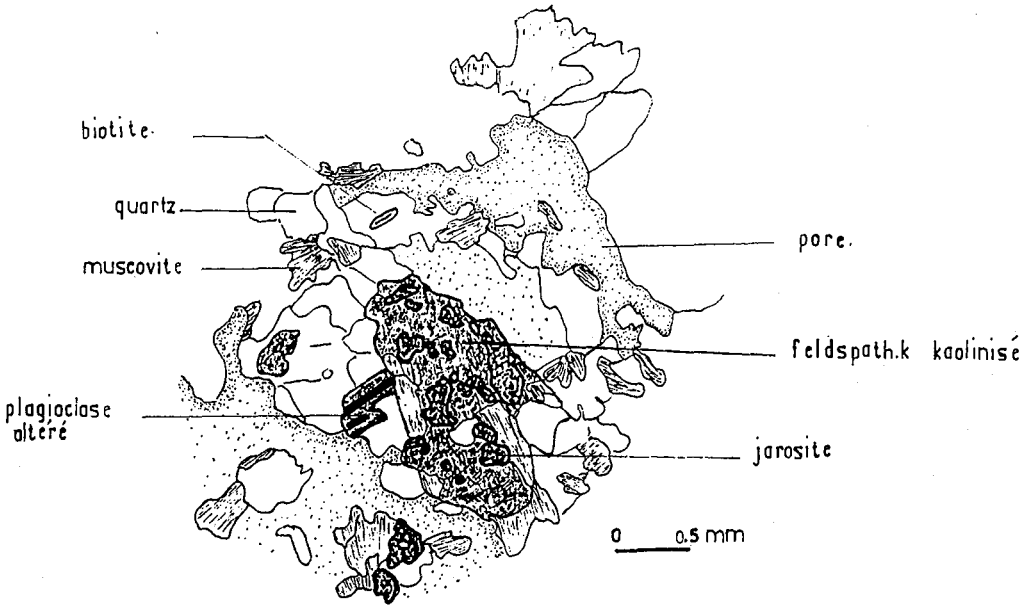


Fig. IV.4. Aspect microscopique du granite à biotite altéré au niveau du travers banc à -40 m (Ech.18) (cf. figure IV.2) pour sa localisation).

La roche montre également des biotites résiduelles blindées dans du quartz avec un rapport Fe/Fe+Mg = 54,48%) identique à celui des biotites du granite encaissant ou encore en filets chloritisés jalonnant le clivage des muscovites soulignant la réaction:biotite + quartz + H_2O === muscovite + chlorite.

A noter aussi la présence sporadique de baguettes de zircons zonés d'environ 0,1 mm de long, également rencontrés dans le granite à biotite.

a. Processus d'individualisation du greisen diffus.

A la lumière de ces observations pétrographiques, le processus de formation de ce greisen peut se présenter comme suit : d'abord une altération hydrothermale de l'apophyse granitique qui se marque par un enrichissement en muscovite et une destabilisation du plagioclase. Ensuite, interviendrait une altération supergène qui va lessiver les sulfures, les alcalins et le calcium (ces deux derniers sont déjà remobilisés par la première phase d'altération) sous forme de jarosite et de calcite.

Le résultat final est une roche formée essentiellement de quartz et de muscovite. La rareté des sulfures dans ce faciès en plus de sa porosité concordent avec cette interprétation.

b. Relation entre le greisen fissural et celui d'aspect diffus.

La combinaison entre les relevés du sondage (HD9), du travers banc Est à -40 m et de surface, a permis de dresser une coupe interprétative de l'évolution du faciès greisenisé (Fig. IV.2.) : les fluides hydrothermaux au cours de leur circulation à la faveur d'une préfracturation provoquent un lessivage du granite encaisant suivant une série de réactions aboutissant au dépôt du greisen fissural. La composition du rutile et le contact progressif entre ces deux faciès corroborent cette assertion. Le télescopage de ces chenaux hydrothermaux suivis d'une altération supergène conduit à la formation du greisen d'aspect diffus vers le sommet de l'apophyse granitique.

1.1.1.4. Le faciès à muscovite dominante (muscovitite)

A la côte 234,5 m du sondage HD3 (Fig. IV.5.), un faciès à muscovite dominante (muscoviti te) a été échantillonné. Il se présente en filons de 20 cm d'épaisseur jux taposé à un filon de quartz dépourvu de minéralisation. L'ensemble est encaissé dans un microgranite à biotite.

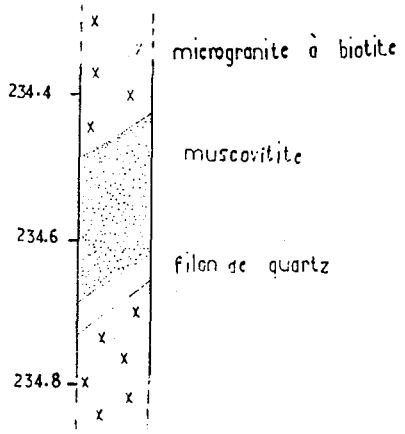


Fig. IV.5. Position de la muscovitite dans le sondage HD3

Macroscopiquement, la roche apparaît beige claire et dotée d'une structure grenue avec des cristaux de taille millimétrique. La muscovite parsème la roche d'éclat brillant. Au microscope, seuls le quartz et la muscovite sont observés. Celle-ci constitue et de loin la phase la plus abondante avec une proportion modale pondérale de l'ordre de 88%. Le quartz quant à lui ne dépase par 6%. Ce dernier est en cristaux subautomorphes à globuleux de 0,5 à 1 mm de diamètre. La muscovite est en position intergranulaire par rapport au quartz. Elle se présente généralement en lattes ou lamelles imbriquées de taille allant de 0,5 à 1,5 mm.

1.1.1.5. Conclusion

Le granite à biotite du gisement d'H. Diab subit une importante altération hydrothermale aboutissant à des faciès composés de muscovite et quartz mais à des proportions variables. Cette altération se traduit par :

- une destabilisation précoce des biotites et fedlspath K en faveur de l'association biminérale muscovite et quartz avec accessoirement de la tourmaline et du rutile.
- transformation des plagioclases dont certaines sections sont remplacées par de la muscovite ou du quartz.

1.1.2. Approche géochimique de l'altération.

Les compositions chimiques moyennes du granite à biotite associé à ses filons satellites microgranitiques et des différents faciès muscovitisés sont consignées dans le tableau IV.2 . Elles permettent de comparer d'une manière générale l'évolution chimique contrôlée par les variations minéralogiques subséquentes à l'altération.

Le granite à biotite d'H. Diab, d'après les conclusions précédentes est de type calcoalcalin, légèrement alumineux avec une composition des biotites intermédiaires entre les pôles sidérophyllite-eastonite et annite-phlogopite.

Au cours de la muscovitisation de ce granite, il y a diminution notable des alcalins, un lessivage du calcium et une augmentation sensible de la silice. Les faciès les plus riches en muscovite présentent en commun un caractère potassique alors que leur contenu en sodium a régressé. L'aluminium augmente corrélativement à une baisse de la silice.

1.1.2.1. Choix des diagrammes chimico-minéralogiques

La destabilisation des feldspaths et la cristallisation du quartz et de la muscovite constituent les transformations minéralogiques majeures qui affectent le granite comme cela a été précisé lors de l'étude pétrographique. Afin d'apprécier le degré de ces transformations nous avons opté pour deux diagrammes chimico-minéralogiques complémentaires :

	granite sain	granite en voie de muscovitisation	greisen diffus	greisen fissural	muscovitite
N	5	7	5	1	1
SiO_2	68.59	70.79	76.72	65.16	45.68
Al_2O_3	15.12	14.83	14.55	19.98	35.56
Fe_2O_3	3.43	2.05	0.56	2.27	1.34
MnO	0.05	0.02	0.01	0.04	0.03
MgO	1.08	0.53	0.27	0.56	0.82
CaO	2.00	0.81	0.00	0.08	0.00
Na_2O	3.00	1.34	0.19	0.23	0.42
K_2O	4.36	4.18	4.38	6.01	10.11
TiO_2	0.46	0.35	0.28	0.52	0.59
P_2O_5	0.20	0.16	0.08	0.24	0.03
PF	1.42	3.58	2.45	3.77	4.79

Tableau IV.2. Compositions chimiques moyennes du granite sain et des faciès muscovitisés.

N : nombre moyen d'analyses

a) Diagramme Q-B-F

Le diagramme défini par La roche (de) (1964) est constitué par la superposition de deux diagrammes rectangulaires

* sur l'axe des abscisses est rapporté le paramètre F = K-(Na + Ca)

* sur l'axe des ordonnées sont reportés les paramètres Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) et B = (Mg + Fe + Ti), le premier selon le sens ascendant de l'axe, le second selon le sens descendant.

Ce diagramme oppose le feldspath K et la muscovite au plagiocalse sur l'axe des abcisses, le quartz et la biotite se situent sur l'axe des ordonnées avec B = O pour le quartz et F voisin de O pour la biotite.

b) Diagramme Q3-B3-F3

Dans ce diagramme, les cations majeurs répartis en trois variables multicationiques

Q3 = Si + 7 AL/2 - 9 Ca - 13 (Na + K)/2

B3 = 7 AL/2 + 7 Ca + 7 (Na+K)/2 + 8 (Mg + Fe + Ti)/3

F3 = AL + 3 Ca + 4 (Na+K) - 5 (Mg + Fe + Ti)/3

Le quartz, biotite, feldspath et muscovite occupent les quatre sommets d'un losange Q3-B3-F3 (Fig. IV.6).

Ce diagramme à l'inverse du précédent permet de distinguer le rôle du feldspath K et de la muscovite.

1.1.2.2. Les tendances évolutives de l'altération du granite.

Dans le diagramme Q-F les points représentatifs du granite sain se situent dans le domaine des granites calco-alcalins à biotite (Fig. IV.6.a). Ceux caractérisant les faciès en voie de muscovitisation, individualisent dans ce diagramme un trend ascendant (A) de pente positive et qui inter-

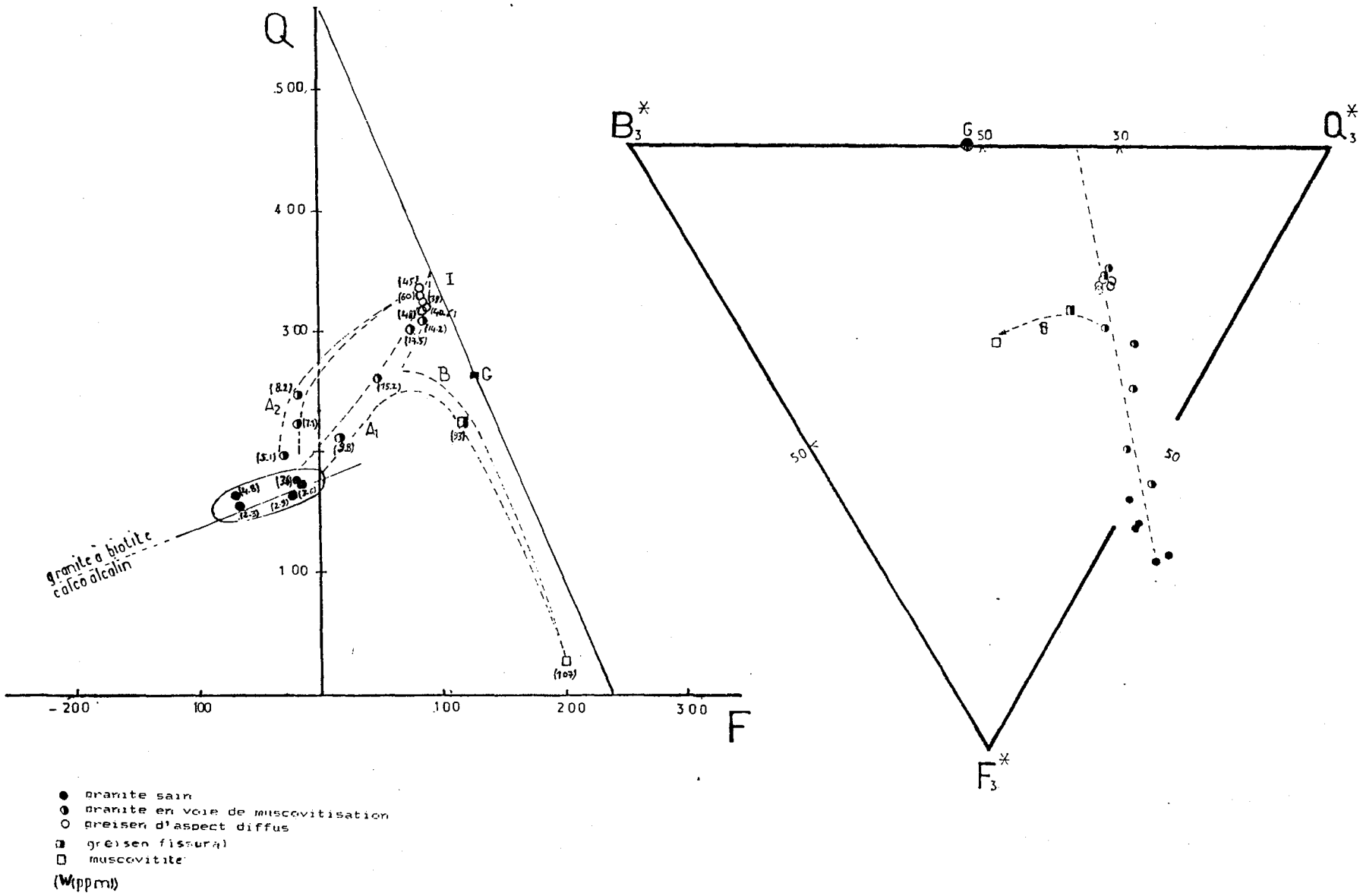


Fig. IV.6. Diagramme Q-F (a) et Q3, B3, F3 (b) montrant la muscovitisation du granite à biotite d'H. Diab.
G = faciès résultant de la muscovitisation d'assemblage feldspathique.
I = faciès résultant de la muscovitisation du granite à biotite d'H. Diab.

secte la droite quartz-muscovite au point I de composition (60% quartz, 40% muscovite). Cet assemblage comporte un excès de quartz par rapport à celui qui résulterait de la muscovitisation uniquement de feldspath (point G du diagramme). Le bilan de la muscovitisation doit tenir compte d'autres faits ; notamment la transformation de la biotite et du plagioclase en muscovite, ce qui accroît l'importance de cette phase dans le bilan final ou encore la conservation du quartz granitique qui, avec les silicifications tardives, entraîneront cette augmentation du quartz.

a) Le granite en voie de transformation.

Le diagramme Q-F met en évidence une certaine dispersion des points du trend A, selon deux tendances A1 et A2.

* La lignée A1, souligne une transformation directe du granite par muscovitisation simultanée de tous ses minéraux.

* La lignée A2 traduit :

- un enrichissement en silice consécutif à la muscovitisation
- un comportement différentiel des plagioclases et du feldspath potassique au cours de l'altération.

L'enrichissement en silice aussi bien que le remplacement tardif du plagioclase ont été soulignés lors de l'étude pétrographique. Sur le plan chimique les échantillons de la lignée A2 montrent un rapport Na/K élevé relativement à celui des échantillons de la lignée A1. Ce fait permet déjà de mettre en évidence le rôle de la muscovitisation tardive des plagioclases dans l'individualisation de la ligne A2 sans pour autant écarter l'action d'une éventuelle silicification.

Le diagramme Q3-B3-F3 qui descrimine entre quartz et feldspath permet de mieux trancher entre ces deux hypothèses. En effet, les deux lignées A1 et A2 sont ici confondues (Fig. IV.6.b) ce qui permet d'avancer que :

- seule une muscovitisation tardive des plagioclases est à l'origine de la lignée A2.
- l'effet d'une éventuelle silification associée à la muscovitisation est le même dans les deux lignées.
- La lignée A2 converge vers le même point I que la lignée A1 et donc

aboutissent au même bilan global.

Les différentes étapes ont été enregistrées par Ramboz (1980) lors d'un phénomène d'altération comparable affectant le granite de Saint-Cierge (MCF).

b) Les faciès enrichis en muscovite.

Une virgation latérale issue du granite en voie de muscovitisation permet d'aboutir au greisen fissural relativement plus pauvre en quartz que les échantillons de composition I (Fig. IV.6.). Cette évolution secondaire peut traduire éventuellement une évacuation de la silice lors de la muscovitisation du granite. Il a été montré lors d'une étude comparative de bilans géochimiques des processus de greisenisation diffuse et fissurale que les faciès développés dans le second cas sont appauvris en quartz par rapport aux faciès équivalents dus à une greisenisation diffuse (Charoy, 1979) (Fig. IV.7.) ceci implique deux possibilités :

- une mobilité relative de la silice.
- l'apparition conjointe de veines quartzeuses et de faciès muscovitisés.

Le cogénitisme de ces deux faciès a été confirmé dans le cas de Cligga Head (Ibid) par l'identité des carctères des phases fluides associées.

Il est possible d'invoquer ces postulats pour expliquer l'apparition de faciès monominéraux notamment la muscovitite intimement associée au filon de quartz et qui prolongerait la tendance B (Fig. IV.6.). En effet, la mobilité du quartz favoriserait la formation de faciès à quartz ou à muscovite seuls et qui peuvent montrer une organisation spatiale régulière ou non. Cette hypothèse certes séduisante ne peut à elle seule expliquer cette disposition. Il pourrrait y avoir éventuellement une précipitation directe à partir d'un fluide très alumineux.

1.1.2.3. Caractérisation chimique de la transformation du granite.

La greisenisation et l'altération micacée correspondent aux deux principaux processus d'altération deutérique responsable de la muscoviti-

sation du granite. Ces phénomènes ont été étudiés d'une manière détaillée respectivement par Charoy (1979)) et Ramboz (1980).

Bien qu'aboutissant à des faciès très proches à quartz et muscovite, ces deux types d'altération se font selon des mécanismes génétiques et des tendances chimiques bien distinctes:

a) La greisenisation

Elle s'effectue en deux étapes :

- d'abord, par remplacement des phases potassiques (biotites et feldspath K). L'albite reste stable et tend même à se développer.
- ensuite, c'est l'albite qui se destabilise en faveur du quartz et de la muscovite.

b) L'altération micacée

Au cours de ce processus, il y a transformation progressive mais simultanée de toutes les phases silico-alumineuses du granite y-compris l'albite.

L'apparition de faciès enrichis en muscovite et accessoirement apatite et wolframite ou scheelite, soulignant des fractures.

Les lignées de différenciation traduisant ces deux types d'altération sont figurées sur le diagramme Q-F de la figure IV.7 .

c) Nature de l'altération

Les points correspondants aux faciès dérivés de la muscovitisation du granite s'agencent selon une lignée nettement superposée à celle de l'altération micacée (Fig. IV.7.).

Les faciès enrichis en muscovite de la tendance B posent le problème de leur filiation. A défaut d'arguments décisifs, ils pourraient s'individualiser à partir du granite en voie de muscovitisation avec conjointement une mobilité de la silice.

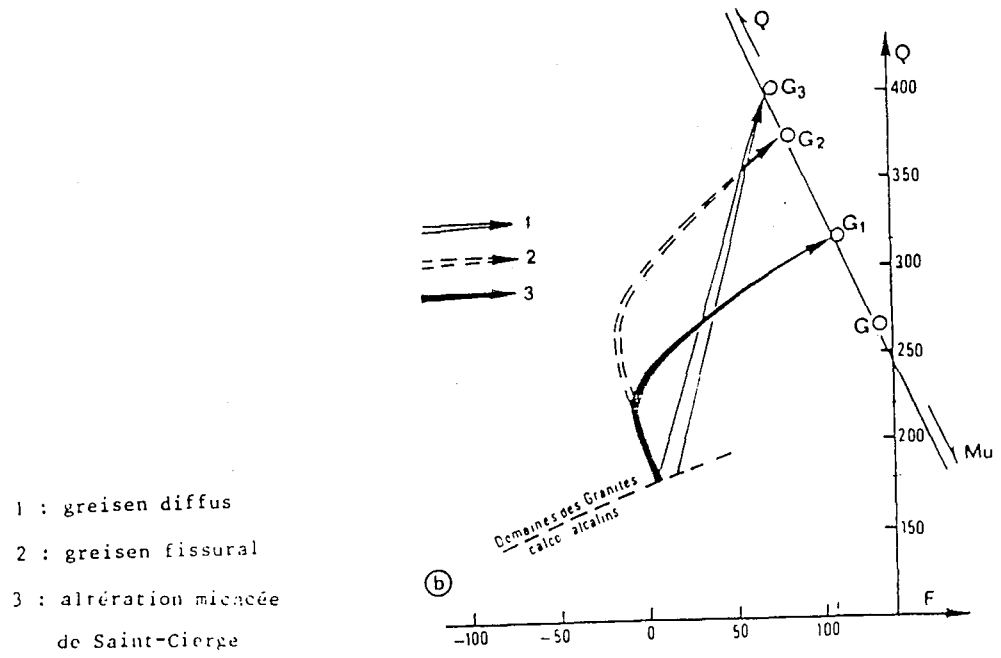


Fig. IV.7. Comparaison entre différents types de greisen et altération micacée.

1.1.2.4. Evolution du tungstène au cours de l'altération micacée.

a) dans le granite

Les analyses chimiques du granite non modifié par l'altération donnent des teneurs en Sn et tungstène qui font de lui un granite normal dans la classification de Tischendorf (1977) (Tabl. IV.3.).

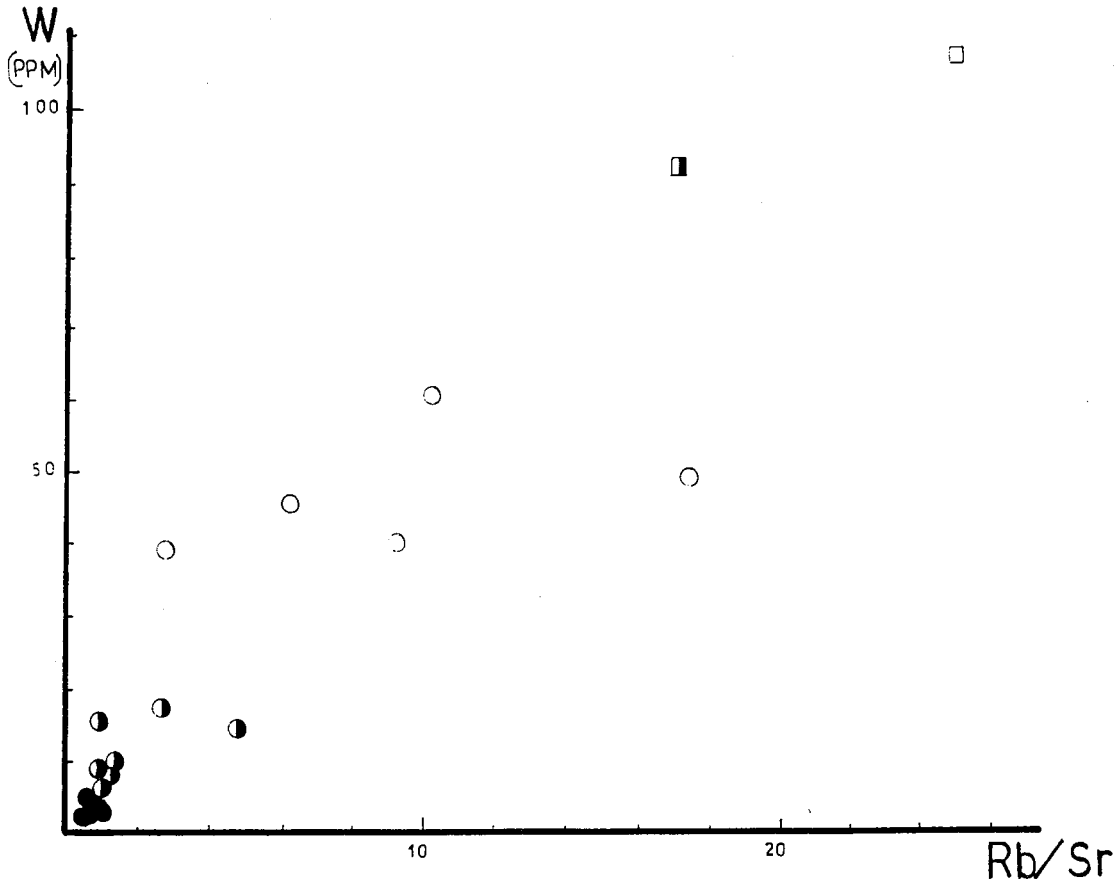


Fig. IV.8. Evolution du tungstène en fonction du rapport Rb/Sr dans les différents faciès du granite à biotite du secteur de la mine d'H. Diab.

- ● granite sain
- ◑ granite en voie de muscovitisation
- ○ greisen diffus
- ◧ greisen fissural
- □ muscovitite

	Sr (ppm)	W (ppm)	Rb (ppm)
granite d'H. Diab	<1 à 3,5	1,7 à 4,8	158-189
Clarke	4	1	120
granites précurseurs	10 ± 5	3 ± 1,5	250 ± 50

Tableau IV.3. : Teneurs de certains éléments traces

- dans le granite d'H. Diab, cf. tableau
- clarke)
- granites précurseurs) d'après Tischendorf (1977)

b) Au cours d'altération micacée

Le rapport Rb/Sr qui exprime la proportion relative de muscovite par rapport au feldspath, évaluant en l'occurrence le degré d'altération, a été confronté au tungstène (Fig. IV.8.). Il en résulte une corrélation positive entre les deux paramètres, ceci implique :

- le granite d'H. Diab ne peut être retenu comme source du tungstène et donc responsable des minéralisations filoniennes dans le gisement.
- les teneurs en tungstène dans les faciès altérés tiendraient plutôt à des circulations hydrothermales.

1.1.2.5. Conclusion

Le granite à biotite d'H. Diab subit une altération de type micacée qui se manifeste par une muscovitisation progressive mais simultanée de toutes ses phases silico-alumineuses et plus tardive des plagiocalses par rapport aux autres phases minérales. Le produit résultant est un faciès analogue au greisen avec quartz et muscovite et accessoirement du rutile et de la tourmaline. Des faciès à muscovite dominante peuvent apparaître, favorisés probablement par la mobilité de la silice.

Les fluides hydrothermaux à l'origine de l'altération micacée sont porteurs du tungstène.

1.1.3. Géochimie des micas.

Les muscovites étudiées sont issues des différents faciès d'altération du granite d'H. Diab. Elles ont fait l'objet d'analyses ponctuelles à la microsonde éléectronique (Camebax) (Tabl. IV.4.).

1.1.3.1. Rappel cristallochimique

Les micas blancs diactoédriques peuvent être décrits en fonction des types de substitution par rapport aux trois pôles principaux :

Muscovite : $(Si_6\ AL_2O_{20})\ AL_4\ K_2\cdot(OH)_4$
Céladonite : $(Si_8O_{20})\ AL_4\ (OH)_4\ R_2$
Paragonite : $(Si_6\ AL_2O_{20})\ AL_4\ Na_2\ (OH)_4$

. Substitution phengitique : AL^{3+} === Si^{4+}

L'excès de charge ainsi créé est compensé en site octaédrique par l'introduction des cations divalents (R^{2+}) en remplacement de AL^{VI}.
Le taux de substitution phengitique est évalué ainsi :
% mole céladonite = 100 $(Si^{IV} - 6)/2$

. Substitution paragonitique : K^+ === $N2^+$
Elle concerne les sites interfoliaires, c'est le passage de la muscovite à la paragonite
% mole paragonite = 100 (Na/Na+K)

1.1.3.2. Les muscovites dans les différents faciès altérés.

Toutes ces muscovites montrent des caractères assez phengitiques avec des taux de substitution variables. Leur taux moyen de remplissage interfoliaire est de l'ordre de 1,8 (sur 22 oxygènes).

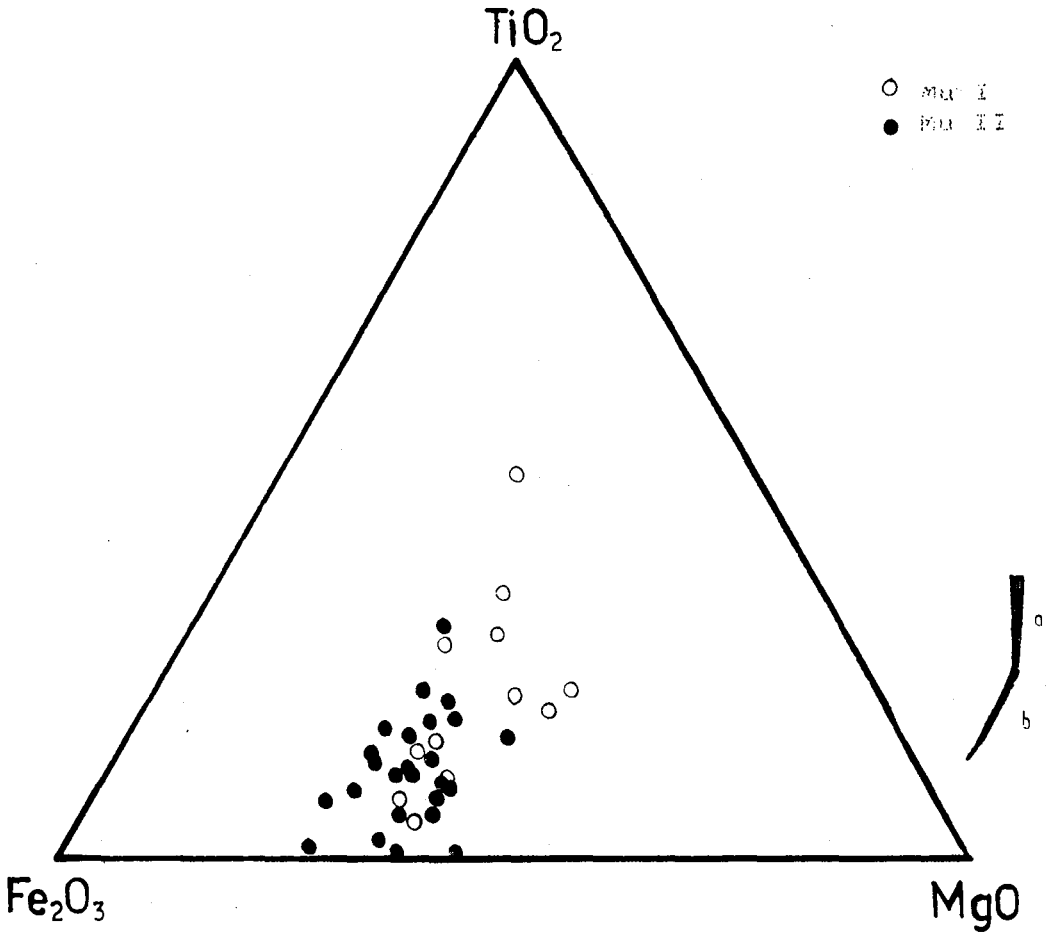


Fig. IV.9. Distribution des muscovites dans le diagramme TiO_2-Fe_2O_3-Mgo de Monier et al., 1985.

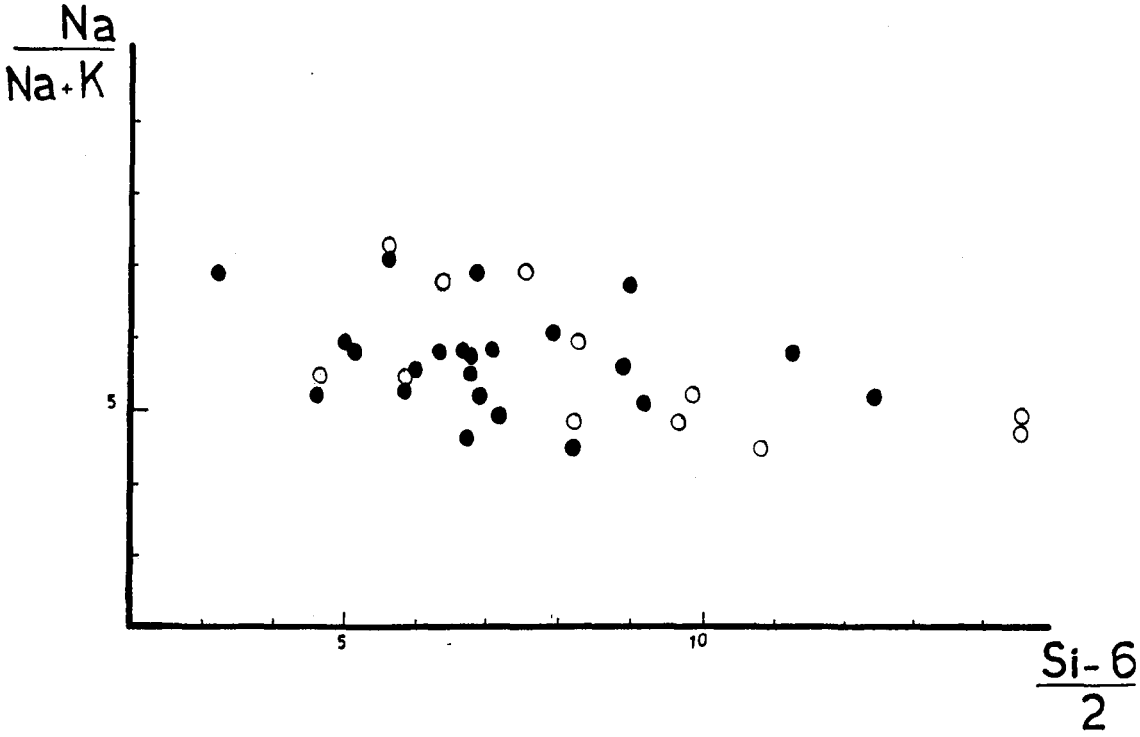


Fig. IV.10. Distribution des muscovites du granite altéré dans le diagramme taux de céladonite vs taux de paragonite.

a) Le granite en voie de muscovitisation

Les muscovites de ce faciès peuvent être répartis en deux types : MuI (muscovite en épitaxie sur les biotites) et MuII (autres muscovites secondaires).

Les muscovites MuI montrent une distribution arquée avec un premier segment (a) caractérisé par des muscovites riches en Ti montrant des variations notables de cet élément pour un rapport $FeO3_t/MgO$ presque constant (Fig. IV.9.).

Le deuxième segment (b) souligne une évolution vers des composition plus appauvries en Ti corrélativement à une augmentation du rapport $FeO3_t/MgO$.

Le degré de substitution paragonitique est exprimé par le diagramme (céladonite-paragonite) (Fig. IV.10.). Le pourcentage en mole paragonitique et peu important et varie de 4 à 7%. Le taux de céladonite montre une large gamme de variation entre 3 et 15%. L'ensemble des points représente un trend bien marqué par une corrélation linéaire négative.

Leur projection dans le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) (Ramboz, 1980) qui permet de préciser la valence du fer incorporé dans les muscovites est située d'une manière générale au-dessus de la droite des phengites (Fig. IV.11.) indiquant que le fer est dans une large mesure oxydée.

Les muscovites MuII prolongent le segment (b) des M1 vers des compositions dépourvues de Ti et relativement plus riche en Fe. Leur taux de céladonite varie entre 5 et 12% pour un taux de paragonite comparable à celui des MuI. Elles occupent dans le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) un champ plus ou moins centré sur celui des M1.

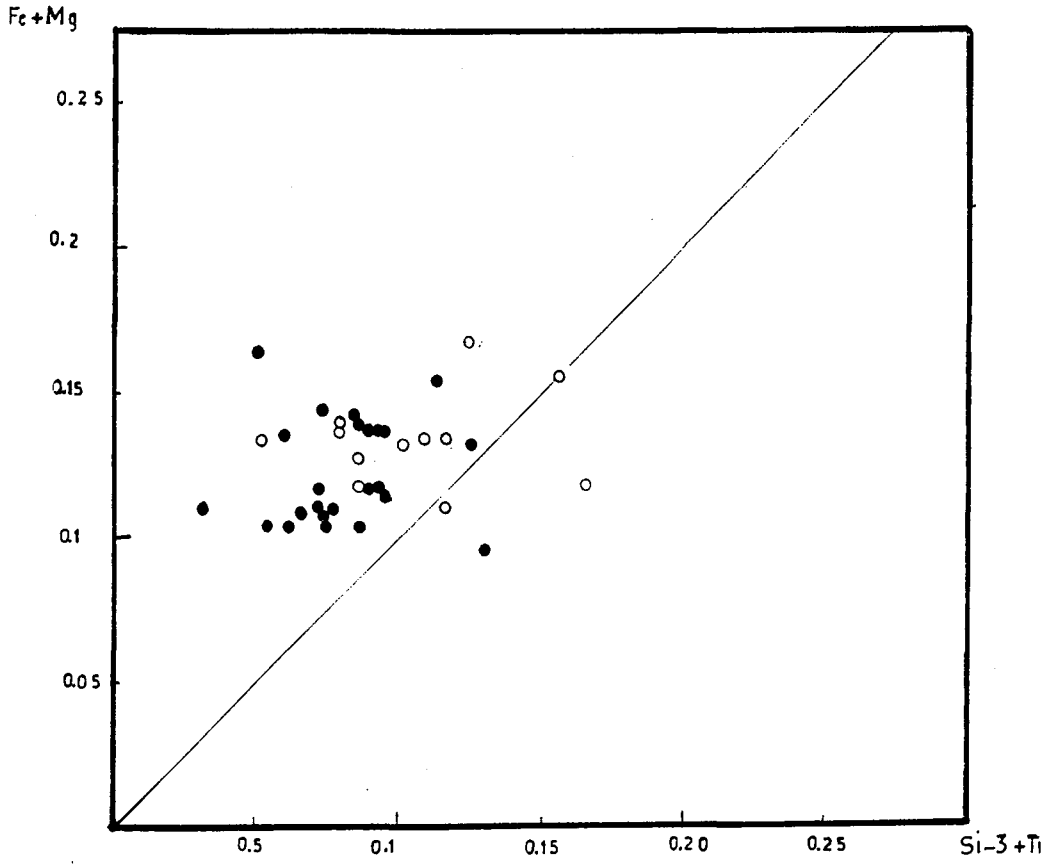


Fig. IV.11. Position des muscovites du granite altéré dans le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) (Ramboz, 1980).

b) Les faciès muscovitisés

b-1) Le greisen d'aspect diffus

Les muscovites de ce faciès forment un alignement de points nettement superposable au champ des MuII et à la branche (b) des MuI (Fig. IV.12.). Dans le diagramme de la figure IV.13., elles soulignent une bonne corrélation négative de pente identique à celles des muscovites précédemment définies. Leur Fer est dans la plupart des cas sous forme trivalent comme le montre le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) (Fig. IV.14.).

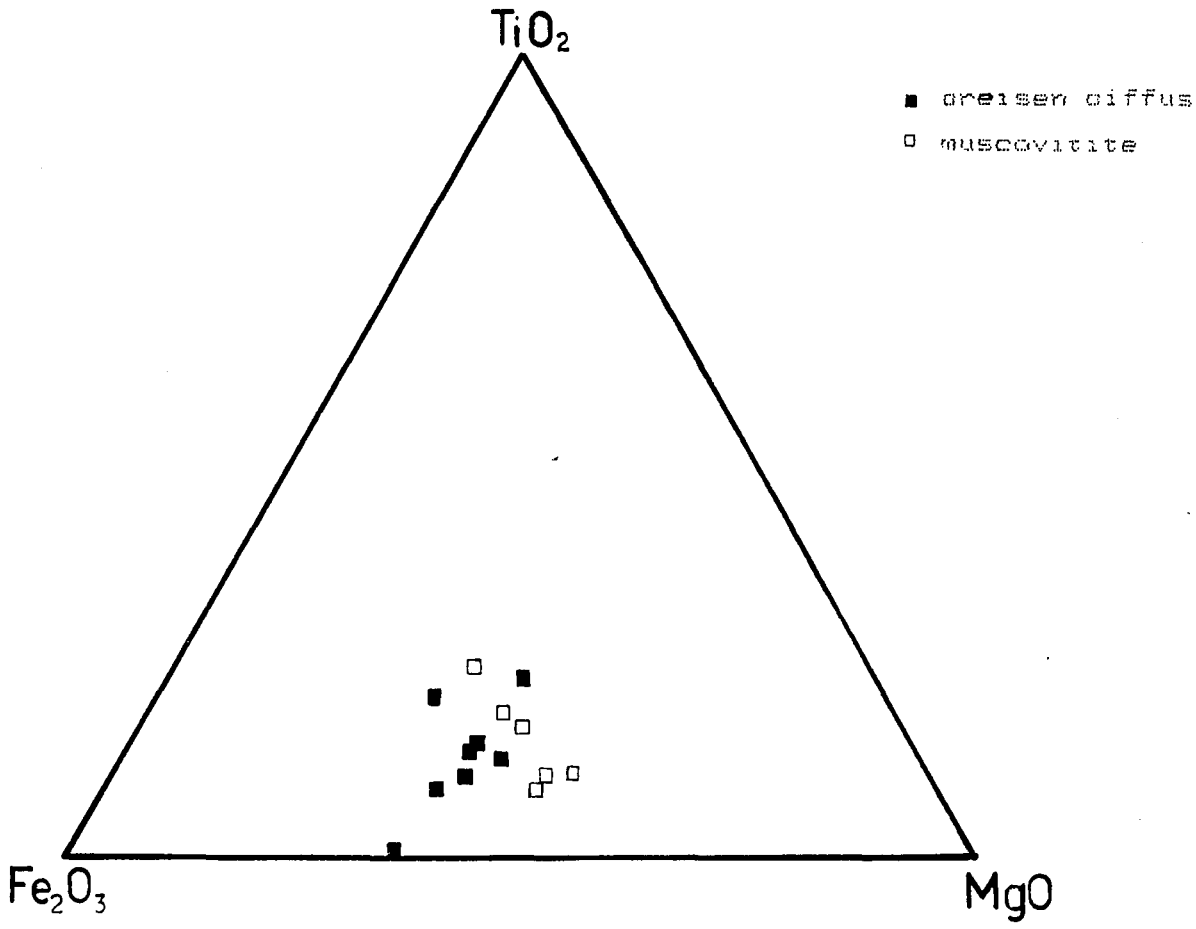


Fig. IV.12. Distribution des muscovites du greisen et des muscovites dans le diagramme TiO_2-Fe_2O_3-Mgo de Monier et al., 1985.

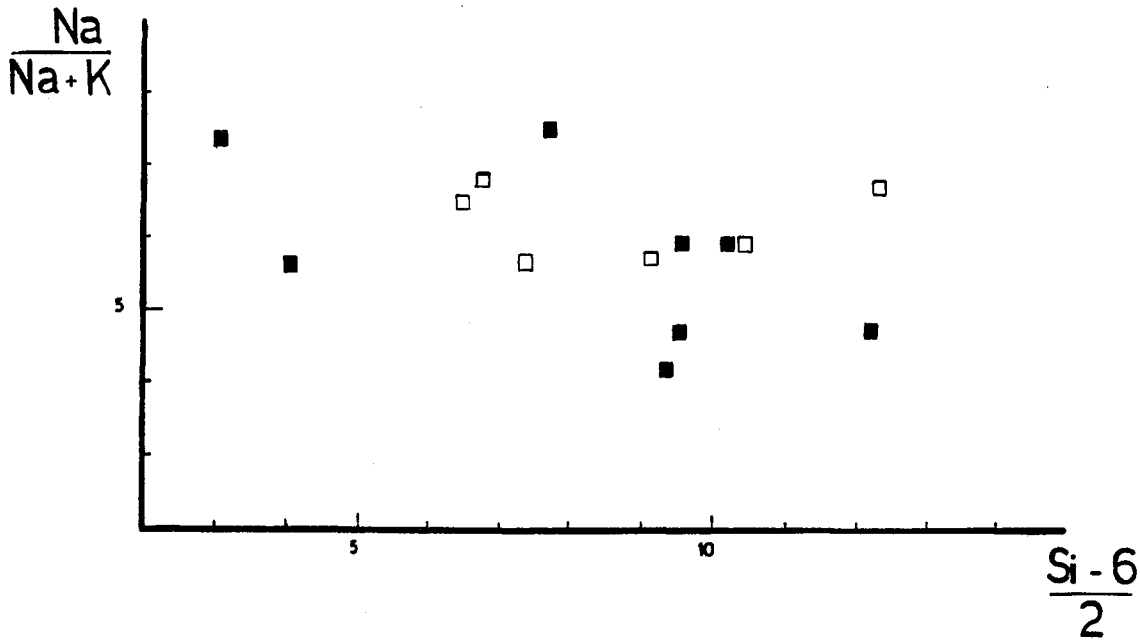


Fig. IV.13. Distribution des muscovites du greisen et des muscovites dans le diagramme taux de céladonite vs taux de paragonite.

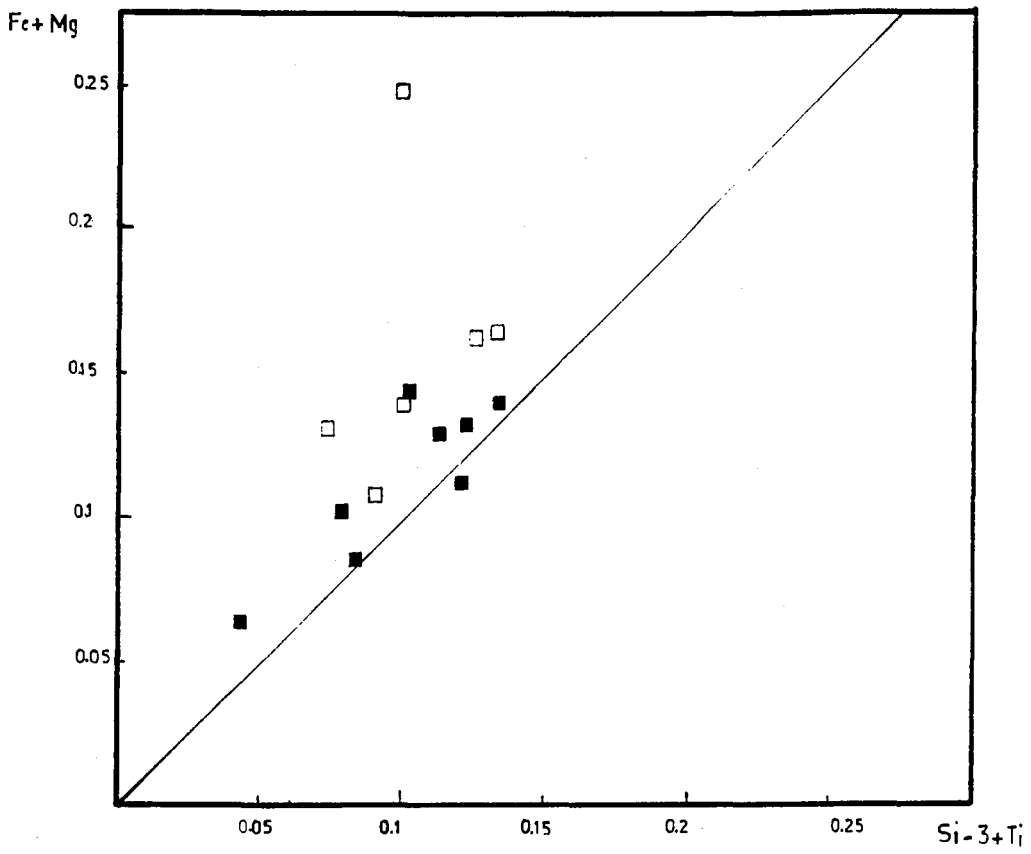


Fig. IV.14. Position des muscovites du greisen et des muscovitites dans le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) (Ramboz, 1980).

b-2) Les muscovitites

Les muscovites de ce faciès forment dans le diagramme TiO_2-$FeO3_t$-MgO (Fig. IV.12.) un trend presque linéaire orienté obliquement par rapport à la tendance générale des muscovites aussi bien du granite en voie de muscovitisation que du greisen. Elles soulignent une dérive vers le pôle magnésien. Ce caractère pourrait reflèter une variation de la composition du fluide dont l'interaction avec le granite entraîne la néoformation de ces micas. Ces derniers se situent nettement au-dessus de la droite des phengites dans le diagramme (Fe + Mg) vs (Si - 3 + Ti) (Fig. IV.14.) avec un fer essentiellement trivalent. Leur taux de céladonite varie entre 6 et 13% pour un pourcentage en paragonite presque constant de l'ordre de 6,2%.

1.1.3.3. Conditions physiques de cristallisation

Lambert (1959) a montré que le taux de paragonite dans les micas blancs métamorphiques décroît avec la température. La combinaison de ce thermomètre avec le géothermobaromètre de Massone et Schreyer (1987) permet d'approcher les conditions de pression et température de cristallisation des muscovites des différents faciès altérés.

Il en résulte (Tab. IV.5.) que la formation de ces micas dans le granite en voie de muscovitisation et dans celui greisenisé est contrôlée par le même couple (P-T) dans une gamme de variation entre 300 et 400°C et 0,5 à 1,5 Kb. Ceux de la muscovitite cristallisent à des conditions de P et T plus limitées ; respectivement entre 340 et 380°C et 0,8 à 1,3 Kb.

	% paragonite	temperature (°C)	pression (PH2O = Pt)
en voie de muscovitisation	4,3-7,3	300-400	0,5-1,5
greisen	4,2-7,5	-	-
muscovitite	5,6-6,9	340-380	0,8-1,3

Tableau IV.5. : Conditions de P et T° de cristallisation des muscovites des différents faciès d'altération du granite d'H. Diab.

1.1.3.4. Conclusion

Les muscovites du granite en voie d'altération micacée et du faciès greisenisé montrent une grande homogénéité de composition et d'évolution chimique. De surcroît, elles sont contrôlées par les même conditions de pression et de température.

Néanmoins, d'après des considérations d'ordre textural confirmées par les données chimiques, il a été possible de distinguer deux types de muscovites : MuI et MuII.

Les MuI composées d'abord de teneurs élevées en Ti pour un rapport Fe/Mg constant évoluent ensuite vers le pôle ferrique tout en s'appauvrissant en Ti.

Les MuII accentuent cette deuxième tendance jusqu'à des valeurs nulles en Ti. Les muscovites du faciès greisenisé qui n'est autre que le terme ultime de l'altération micacée du granite se superpose exactement sur la tendance ferrifère. Enfin, les micas des muscovitites qui dessinent un trend bien démarqué des précédents etorienté vers le pôle magnésien. Ils montrent une plus grande variation de leur contenu en Fe^{3+} et une corrélation % paragonite-% céladonite relativement horizontale par rapport à celles des muscovites précédentes.

Il semble qu'il faille inféoder cette tendance magnésienne à une variation dans la composition du fluide en interaction avec la roche.

1.2. La tourmalinisation

C'est un phénomène post-métamorphique pénétratif dans les schistes encaissants du gisement d'H. Diab où elle traduit un remplacement différentiel de l'alternance quartzo-phylliteuse. Cette tourmalinisation largement répandue à l'échelle du gisement peut être opposée à celle contrôlée par les fractures et filons de quartz qui ultérieurement collectent et véhiculent les fluides borés.

1.2.1. Tourmalinisation précoce non liée aux structures cassantes.

Elle affecte les formations schisteuses du secteur de l'ancienne mine d'H. Diab où elle se traduit par un remplacement voire une surcharge des niveaux phylliteux selon leur épaisseur et simples irrégularités. L'abondance du borosilicate dans la roche dépend de l'importance des niveaux quartzeux qui généralement limitent son développement (Pl.II ph.1)

Ce processus est d'expression précoce puisque les formations tourmalinisées sont recoupées par les filons de quartz minéralisés.

1.2.2. Tourmalinisation liée aux facteurs structuraux.

Elle est plus tardive et de portée spatialement limitée. Elle se développe au sein des filons de quartz ou dans leurs voisinages immédiats.

1.2.2.1. Dans le filon de quartz

La tourmaline est le plus souvent zonée avec un coeur brunâtre et une bordure jaune verdâtre. Elle est omniprésente dans le filon en plages subautomorphes triangulaires de taille millimétrique ou en sections aciculaires disposées normalement à l'éponte du filon. Ces dernieres peuvent former un fin feutrage de salbande ou s'amasser en touffes aboutissant à de véritables tourmalinites (Pl. II. ph. 2-3).

1.2.2.2. En bordure des filons

Quelque soit la nature de l'encaissant : schisteux, corméifié, granitique (Pl. II, ph. 4-5-6)la tourmaline se développe à partir des épontes du filon du quartz par remplacement généralement des phyllites. Ce mécanisme fréquemment observé (Nemec, 1973 ; Lister, 1978 ; Noyé, 1985) peut se traduire par la réaction suivante :

phyllites + fluides borés ==== tourmaline + chlorite + K_2O + rutile ...

La cristallisation de la tourmaline est accompagnée par une chloritisation du mica concerné et par l'expression du rutile parfois en cristaux accumulés au voisinage de la tourmaline néoformée. Ce fait souligne la non incorporation du surplus du titane dans le réseau cristallin du borosilicate dans les conditions thermodynamiques de ces cristallisations.

Dans le greisen d'aspect diffus, la proportion de la tourmaline est notable (environ 4%) avec une répartition plus homogène à l'échelle de la roche par comparaison aux autres faciès, où elle montre un caractère très ponctuel et un taux dépassant rarement 1%.

1.2.3. Rappel cristallochimique

1.2.3.1. Généralités

Chimiquement, la tourmaline peut être définie par la formule générale suivante (Povendra, 1981) : $X\ Y_3\ Z_6\ (Si_6\ O_{18})\ (BO_3)_3\ (OH, FO_4)$ avec l'occupation de sites :

$X = Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}$
$Y = Fe2^+, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Ti^{4+}, Fe^{3+}, AL^{3+}, Cr^{3+}$
$Z = AL^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}$

Les analyses chimiques ont été effectuées à la microsonde Camebax (Tab. IV.6.), les formules structurales ont été calculées sur une base de 24,5 oxygènes. "Cette procèdure donne des résultats identiques à celle qui consiste à paramètrer la teneur (inconnue) en B_2O3 et à optimiser les analyses structurales en contraignant le bore à la stoechiométrie" (Marignac,1985).

1.2.3.2. Substitutions combinées.

Foit et Rosenberg (1977) ont défini l'équation générale des substitutions combinées règlant le chimisme des tourmalines de la série schorlite-dravite soit : H. $R^+, R^{2+} === R^{3+}, \bullet$ (1)

$R^+ = Na^+ + K^+ + 2Ca^{2+} + 2\ Mg^{2+} ...$
$R^{2+} = Fe^{2+} + Mn^{2+} + Ca^{2+} + Mg^{2+} ...$
$R^{3+} = Fe^{3+} + AL^{3+} + 4/3Ti ...$

• = site libre

Les auteurs séparent cette équation en deux réactions de substitutions complémentaires :

a) $R^+, R^{2+} === R^{3+}, \bullet$ (2)

Cette substitution va du pôle des schorlites-dravites aux tourmalines synthétiques à alcalins libres $(R^{3+}, R^{2+}2)\ 6R^{3+}\ (B_3Si_6O_{27}(OH)_4)$.

b) $R^{3+} === R^{2+}$ (3). L'excès de charges (+) est neutralisé par la baisse en OH^- et l'augmentatiuon en O_2 soit : $R^{2+} \cdot OH^- === R^{3+}, O^{2-}$.

Cette réaction relie le pôle schorlite-dravite aux "tourmalines déficientes en H^+".

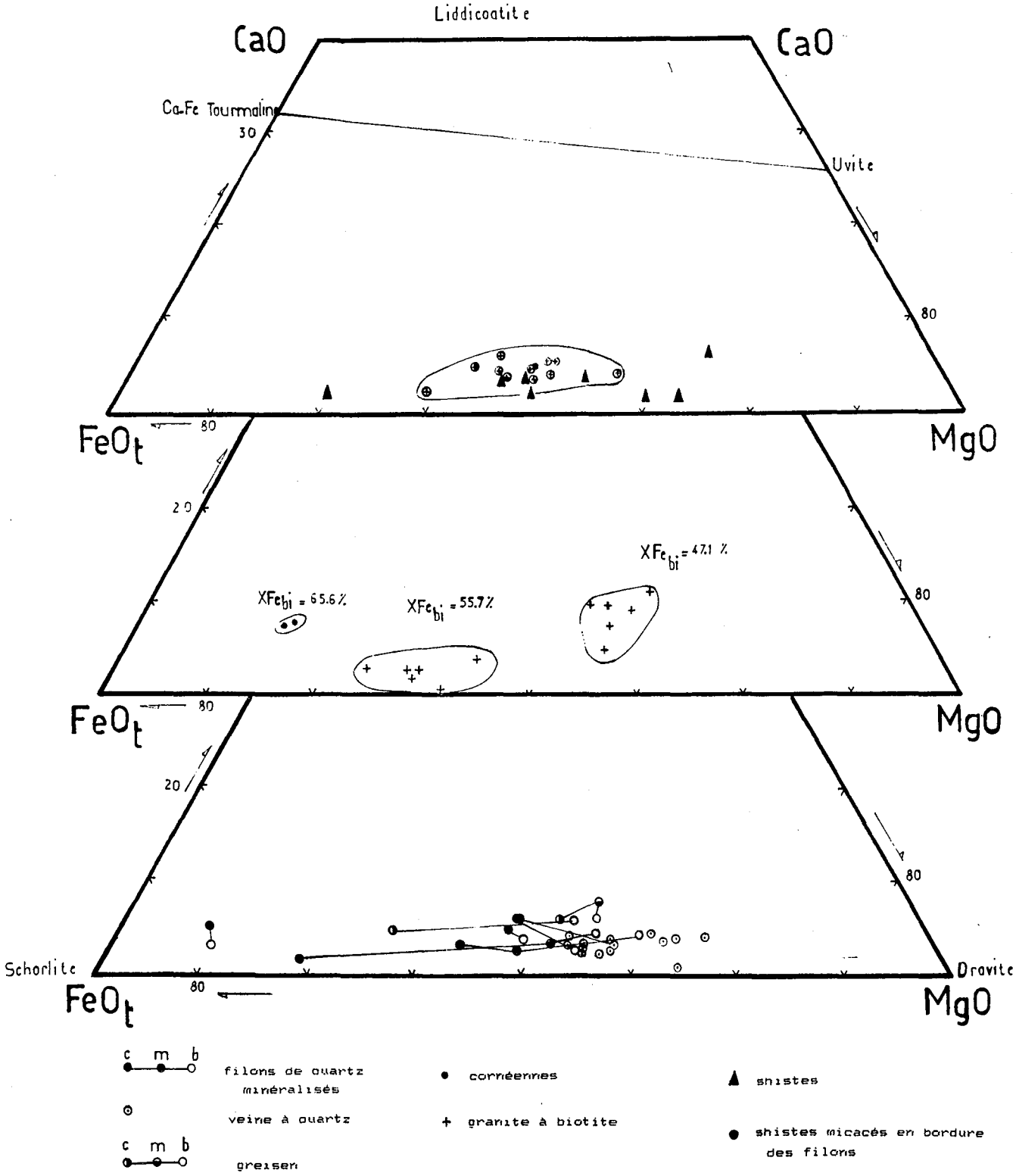


Fig. IV.15. Position des différents types de tourmalines dans le diagramme de classification CaO-FeOt-MgO

1.2.4. Classification

Quelque soit le support pétrographique, les tourmalines d'H. Diab ont des compositions intermédiaires entre des schorlites (pôle ferrifère) et dravite (pôle magnésien). Les tourmalines des filons de quartz aussi bien que celles du faciès greisenisé montrent une évolution du pôle ferrifère vers celui magnésien, qui s'inscrit au sein même du cristal (Fig. IV.15.a).

La composition des tourmalines du granite altéré comme celles des cornéennes encaissant les filons à un niveau inférieur aux schistes varient en fonction du rapport Fe/Fe+MG dans les biotites de ces roches (Fig. IV.15.b) justifiant les observations pétrographiques quant à l'origine de ces borosilicates. Enfin, les tourmalines de remplacement dans les schistes montrent une répartition étalée entre les pôles ferromagnésiens relativement à celles correspondant au même support mais riche en micas en bordure des filons de quartz (Fig. IV.15.c).

1.2.5. Variations chimiques

1.2.5.1. Diagramme Fe-Mg-(AL-6)

La répartition des tourmalines filoniennes dans le diagramme Fe-Mg-(AL-6) (Fig. IV.16.) suggère une évolution biphasée de leur cristallisation :

- d'abord, une transition progressive schorlite-dravite accompagnée d'une diminution de AL^{3+}. Cette différenciation se retrouve à l'échelle du cristal où l'on passe généralement d'un coeur riche en aluminium vers une bordure plus riche en Mg/Fe.
- pour les tourmalines de composition proche des dravites, on observe du centre vers la bordure du cristal une augmentation de AL^{3+} au dépens du Fe et Mg.

Les tourmalines du granite altéré et celles du faciès cornéifié montrent une distribution étagée dans ce diagramme (Fig. IV.16.b) liée à leur rapport Fe/Mg qui est inhérent de la composition des biotites à l'origine de ces phases qui tendent toutes vers le pôle alumineux.

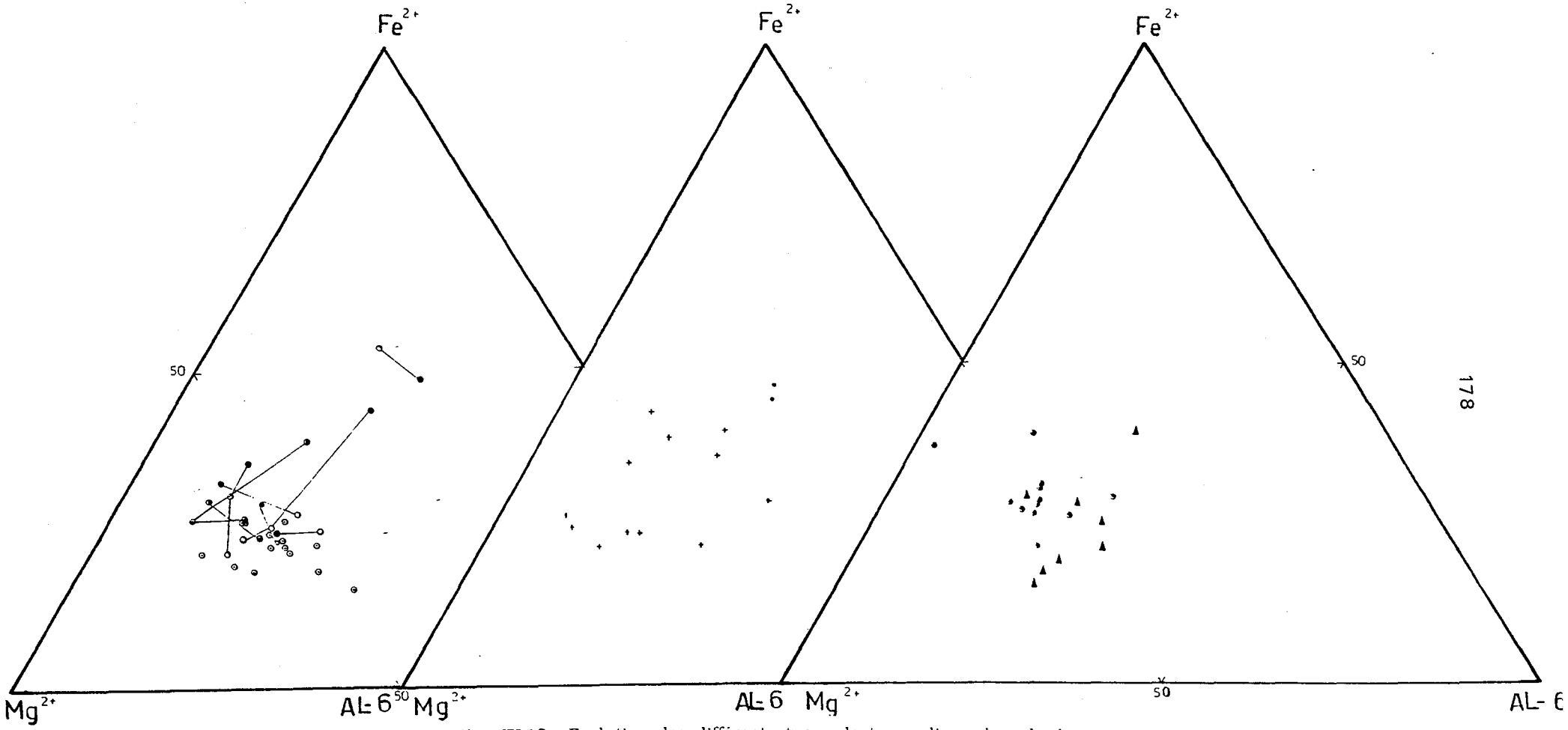


Fig. IV.16. Evolution des différents types de tourmalines dans le diagramme Fe^{2+}-Mg^{2+}-(AL-6).

Les tourmalines des schisteset schistes micacés en bordure des filonsmontrent deux tendances globalement normales. Ces dernières tendent vers le pôle alumineux avec réduction de la fraction (Fe, Mg). Les tourmalines des schistes évoluent essentiellement en fonction du rapport Fe/Mg. L'aluminium ne subit pas de variation notable (Fig. IV.16.c).

1.2.5.2. Diagramme $R^{+} + R^{2+}$ vs R^{3+}

La projection des tourmalines des différentes occurences énumérées dans le diagramme $R^{+} + R^{2+}$ vs R^{3+}(Foit et Rosenberg, 1977) montre de prime abord qu'elles sont influencées par les deux substitutions : vers le pôle dépourvu d'alcalins et vers le pôle déficitaire en protons H^{+}.

Une analyse plus détaillée de ce diagramme montre qu'à l'échelle du cristal, les tourmalines filoniennes évoluent en deux temps :

- d'abord un enrichissement du coeur vers la bordure en $R^{+} + R^{2+}$ corrélativement à une chute de R3+ (déficit en alumine). Le caractère peut être associé à une baisse de température (Cuenin, 1987).
- ensuite c'est le phénomène inverse qui se produit avec cette fois une tendance vers le pôle C que semble esquisser également la tourmaline des veines à quartz.

Les tourmalines du faciès greisenisé relatent les mêmes tendances signalées ci-dessus. Le comportement des autres individus est plus aléatoire indiquant l'influence simultanée des deux substitutions.

1.2.6. Approche des modalités de la tourmalinisation.

La tourmalinisation peut se faire selon deux modalités susceptibles de se superposer :

- mobilisation du bore emmagasiné dans les schistes (tourmalinisation à grande échelle).
- circulation des fluides borés à la faveur de fractures et filons de quartz.

Dans le premier cas, la quantité du bore mobilisé est considérable et uniformément répartie pour être apportée et distribuée à partir des frac-

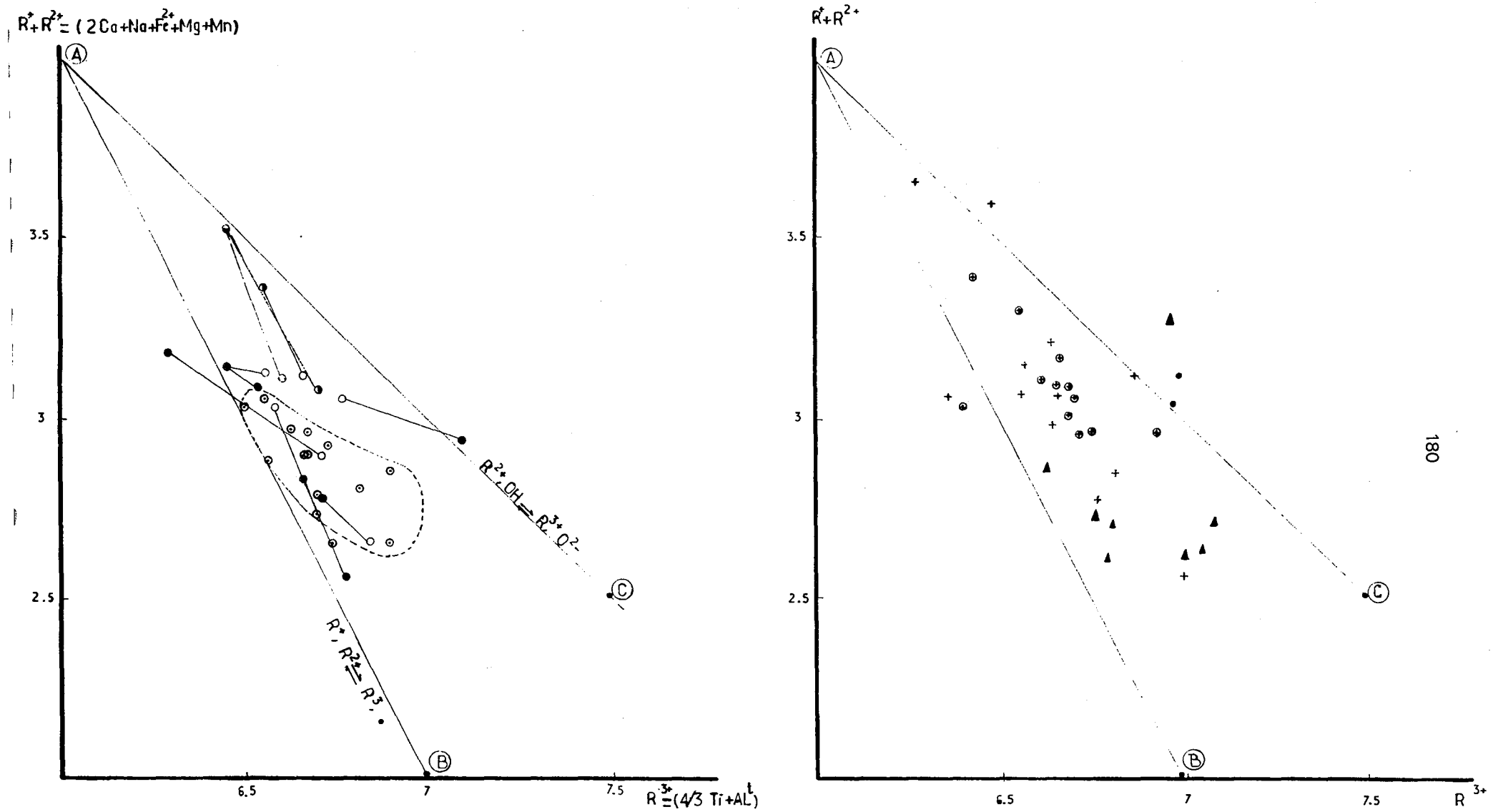


Fig. IV.17. Evolution des différents types de tourmalines dans le diagramme des substitutions combinées $R^{+}+R^{2+}$ vs R^{3+} (Foit et Rosenberg, 1977).

tures. Un cas analogue a été noté par Noyé (1985) dans le district à Sn-W de Saint Melany (Ardèche). Cette tourmaline précoce semble traduire une zone d'influence thermique qu'on peut attribuer aux apophyses granitiques surgissant du batholite sous-jaccent d'H. Diab.

L'arrivée alors ou la percolation du fluide boré provoque la rétromorphose des micas, selon la réaction :

muscovite ± biotite + fluide boré ====
tourmaline + K_2O ± rutile ± chlorite

Le K_2O peut servir à former de la muscovite hydrothermale.

Dans le second cas, les fractures et filons de quartz servent de voies de circulation au fluide boré qui peut percoler vers l'extérieur (tourmalines d'éponte) ou à l'intérieur de ces structures (filons et veines de quartz à tourmaline).

1.2.7. Conclusion

Deux types de tourmalinisation peuvent être mis en évidence à H. Diab, intervenant selon des mécanismes :

- une tourmalinisation primaire et précoce affectant les schistes indépendantes de facteurs structuraux et qui est liée à une remobilisation thermique d'un stock boré probablement préexistant.

- une tourmalinisation secondaire liée à l'arrivée de fluides borés (lessivage profond latéral ...) percolant vers l'extérieur ou l'intérieur de leurs voies conductrices. Au sein des filons, la tourmaline montre une évolution marquée par l'enrichissement en (R^+, R^{2+}) et l'appauvrissement en R^{3+} bien enregistrée à l'échelle du cristal et qui serait contrôlée par une diminution de la température. C'est la tendance magnésienne dans le diagramme Fe, Mg, (AL-6). Ensuite, il y a inversion de tendance vers des compositions plus riches en R^{3+} corrélativement à une baisse de (R^+, R^{2+}) qui serait liée en l'occurence à une augmentation de la fugacité d'O_2.

2. Etude des minéralisations dans le champ filonien à wolframite d'Hassiane Diab.

2.1. Introduction

Le champ filonien minérlaisé est situé à 2 km SW du village d'H. Diab. Il se présente en plusieurs faisceaux formés chacun de filons principaux de puissance moyenne (20 à 60 cm) et par un grand nombre de filonnets de puissance inférieure formant un réseau entre les filons précédents. L'ensemble recoupe le granite et son encaissant.

Ces filons présentent le même aspect général. En effet, le filon de quartz diaclasé contenant la minéralisation métallique est encadré d'épontes à micas blancs et tourmalines. Ces deux silicates se retrouvent également dans l'encaissant schisteux ou cornéifié des filons.

L'apatite, quelques rosettes de chlorites bleues et des petites lamelles de phlogopites inframillimétriques sont en outre rencontrées dans ces filons mais en quantités très accessoires.

Les seules espèces métalliques véritablement fréquentes et abondantes sont la pyrite et la woframite auxquelles sont associées en quantités subordonnées le mispickel, le bismuth natif et la chalcopyrite. Bien d'autres minéraux sont présents notamment ceux de cémentation (chalcosine, covelline et scorodite) ou les carbonates qui imprègnent les fissures et diaclases affectant les filons minéralisés.

2.2. Les phases silicatées

2.2.1. Tourmaline

Elle constitue la première phase à se former au sein du filon où elle peut parfois subsister seule. Le chimisme de ces tourmalines a été discuté dans le paragraphe précédent.

2.2.2. Apatite

Elle est peu abondante et se présente en minuscules cristaux aciculaires inclus dans le quartz ou en sections allongées subautomorphes de taille relativement plus grande chevauchant parfois la tourmaline (Fig. IV.18.).

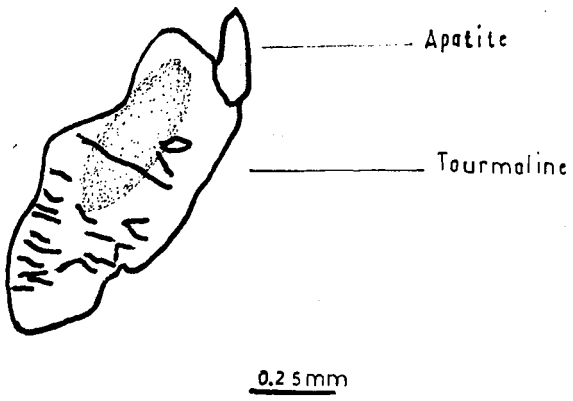


Fig. IV.18. Relation texturale apatite-tourmaline dans filon de quartz minéralisé. (Ech. 12/103,7).

2.2.3. Biotite

Elle est rare, sa composition est celle d'une phlogopite (Tab. IV.7.). Elle se présente en petites lamelles inframillimétriques dans du quartz occupant le milieu du filon où elle est associée aux gerbes de muscovites (Pl. III, ph. 1).

2.2.4. Micas blancs

Aussi abondants que les tourmalines, ils sont disséminés en petites lames associées aux borosilicates aussi bien dans le filon que dans son encaissant.

Dans le filon, ils peuvent former des placages de lames plurimillimétriques disposées en éventails ouverts vers le centre du filon ou s'agencer en une palissade jalonnant les épontes. Localement, ils viennent s'accoler sur certaines faces cristallines de la wolframite. Parfois, ils accompagnent

la paragenèse sulfurée (Pl. III, ph. 2-3-4) Les micas peuvent se former par remplacement partiel de la matrice cryptocristalline de roches encaissantes aussi bien schisteuses que cornéifiées. Dans le granite, leur présence a été discutée au cours de l'étude de l'altération micacée.

2.2.4.1. Chimisme

Les micas blancs constituent un bon traceur de l'histoire hydrothermale dans le secteur minier d'H. Diab de par leurs occurences variées et les phases minérales avec lesquelles ils sont associés. Cette ubiquité a guidé leur étude géochimique. Les analyses chimiques (Camebax) de ces micas sont reportées dans le tableau IV.8. Les micas associés aux tourmalines riches en composant schorlite (MsI) et au phlogopite (MsII) se situent dans le diagramme Mg + Fe vs (Si - 3) + Ti (Fig. IV.19.) au-dessus de la droite des phengites soulignant le caractère trivalent du Fer incorporé dans ces phases. Celui-ci passe de 0,02 dans les MsI à 0,06 dans les MsII (Fig. IV.20.). La dernière représentation souligne une évolution dans la composition de ces micas ; les MsI sont proches de pôle muscovite, les MsII montrent une dérive vers des compositions plus phengitiques.

Dans le diagramme Mg vs (Si - 3) + Ti (Fig. IV.21.) complémentaire au précédent, les MsII se placent au-dessus de la diagonale à $Fe^{2+} = O$ indiquant par un excès en Mg, une contribution trioctaédrique (Cathelineau, 1982), image en l'occurence de l'association muscovite-phlogopite.

Les micas associés à la paragenèse sulfurée MsIII s'individualisent en un groupe chevauchant la droite des phengites indiquant une faible proportion du Fe^{3+}.

2.2.4.2. Approche des conditions de cristallisation

Le report des différents micas analysés dans le diagramme température vs taux de paragonite (Lambert, 1959) montre un étalement des gammes de températures (Tab. IV.9.) dont il convient de noter l'arrangement relatif plutôt que des valeurs absolues. Le taux de paragonite est avant tout un "indicateur géothermométrique qualitatif" (Cathelineau, 1982).

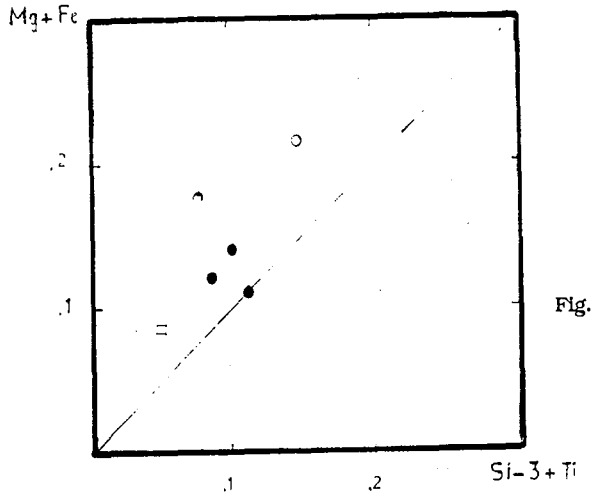


Fig. IV.19. Position des diffférents types de micas blancs filoniens ans le diagramme Mg + Fe vs (Si-3) + Ti (Ramboz, 1980).

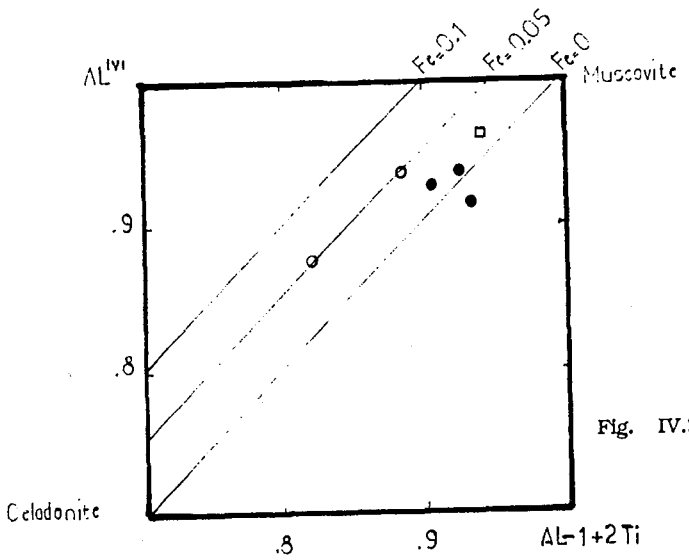


Fig. IV.20. Position des différents types de micas blancs filoniens dans le diagramme AL^{IV} vs (AL^{VI} - 1) + 2 Ti (Cathelineau, 1982).

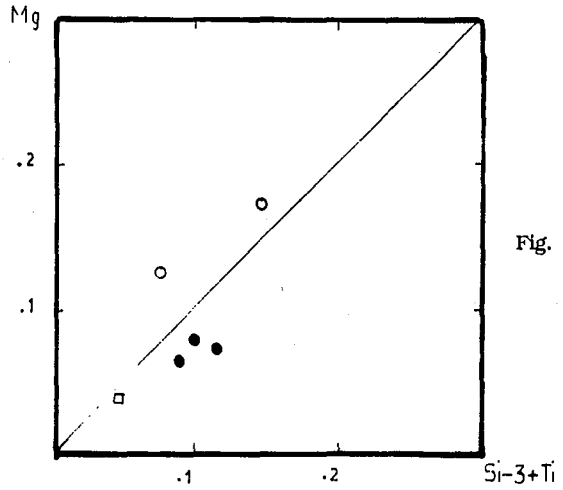


Fig. IV.21. Position des différents types de micas blancs filoniens dans le diagramme Mg vs (Si - 3) + Ti (Ramboz, 1980).

L'évaluation de la pression de cristallisation des MsI proche du pôle muscovite par référence au géothermobaromètre de Massone et Schreyer (1987) ne peut être établie puisque ce dernier concerne les phengites, limitées de surcroît à l'assemblage feldspath K-quartz et phlogopite. Les MSII et MSIII qui satisfont à des degrés différents ces conditions soulignent des pressions qui oscillent respectivement autour de 1 kb et 0,5 kb. Il n'est pas exclu d'assigner aux MsI cristallisant précocement et à température élevée, une pression ≥ 1 kb par comparaison aux autres micas.

	MsI	MsII	MsIII
O°C	460	350-360	330-360
P(kb)	≥ 1	1	0,5

Tableau IV.9. : O et P de cristallisation
de différents types de micas blancs filoniens.

2.2.5. Conclusion

Les micas blancs filoniens soulignent des compositions qui varient avec la paragenèse associée. Le passage des MsI au MsII implique une diminution de la température, un enrichissement en Mg et une élévation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} qui serait lié à une augmentation de la fO_2.

Les MsIII associés à la paragenèse sulfurée forment une entité bien individualisée qui traduirait un changement dans les conditions de cirstallisation probablement contrôlé par la fS_2.

2.3. Le quartz filonien

Il constitue l'essentiel du remplissage filonien où il est pour une grande part antérieur à l'ensemble des minéraux métalliques. Il se présente généralement sous deux aspects :

- le quartz blanc translucide est le plus caractéristique. Il est massif

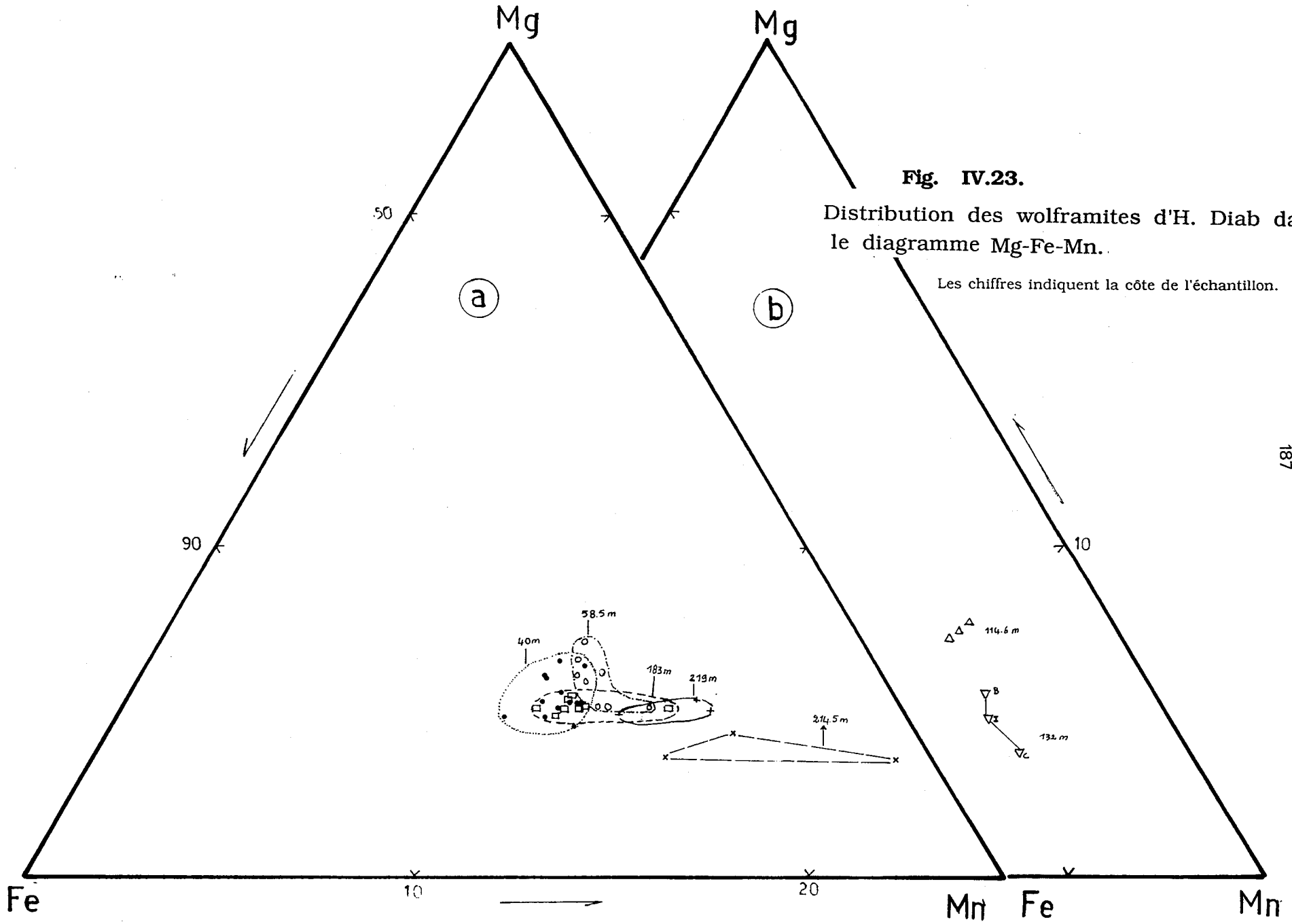


Fig. IV.23.

Distribution des wolframites d'H. Diab dans le diagramme Mg-Fe-Mn.

Les chiffres indiquent la côte de l'échantillon.

et homogène.

- le quartz laiteux observé uniquement en sondages est très rare ; seuls trois filons ont pû être distinguer sur la totalité du champ filonien. Leur puissance peut dépasser 50 cm. On y observe des petites géodes avec des prismes de quartz centimétriques bien individualisés.

Dans les deux cas, le quartz est assez cataclasé, ses cassures ont servi de passage et de lieu de dépôts métallifères. Il montre une structure en mosaïque ou macrocristalline imbriquée. Les plages quartzeuses sont généralement assez bien calibrées de taille millimétrique à centimétrique. Elles sont parfois automorphes avec des contours plus ou moins lobés.

2.4. La wolframite

La wolframite se présente en fragments brun-noirâtres de taille moyenne (1 à 4 cm), d'habitus lamellaire et automorphe ou en prismes millimétriques à centimétriques souvent trapus, parfois mâclés. Les cristaux sont dispersés au sein du filon, montrant de belles textures de substitution au quartz (Pl. IV, ph. 1). Les cristaux de wolframite peuvent être simplement tordus ou fracturés. Les fractures seront colmatées par des sulfures parfois même par du quartz tardif.

2.4.1. Chimisme

Environ une cinquantaine d'analyses à la microsonde Camebax ont été réalisées sur les wolframites d'H. Diab (Tab. IV.10). Si on fait abstraction de certaines analyses riches en Fer et qui représentent des phénomènes perturbateurs tardifs, il s'agit de ferbérite. Celles-ci sont dépourvues de tantale, calcium pratiquement d'étain et contiennent des quantités mineures de Niobium. Le magnésium peut quant à lui atteindre 1%.

La composition des wolframites a été analysée à différents niveaux du gisement d'H. Diab afin d'en suivre les variations de proportion ferbérite/hubnérite au moyen du rapport Fe/Fe + Mn. Le but est de corréler ce rapport à des variations relatives de températures en vue d'estimer la position relative des filons par rapport à la source. Plusieurs auteurs ont en

effet proposé une relation entre la baisse progressive des températures de cristallisation et l'augmentation du taux de fer dans les wolframites (Lutwein, 1952 ; Oelsner, 1954 ; Amosse, 1978 a et b, Horner, 1979) ; Guillen, 1982).

La projection des analyses effectuées à différents niveaux du cortège filonien (Fig. IV.22.) suscite deux types d'observations (Fig. IV.23.).

- les différentes aires représentatives des wolframites se décallent sensiblement vers le pôle ferreux en fonction de la position spatiale de l'échantillon dans ce sens que le rapport Fe/Fe + Mn diminue avec la profondeur.

- à l'échelle du cristal, le rapport Fe/Fe + Mn varie notablement et d'une manière hétérogène. Il ne semble pas suivre de zonation régulière. Si toutefois, cette zonation existait, elle a pû être désorganisée suite aux circulations fluides ultérieures véhiculées dans les fractures parcourant ces minéraux. D'ailleurs, les analyses effectuées à proximité des fractures ou de zones "cariées" dans la wolframite donnent des compositions de ferbérites pures différentes de la composition initiale moyenne du minéral.

Certaines sections de wolframite montrent un enrichissement assez accusé en Mg dirigé du centre vers la périphérie du minéral et qui semblse faire au dépens du Mn, le fer restant constant (Fig. IV.23.b). Cet enrichissement se traduit par un trend individualisé par rapport à celui de l'évolution générale des wolframites. Il permet de considérer à bon droit la présence d'une étape magnésienne au cours de l'évolution du fluide minéralisateur. Cette étape a pu être décelée à travers la cristallisation de certaines phases silicatées notamment les phlogopites, tourmalines à composant dravitique ou certains micas blancs.

2.4.2. Facteurs contrôlant les variations de composition des wolframites

La tendance ferbéritique et les variations du rapport Fe/Fe + Mn des wolframites d'H. Diab ne seraient pas dues uniquement au seul élément thermique. Plusieurs travaux contestent même la validité de ce contrôle (Taylor et Hosking, 1970 ; Hsu, 1976 ; Moore et Howie, 1978 ; Voyevo-

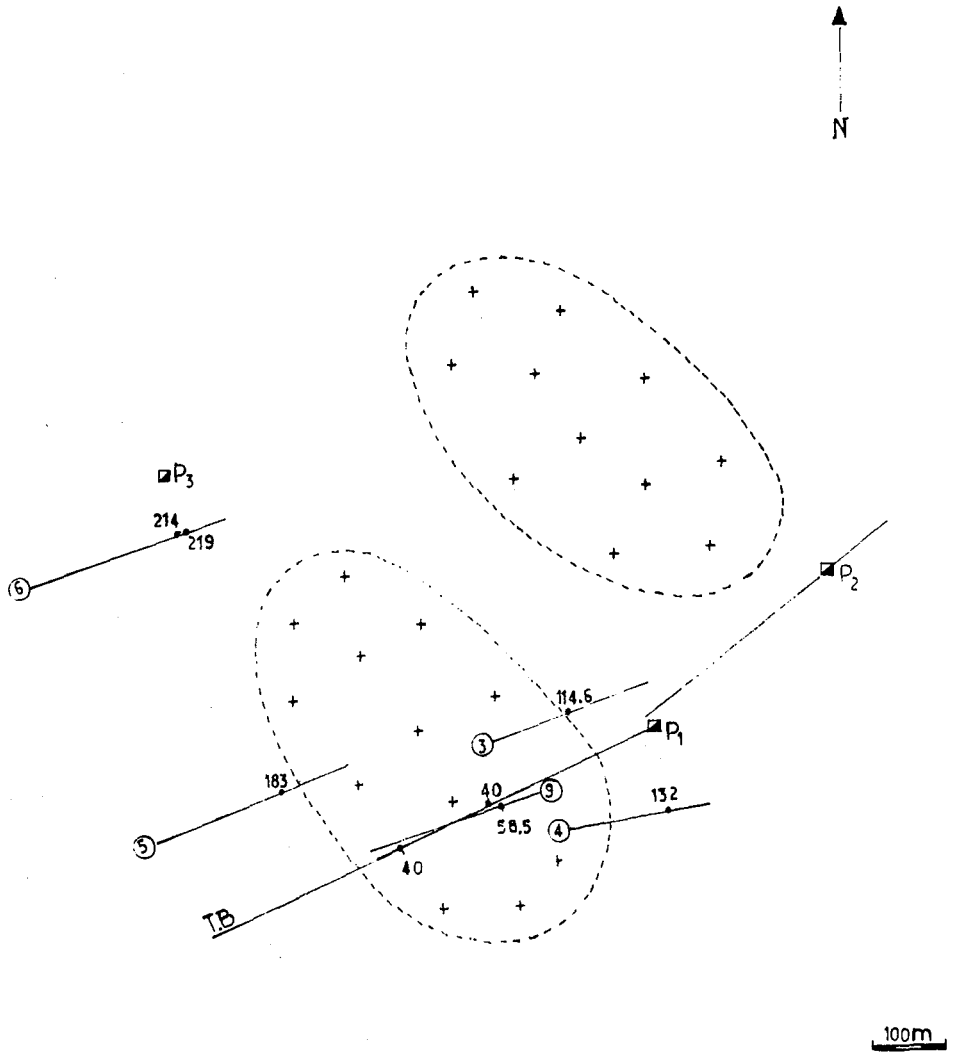


Fig. IV.22. Localisation des wolframites analysées dans le champ filonien d'H. Diab.

din, 1981).

En fait, la température n'est qu'un paramètre associé aux autres facteurs responsables du contrôle des tendances moyennes en Fe et Mn des wolframites.

2.4.2.1. La fugacité d'oxygène

Elle provoque l'oxydation d'une partie de Fe^{2+} en Fe^{3+}. L'existence des termes ferbéritiques peut être due à l'addition du Fe^{3+} au couple Fe^{2+}, Mn^{2+}). La présence du Fe^{3+} dans la wolframite a été mis en évidence par divers auteurs ; de Sasaki (1959) à Caruba et al. (1982) et plus récemment Aissa et al. (1987). Escobar et al. (1971) ont montré que les "light wolframites" souvent associées à la tourmaline ont une composition de ferbérite due à l'addition de Fe^{3+}.

2.4.2.2. L'activité des éléments volatils

Horner (1979) et Nakashima et al. (1986) ont proposé un contrôle de la composition des wolframites par l'acidité du milieu. Un pH acide favorise la cristallisation des ferbérites. Or la cristallisation des wolframites suit celle des tourmalines. Cette dernière aura utilisée les alcalins et surtout les hydroxyles OH et le bore régulateur du pH (barsukov et Kuril'chicova, 1966). Celui-ci sera donc acide au moment du dépôt des ferbérites.

2.4.3. Conclusion

Trois paramètres principaux ont pu à des degrés d'efficacité différents, contrôler la composition chimique des wolframites d'H. Diab ; ce sont la température, la fugacité d'oxygène et l'activité des volatiles.

La baisse du rapport Fe/Fe+Mn avec la profondeur pourait souligner une proximité d'une source éventuelle.

L'enrichissement en Mg de wolframites indique une variation de la composition du fluide minéralisateur.

2.5. Les sulfures

Ils forment une paragenèse fréquemment présente mais nettement tardive par rapport au dépôt de la wolframite et assez souvent accompagnée de micas blancs. Elle comporte principalement mispickel, bismuth natif, pyrite et chalcopyrite.

Les analyses chimiques à la microsonde Camebax de ces différentes phases sulfurées figurent sur le Tableau IV.11.

2.5.1. Le mispickel

Il se présente en plages millimétriques à centimétriques dispersées dans le quartz et parfois dans les fissures du wolfram sous forme de veinelettes ou de fines inclusions. Les cristaux du mispickel sont très fracturés, localement frangés voire corrodés par de la chalcosine, covelline et scorodite (Pl. IV, ph.2-3). Le mispickel est le premier sulfure a cristalliser. Il est assez riche en soufre (Fig. IV.25.) dépourvu de Sb mais contient quelques traces d'or (Tab. IV.11.). On observe par ailleurs que le rapport As/S varie dans un même monocristal et d'un cristal à un autre selon leur position verticale dans le filon. Ainsi la confrontation des pourcentages en arsenic et soufre (Fig. IV.26.) montre que le mispickel (ASP2) situé en profondeur (côte 155 m, sondage 5) est plus riche en As et corrélativement plus pauvre en soufre que celui (ASP1) prélevé à la côte 50 m. De même le cobalt s'enrichit dans le mispickel profond probablement par substitution au fer (Fig. IV.27.). L'alignement des points analysés semble conforter cette hypothèse.

Dans le mispickel, le rapport AS/S est contrôlé par la température et la fugacité du soufre (Clark, 1960 ; Kretschmar et Scott, 1976 ; Lowell et Gasparrini, 1982). La composition en % atomique d'As permet d'estimer la température de cristallisation en se plaçant dans le diagramme Log FS-T°C (Fig. IV.28.). Le rôle de la pression pouvant être négligé aux basses pressions dans le cas considéré (Sharp et al., 1985).

A ce diagramme, nous avons reporté la droite d'équilibre bismuth natif-bismuthinite (Barton et Skinner, 1967). Les mispickels analysés

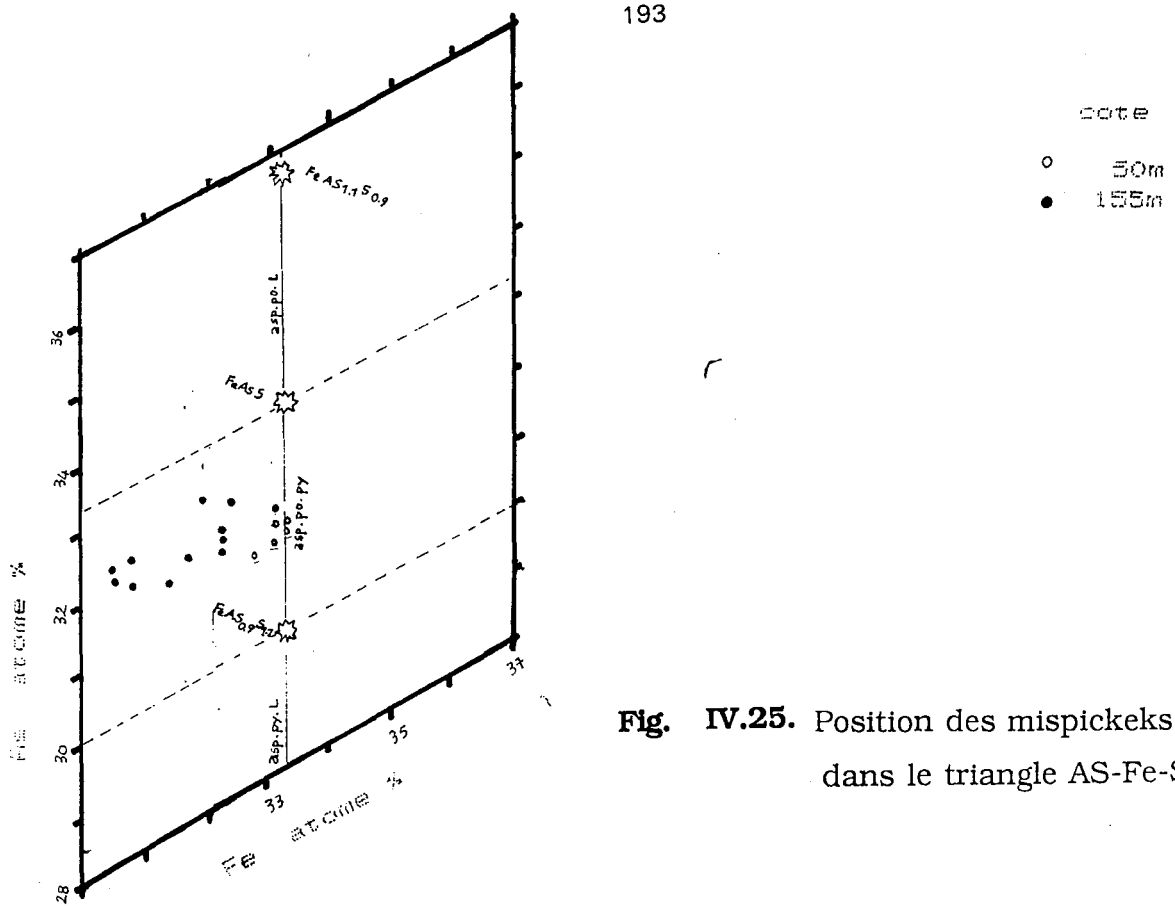
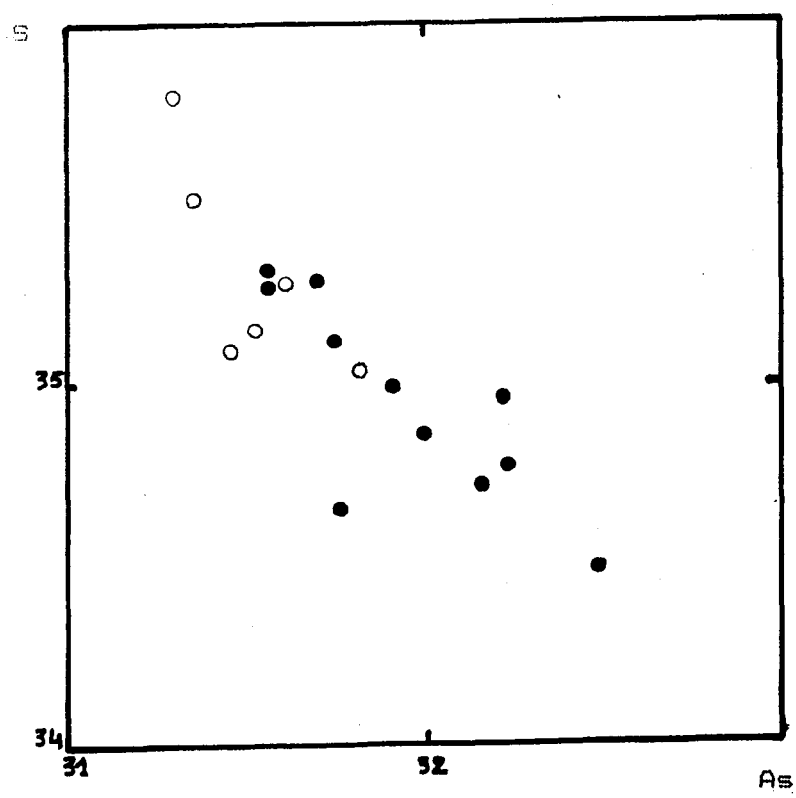


Fig. IV.25. Position des mispickeks d'H. Diab dans le triangle AS-Fe-S.

Fig. IV.26. Corrélation S-AS dans les mispickels d'H. Diab.



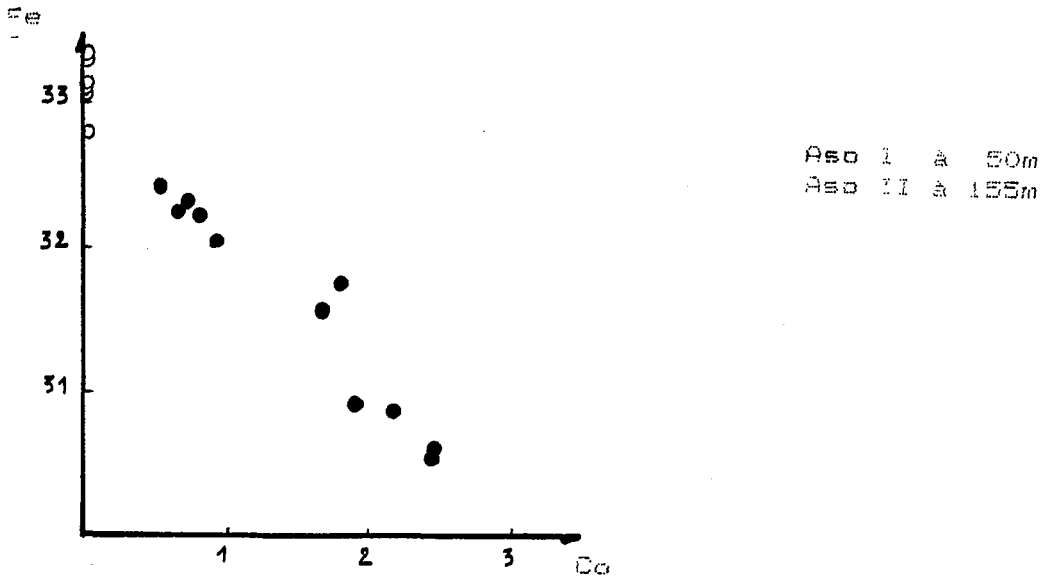


Fig. IV.27. Corrélation Fe-Co dans les mispickels d'H. Diab.

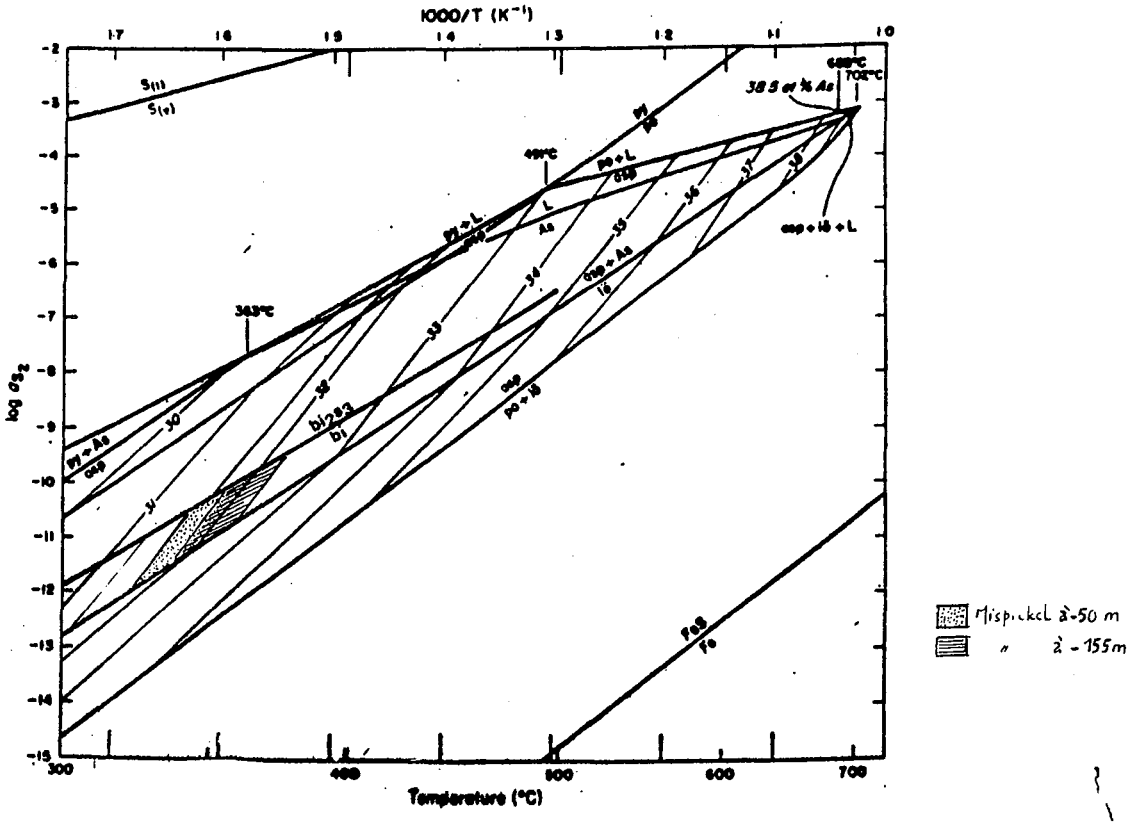


Fig. IV.28. Domaine de stabilité des mispickels d'H. Diab dans le diagramme activite de S2-température. Les compositions des mispickels étudiés sont reportés dans le champ de stabilité du bismuth natif (d'après Kretchmar et Scott, 1976 et Barton et Skinner, 1967).

dans les deux niveaux se situent dans le domaine délimité par l'absence de la löllingite et la présence de bismuth natif probablement en équilibre avec le mispickel en fin de cirstallisation. L'enrichissement relatif en soufre du mispickel de la côte - 50 m ne peut être inféodé à l'augmentation de la fugacité du soufre sinon il se formerait de la bismuthinite ce qui n'est pas le cas. Il apparaît donc que c'est la température qui constitue le facteur dominant fixant le rapport As/S. Celle-ci varie en l'occurence entre 320 et 370°C.

2.5.2. Le bismuth natif

Il a visiblement cristallisé suivant les diaclases préexistantes de filon de quartz (Pl. IV, ph. 5). La figure IV.29. montre la cristallisation du bismuth natif dans une cavité créée par la jonction de plusieurs directions de fractures, elles-mêmes colmatées par le même minéral. Celui-ci jalonne plan de mâcles et fissures de la wolframite ou s'associer en épitaxie en bordure de celle-ci.

Aucune section n'a permis de caler sa cristallisation par rapport au mispickel.

Le chimisme du bismuth natif n'offre guère d'originalité (Tab. IV.12.). Sa composition est quasiment stoechiométrique.

2.5.3. La pyrite

Elle constitue l'essentiel de la phase sulfurée groupée en amas ou dispersée dans la gangue quartzeuse. Elle montre de belles structures de substitution au quartz (Pl. IV, ph. 3) mais pénètre la wolframite sous forme de fines veinules ou se contente de l'entourer. Elle remplit également des fissures du mispickel et contient des inclusions du bismuth natif.

Le dépôt de la pyrite semble marquer un stade tranché dans le mécanisme d'ouverture des filons minéralisés qui apparaît saccadé selon une logique de fracturation-colmatage [(crack-seal) ; Ramsay, 1980] (Fig. IV.30.). Dans certains cas la pyrite épouse le tracé du réseau des diaclases et peut en déborder par substitution au quartz aboutissant à une structure arborescente (Pl. V, ph. 1).

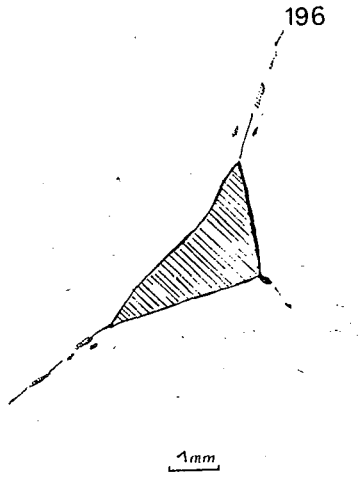


Fig. IV.29. Bismuth natif cristallisant dans des fractures de quartz filonien.

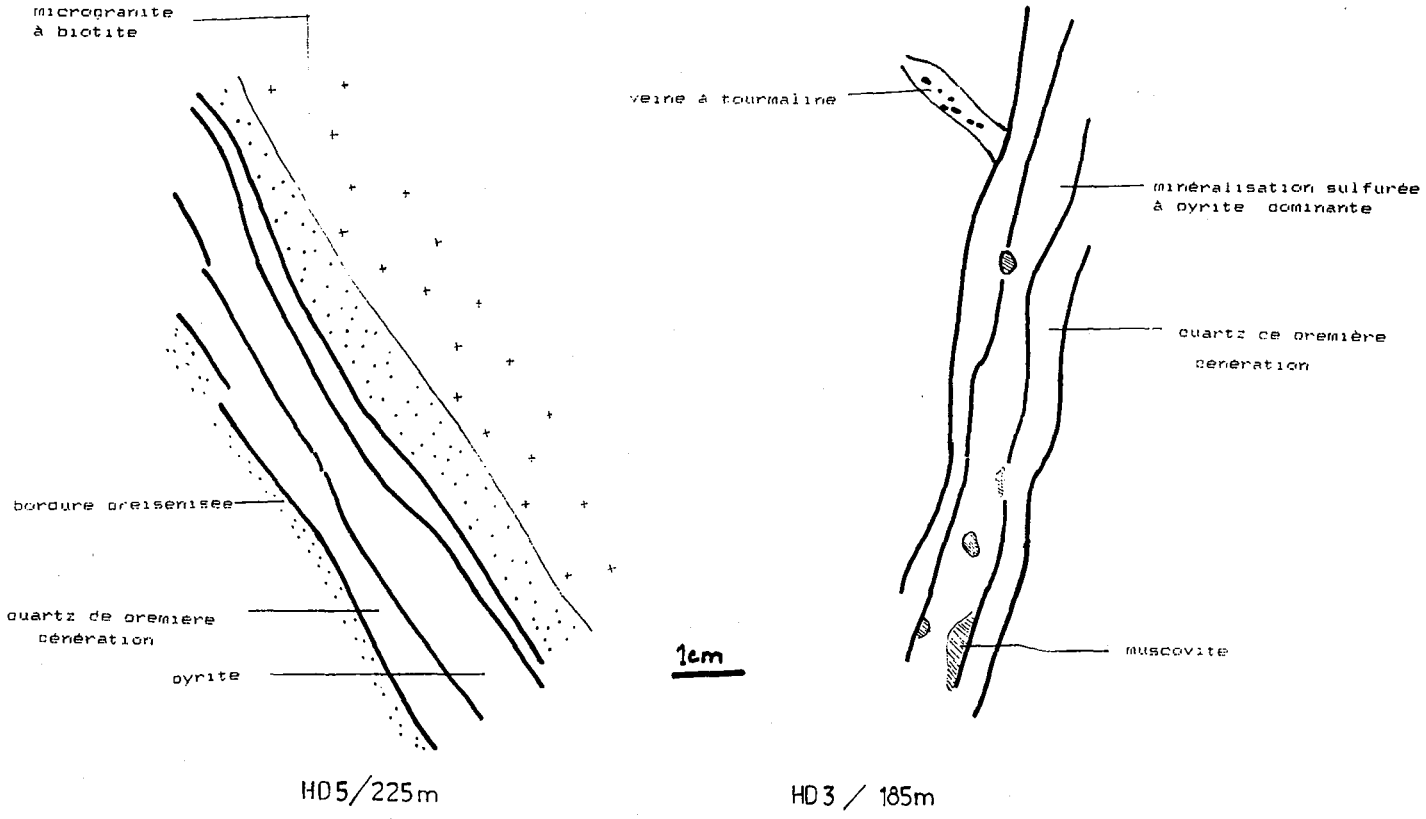


Fig. IV.30. Ouverture en "fracturation-colmatage" dans un filon de quartz. Une première formation de quartz est découpée par une lanière pyriteuse.

Un deuxième type de pyrite est à signaler. Il est lié à la venue tardive à carbonate remplissant des fractures affectant les filons minéralisés.

2.5.4. La chalcopyrite

Elle est postérieure à tous les autres sulfures. Elle forme des veinules en remplissage des fractures affectant les minéraux précoces ou des amas allotriomorphes. Elle renferme quelques rares microinclusions de sphalérites. La chalcopyrite associée à la pyrite accompagne en faible quantité la venue à carbonate.

2.6. La venue à carbonate

Elle constitue une phase bien distincte postérieure aux différents dépôts métalliques. Les carbonates forment généralement des veines indépendantes recoupant les filons minéralisés en wolframite et sulfures . Parfois ces carbonates cristallisent sous forme massive au milieu de géodes associées à des oxydes de fer (hématite- goethite).

A cette venue est associée en accessoire une minéralisation sulfurée tardive à pyrite, chalcopyrite ainsi que du quartz. L'ensemble s'organise en peigne encadrant une masse carbonatée associée aux sulfures et goethite (Pl. V, ph. 2).

2.7. Conclusion

Les différentes données relatées permettent d'établir un schéma global de mise en place du champ filonien d'H. Diab. (Fig. IV.31.).

Dès l'ouverture des fractures, le remplissage filonien débute par la cristallisation de la tourmaline d'abord riche en composant schorlite associée à quelques lamelles de muscovites qui soulignent une température de cristallisation de l'ordre de 460°. Le chimisme des tourmalines évolue ensuite vers des compositions plus magnésiennes. Cette dérive illustre une variation de la composition du fluide qui va se répercuter sur le chimisme des cristaux postérieurement formés notamment les phlogopites et phengites riches en Mg ainsi que la wolframite qui marque une continuité avec

la phase silicatée. La cristallisation de la wolframite intervient après celle de la tourmaline, au moins dans son terme schorlitique, suite à une élévation

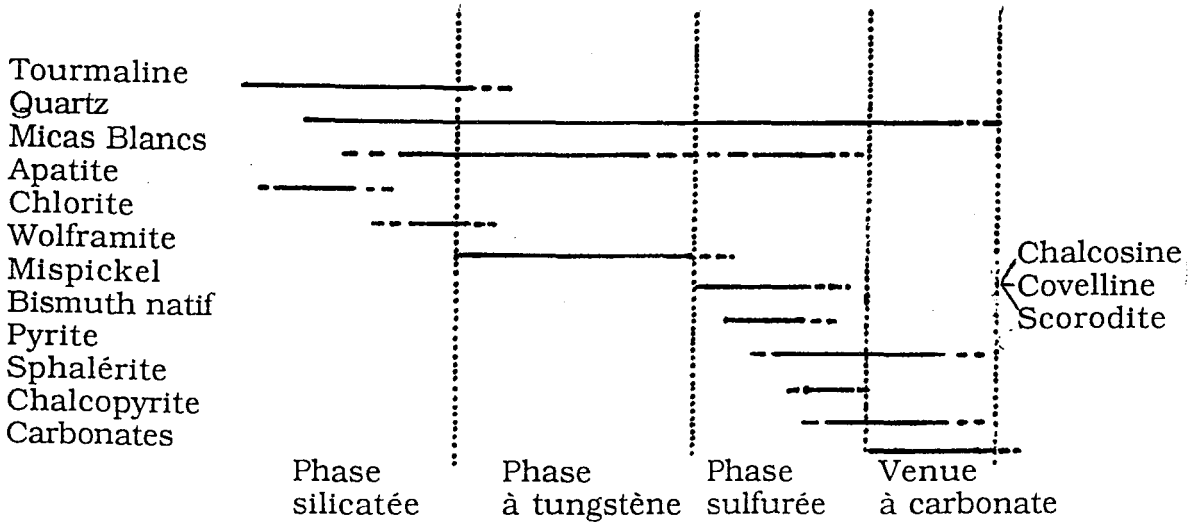


Figure IV.31. : Succession minéralogique proposée pour le gisement d'H. Diab.

du pH par baisse des alcalins consommés par le borosilicate. Le dépôt se situerait entre 330 et 460 en se référant à sa position chronologique entre la phase silicatée essentiellement borée et la phase sulfurée dont le premier minéral à se former est le mispickel. Celui-ci souligne une variation thermique verticale certes de faible ampleur mais réelle, corrélée à une variation de la composition chimique.

Le bismuth natif s'il est postérieur à la wolframite. Sa relation avec le mispickel n'est pas bien précisée.

Le dépôt de la pyrite par fracturation colmatage laisse penser à un régime de mise en place de la minéralisation par pulsations régies par la pression. Enfin, la chalcopyrite clôt cet épisode sulfuré.

L'augmentation du Mg et les variations thermiques enregistrée par la wolframite et le mispickel sont des éléments intéressants à considérer. L'élévation du Mg peut être due à une contamination du fluide au passage d'un encaissant granitique moins différencié dont les témoins sont représentés par les filons de microtonalites et les enclaves microgrenues.

Les variations thermiques soulignées par la wolframite et le mispickel

vont dans le même sens indiquant des dépôts chauds en profondeur, contrôlés probablement par la présence d'une source motrice de la minéralisation.

PARTIE V

CONCLUSION GENERALE

V - CONCLUSION GENERALE

La région d'Hassiane Diab constitue un important foyer d'activité magmatique où il est possible de distinguer quatre unités plutoniques mises en place sous forme de filons et/ou de massifs de grande extension occupant une bonne partie de cette boutonnière paléozoïque.

Les différents faciès composant l'unité granitique d'H. Diab (microtonalite, granite et microgranite à biotite) présentent des caractéristiques identiques à celles des lignées calco-alcalines typiques. A cette lignée s'apparente vraisemblablement les filons et dykes de microgranitoïdes (dacites, rhyodacites, microdiorites quarztiques ...) qui constituent la première manifestation magmatique fini westphalienne dans le secteur.

Le granite à biotite mis en place au cours du stéphanien par comparaison aux autres unités, induit un métamorphisme de contact exprimé par des cornéennes à biotite et andalousite. L'auréole métamorphique ainsi formée est recoupée par des pointements de microgranites à pyroxène de nature monzonitique. Ces derniers ne montrent cependant aucune relation spatiale visible avec le granite alcalin de Soulouina daté de 287 ± 7 MA et qui occupe la moitié méridionale de la boutonnière.

Ces différentes unités qui apparaissent successivement à l'échelle de l'orogène hercynien proviennent de magmas non cogénétiques issus de sources vraisemblablement crustales mis à part les microgranites à pyroxène apparentés aux I- granites. Leur mise en place s'est effectuée à la faveur de fractures préexistantes généralement NW à NNW et NE à ENE qui constituent deux directions majeures reconnues à l'échelle du Maroc hercynien (Lagarde, 1985).

Les fractures subméridiennes localisées à l'extrémité Ouest du massif d'H. Diab ont pu jouer en cisaillement senestre et créer des ouvertures favorables au drainage de la minéralisation à wolframite et sulfures (mine d'H. Diab.).

A l'échelle régionale, les fractures subéquatoriales peuvent s'individualiser en couloirs de cisaillement dextre fonctionnant probablement postérieurement aux mouvements précédents. Ces couloirs sont jalonnés de filons de quartz pouvant renfermer de la barytine.

Outre les dépôts métallifères, la mine d'H. Diab est le siège d'une importante activité hydrothermale exprimée par la tourmalinisation et l'altération micacée. Le premier processus intervient sous deux aspects :

- tourmalinisation précoce des schistes par substitution aux phyllites, qui serait liée à la mise en place des apophyses granitiques mises en évidence à ce niveau.

- tourmalinisation liée aux filons et fractures recoupant ces schistes.

L'altération micacée qui afffecte le granite à biotite d'H. Diab permet d'aboutir à des faciès enrichis en muscovites assimilables de par leur aspect à des greisens ainsi qu'à des muscovitites. L'abondance de la phase micacée qui reflète le degré d'altération augmente corrélativement à l'accroissement du taux de tungstène. Une telle relation montre que le stock métal ne serait pas lié au granite ceci étant appuyée par le caractère normal de ce dernier au sens de Tischendorf (1977). La wolframite et la pyrite constituent les espèces métalliques fréquentes dans les filons de quartz, associées accessoirement à du mispickel, bismuth natif et chalcopyrite. La wolframite est une ferbérite assez fournie en magnésium et pauvre en niobium et tantale. Son rapport Fe/Fe+Mn montre une augmentation assez nette avec la profondeur. Cette zonation verticale du champ minéralisé se trouve également enregistrée par les mispickels qui soulignent une augmentation de l'arsenic et une diminution du soufre avec la profondeur. Parallèlement à cette évolution, il y a augmentation sensible de la température. Les fluides hydrothermaux qui précipitent les tourmalines d'abord schorlitiques tendent au cours de leur évolution vers des compositions magnésiennes traduites par la présence de phlogopite, de phengites magnésiennes, de tourmaline proches du pôle dravite ainsi que par de la wolframite riche en Mg. L'augmentation de cet élément peut être inféodé à une contamination du fluide en contact d'encaissant granitique moins différencié. Les circulations hydrothermales produisant les concentrations métallifères supposent l'existence de systèmes convectifs associés à une anomalie thermique reliée probablement à un granite caché.

TABLEAUX D'ANALYSES

	●				○				
	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SIO2	72.18	70.88	72.73	70.75	76.33	77.84	77.69	76.54	75.19
AL2O3	12.63	15.81	14.76	14.95	15.07	13.85	14.08	14.74	15.03
FE2O3	3.32	2.38	1.63	3.09	0.44	0.66	0.44	0.50	0.74
MNO	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
MGO	0.42	0.49	0.25	0.00	0.31	0.21	0.30	0.17	0.34
CAO	1.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NA2O	2.21	1.10	0.13	0.18	0.20	0.20	0.16	0.20	0.18
K2O	5.01	4.37	4.30	3.89	4.57	4.20	4.28	4.46	4.39
TIO2	0.31	0.35	0.38	0.38	0.37	0.19	0.21	0.30	0.34
P2O5	0.21	0.16	0.08	0.21	0.13	0.06	0.09	0.11	0.00
PF	1.77	4.38	5.23	6.61	2.56	2.34	2.41	2.37	2.55
TOTAL	99.10	100.32	99.50	100.07	100.00	99.56	99.67	99.41	96.22
BA	661	603	666	636	596	591	416	537	688
CO	10	24	76	43	39	243	811	30	10
CR	20	24	10	23	12	10	10	11	20
CU	160	1514	201	430	10	10	10	10	10
NI	10	32	55	28	25	44	25	22	10
SR	168	198	39	72	41	13	24	25	75
V	51	48	10	35	19	10	15	30	46
RB	247	191	191	189	251	227	247	233	215
W	9.8	15.2	14.2	17.5	45	48	60	40.5	39

Tab IV. 2: Analyses chimiques du granite en voie de muscovitisation(●) et du facies greisenise(○)

Anal.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	45.31	44.51	45.10	44.44	45.01	45.36	45.10	44.16
Al2O3	35.70	35.44	34.93	34.60	35.53	34.40	34.28	35.00
FeO	.95	1.12	1.09	1.02	.81	1.00	.85	.75
MnO	–	–	.01	–	.01	.10	.01	–
MgO	.61	.68	.72	.74	.61	.71	.43	.57
TiO2	.21	.22	.22	.45	.08	.26	.13	.14
CaO	–	.03	–	–	.01	.04	.02	–
Na2O	.38	.39	.31	.34	.41	.39	.35	.40
K2O	10.07	9.70	10.16	9.94	10.16	9.55	9.59	10.35
Total	93.23	92.09	92.54	91.53	92.63	91.81	90.76	91.39
Si	6.136	6.103	6.164	6.146	6.135	6.225	6.249	6.119
Al(IV)	1.864	1.897	1.836	1.857	1.864	1.775	1.751	1.881
Al(VI)	3.833	3.829	3.750	3.778	3.843	3.788	3.846	3.831
Fe2+	.108	.126	.125	.118	.092	.115	.096	.087
MnO	–	–	.001	–	.001	.012	.001	–
MgO	.123	.139	.147	.152	.124	.145	.089	.118
Ti	.021	.023	.023	.047	.008	.027	.014	.015
Na	.100	.104	.082	.092	.108	.104	.094	.107
Ca	–	.004	.–	–	.001	.006	.003	–
K	1.739	1.696	1.771	1.752	1.766	1.671	1.694	1.828

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	44.00	44.05	46.96	46.60	45.01	44.78	43.80	47.10
Al2O3	34.82	34.40	37.08	36.00	34.99	34.13	34.83	35.53
FeO	.91	1.13	.81	1.20	.88	1.09	1.12	.67
MnO	–	–	.02	.04	–	.02	–	.02
MgO	.50	.71	.64	.69	.61	.86	.73	.76
TiO2	.29	.37	.14	.05	.33	.44	.55	1.43
CaO	–	–	–	–	–	–	–	.04
Na2O	.48	.32	.38	.41	.43	.35	.35	.37
K2O	9.79	9.96	10.49	10.35	10.16	10.11	9.50	10.16
Total	90.59	90.96	95.52	95.34	92.41	91.78	91.09	95.08
Si	6.137	6.134	6.138	6.178	6.159	6.181	6.092	6.197
Al(IV)	1.863	1.866	1.862	1.822	1.841	1.819	1.908	1.803
Al(VI)	3.827	3.778	3.849	3.602	3.922	3.732	3.772	3.706
Fe2+	.106	.132	.088	.133	.101	.126	.130	.074
Mn	–	–	.002	.004	–	.002	–	.002
Mg	.104	.147	.125	.136	.124	.177	.151	.149
Ti	.030	.039	.014	.005	.034	.046	.058	.141
Ca	–	–	–	–	–	–	–	.006
Na	.130	.086	.096	.105	.114	.094	.097	.094
K	1.741	1.772	1.748	1.750	1.773	1.780	1.757	1.705

Tableau IV.4. Analyses chimiques à la microsonde Camebax et formules structurales des muscovites des différents faciès d'altération. Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.

	○							
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	46.28	47.02	46.39	45.59	46.74	44.74	45.40	45.04
Al2O3	35.83	36.05	34.72	35.12	36.49	33.76	35.00	34.39
FeO	.70	.67	1.10	.86	1.09	1.27	1.06	1.80
MnO	.03	–	–	.01	–	–	–	–
MgO	.69	.99	.89	.84	.78	.90	.69	.87
TiO2	.73	.47	.25	.71	.10	.38	.29	.45
CaO	–	–	.04	–	–	.03	–	–
Na2O	.42	.34	.28	.36	.48	.31	.31	.39
K2O	9.98	10.11	8.21	10.76	9.80	9.43	.29	.45
Total	94.64	95.65	91.88	94.25	95.82	90.82	92.86	92.15
Si	6.165	6.191	6.291	6.144	6.151	6.217	6.179	6.114
Al(IV)	1.835	1.809	1.709	1.856	1.849	1.783	1.821	1.616
Al(VI)	3.792	3.784	3.839	3.721	3.809	3.745	3.792	3.748
Fe2+	.078	.074	.125	.097	.120	.148	.121	.092
Mn	.003	–	–	.001	–	–	–	–
Mg	.137	.194	.180	.169	.153	.186	.140	.178
Ca	–	–	.006	–	.007	.004	–	–
Na	.108	.087	.074	.094	.122	.083	.082	.104
K	1.696	1.697	1.480	1.849	1.845	1.671	1.755	1.788

	○	●						
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO2	43.46	47.51	47.22	46.96	45.80	46.74	45.21	46.16
Al2O3	34.88	37.08	37.58	37.04	36.61	37.10	35.88	36.02
FeO	1.08	.74	.75	.93	1.03	.79	1.35	1.29
MgO	.65	.79	.64	.66	.44	.59	.85	.70
Mn	–	–	–	.03	.07	.01	.05	–
TiO2	.13	.29	–	.64	.12	.11	.13	.31
CaO	–	–	.04	–	–	.02	–	–
Na2O	.36	.52	.43	.53	.42	.42	.37	.42
K2O	9.45	10.31	10.51	10.43	10.17	10.27	10.27	10.26
Total	90.04	97.24	97.17	97.22	94.46	96.05	94.10	95.16
Si	6.091	6.157	6.125	6.111	6.058	6.132	6.090	6.140
Al(IV)	1.909	1.843	1.875	1.869	1.902	1.868	1.910	1.860
Al(VI)	3.852	3.819	3.869	3.791	3.867	3.857	3.755	3.785
Fe+	.127	.080	.080	.101	.115	.087	.152	.143
MgO	.136	.153	.124	.128	.088	.115	.171	.139
Mn	–	–	–	003	.008	.001	.006	–
Ti	.014	.028	–	.063	.012	.011	.013	.031
Ca	–	–	.006	–	–	.003	–	–
Na	.098	.131	.108	.134	.109	.107	.097	.108
K	1.689	1.704	1.738	1.731	1.734	1.718	1.762	1.740

Suite Tab. M4

	33	34	35
SiO2	43.58	46.55	46.05
Al2O3	35.46	36.10	36.40
FeO	.88	1.09	.79
MgO	.56	.57	.58
MnO	.04	.02	–
TiO2	–	.27	.60
CaO	–	–	–
Na2O	.48	.51	.38
K2O	9.76	10.55	10.47
Total	90.76	95.68	95.27
Si	6.063	6.182	6.115
Al(IV)	1.937	1.838	1.885
Al(VI)	3.876	3.792	3.810
Fe2+	.102	.121	.088
Mg	.116	.112	.115
Mn	.005	.002	–
Ti	–	.027	.060
Ca	–	–	–
Na	.129	.131	.098
K	1.732	1.782	1.773

Suite Tab.N.4

ANALYSE						
SIO2	45.86	46.39	47.40	46.25	47.80	46.14
AL2O3	35.85	35.95	35.26	36.12	35.97	34.73
FEOt	0.82	0.79	1.07	0.30	1.06	1.70
MGO	0.63	0.98	1.03	0.88	1.09	1.54
MNO	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
TIO2	0.46	0.21	0.21	0.19	0.43	0.74
CAO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.07
NA2O	0.50	0.42	0.48	0.50	0.44	0.39
K2O	10.41	10.58	10.30	10.88	10.56	10.10
TOTAL	94.62	95.82	95.84	95.64	97.39	95.41
SI	6.136	6.183	6.247	6.130	6.209	6.148
AL(IV)	1.864	1.817	1.753	1.870	1.791	1.852
AL(VI)	3.788	3.769	3.722	3.772	3.714	3.601
FE(2+)	0.092	0.087	0.118	0.089	0.115	0.189
MG	0.126	0.193	0.212	0.174	0.211	0.306
TI	0.046	0.021	0.021	0.019	0.042	0.074
MN	0.010	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
K	1.776	1.779	1.731	1.339	1.749	1.716
NA	0.130	0.107	0.123	0.128	0.111	0.101
CA	0.000	0.000	0.006	0.000	0.006	0.010

ANALYSE								
SIO2	47.36	46.65	36.09	47.13	45.63	47.32	45.39	46.22
AL2O3	36.32	34.99	35.46	36.07	36.90	36.17	37.11	36.44
FEOt	1.17	0.99	0.74	0.93	0.78	0.84	0.61	0.88
MGO	0.81	0.83	0.74	0.80	0.52	0.90	0.53	0.54
CAO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NA2O	0.31	0.34	0.34	0.42	0.39	0.42	0.51	0.52
K2O	10.66	10.26	10.38	9.99	9.92	10.17	9.86	9.85
TIO2	0.21	0.22	0.23	0.29	0.36	0.52	0.21	0.00
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	96.84	94.28	83.98	95.63	94.50	96.34	94.22	94.45
ANALYSE								
SI	6.186	6.245	6.192	6.206	6.083	6.193	6.063	6.156
AL (IV)	1.814	1.755	1.808	1.794	1.917	1.807	1.937	1.844
AL (VI)	3.776	3.765	3.805	3.802	3.880	3.771	3.904	3.875
FE2+	0.128	0.111	0.083	0.102	0.087	0.092	0.068	0.098
MN	0.000	0.000	0.001	0.000	0.103	0.000	0.000	0.000
MG	0.158	0.166	0.144	0.157	0.036	0.175	0.105	0.107
TI	0.021	0.022	0.023	0.029	0.000	0.051	0.021	0.000
NA	0.078	0.088	0.088	0.107	1.686	0.107	0.132	0.134
K	1.775	1.752	1.778	1.677	0.101	1.697	1.680	1.673
CA	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Suite Tab IV.4

Symbole	⊕												⊙		
ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	35.56	36.67	36.59	36.08	36.07	36.46	37.04	36.78	37.97	36.45	36.45	36.47	36.74	37.12	37.48
Al_2O_3	36.08	32.68	34.53	33.91	34.25	34.53	35.95	35.24	35.62	34.68	34.68	31.55	34.59	36.03	35.09
FEO	6.64	7.71	6.49	6.26	5.92	5.84	5.97	4.87	6.47	6.63	6.17	7.16	4.24	4.65	3.86
MNO	0.05	0.06	0.01	0.06	0.05	0.01	0.06	0.00	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MGO	5.29	5.13	5.37	6.66	6.44	6.27	5.93	6.78	6.43	6.01	6.10	6.31	7.70	6.53	7.09
TiO_2	0.24	0.00	0.83	0.44	0.73	0.47	0.18	0.36	0.35	0.80	0.80	2.17	0.33	0.32	0.61
CAO	0.66	0.35	0.56	0.78	0.77	0.60	0.49	0.55	0.69	0.63	0.63	0.95	0.13	0.33	0.49
NA_2O	1.59	1.73	1.71	1.76	1.72	1.89	1.91	1.62	1.71	1.64	1.74	1.74	1.62	1.71	1.78
K_2O	0.04	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01
TOT	86.15	84.37	86.60	85.97	85.98	86.06	87.60	86.26	89.32	86.20	86.51	86.39	85.36	86.70	86.42

Symbole	⊙											▲			
ANALYSE	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	36.29	37.75	40.08	37.62	37.60	36.71	36.51	36.46	36.45	36.61	36.19	32.38	34.24	36.07	35.90
Al_2O_3	36.26	34.25	36.93	35.19	35.51	34.72	36.213	34.90	33.11	35.00	34.05	36.99	34.49	37.61	34.51
FEO	3.53	5.27	5.66	4.75	4.66	5.21	4.93	4.70	4.45	4.04	5.21	3.87	8.39	4.08	5.99
MNO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00
MGO	7.42	6.27	7.02	6.00	6.25	6.55	6.14	6.60	7.43	7.05	5.82	6.76	3.69	8.35	5.29
TiO_2	0.43	0.53	0.44	0.41	0.36	0.38	0.22	0.43	0.54	0.39	0.52	0.24	1.11	0.66	0.00
CAO	0.50	0.42	0.60	0.39	0.29	0.39	0.28	0.48	0.59	0.43	0.42	0.20	0.29	0.85	0.40
NA_2O	1.47	1.56	1.98	1.71	1.47	1.73	1.33	1.75	1.21	1.64	1.55	1.82	1.28	1.85	1.46
K_2O	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03
TOT	85.90	86.06	92.95	86.15	86.14	85.68	85.64	85.35	84.49	85.19	83.81	88.35	83.51	89.49	83.53

Symbole	▲				•		+								
ANALYSE	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO_2	36.65	38.94	36.99	35.17	34.52	34.25	35.87	36.22	36.02	36.16	33.80	36.18	35.00	34.44	34.70
Al_2O_3	33.99	37.72	37.67	36.66	34.94	34.70	34.16	32.19	32.58	32.57	35.00	33.68	31.87	32.69	33.33
FEO	6.13	4.38	5.75	4.82	10.10	9.57	5.16	5.51	4.79	5.14	4.62	4.89	6.59	6.77	7.76
MNO	0.05	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06	0.00	0.00	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.13
MGO	6.04	6.71	5.51	5.88	3.39	3.26	6.85	7.63	7.80	7.55	6.05	6.67	5.46	4.28	4.08
TiO_2	0.55	0.19	0.71	0.45	0.99	0.88	0.40	0.22	0.08	0.35	0.11	0.18	1.67	0.63	0.89
CAO	0.26	0.19	0.42	0.42	1.07	1.03	0.59	1.32	1.45	1.25	1.29	0.90	0.46	0.17	0.28
NA_2O	1.48	1.93	1.54	1.54	1.60	1.58	1.42	1.60	1.40	1.57	1.35	1.48	1.57	1.85	1.84
K_2O	0.01	0.05	0.00	0.05	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00
TOT	85.16	90.12	88.60	85.02	86.64	85.37	84.52	84.69	84.19	84.69	82.27	84.04	82.69	80.95	83.01

Tableau IV.6. Analyses chimiques à la microsonde Camebax et formules structurales des différents types de tourmalines. Formules structurales calculées sur la base de 24.5 oxygènes.

	+												
	46	47	48	49c	50m	51b	52c	53b	54c	55b	56c	57m	58b
SIO2	36.06	35.99	36.29	34.32	35.90	37.06	36.18	36.23	37.17	36.98	36.81	37.62	37.34
AL2O3	33.28	37.04	33.26	32.26	32.70	34.45	33.07	34.64	35.35	36.14	35.43	35.23	34.67
FEO	8.85	6.54	7.77	7.46	5.48	5.57	5.99	5.11	5.27	5.39	9.14	5.45	5.03
MNO	0.09	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.09	0.07	0.00
MGO	5.38	4.69	5.08	4.45	7.42	6.78	6.91	6.81	6.56	5.85	3.78	6.19	6.75
TIO2	1.80	0.00	0.56	0.96	0.91	0.73	1.43	0.31	0.35	0.19	0.54	0.38	0.42
CAO	0.30	0.00	0.31	0.62	1.13	0.79	0.84	0.79	0.26	0.27	0.25	0.43	0.53
NA2O	1.93	1.74	2.00	1.91	1.75	1.55	1.79	1.60	1.37	1.41	1.38	1.56	1.64
K2O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
TOT	87.72	86.00	85.27	82.01	85.32	86.95	85.26	85.56	86.33	86.33	87.44	86.93	86.58

	59c	60m	61b	62c	63b	64c	65b	66c	67b
SIO2	36.38	37.19	38.05	34.18	34.55	37.49	36.78	37.28	37.13
AL2O3	33.22	33.39	35.37	35.62	33.91	33.09	35.38	34.27	35.00
FEO	7.41	6.18	4.62	10.86	11.31	6.51	6.10	6.12	5.17
MNO	0.06	0.00	0.11	0.00	0.00	0.11	0.00	0.03	0.01
MGO	5.89	6.37	7.45	2.68	2.94	6.26	6.08	6.16	6.42
TIO2	0.98	0.56	0.33	1.08	0.66	0.50	0.14	0.42	0.33
CAO	0.49	0.54	0.57	0.77	0.47	0.59	0.38	0.83	0.33
NA2O	1.47	1.85	1.92	1.59	1.81	1.81	1.58	1.61	1.48
K2O	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
ToT	85.92	86.08	88.43	86.82	85.65	86.46	86.47	86.72	85.89

Suite Tableau IV.6.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	5.775	6.100	5.905	5.877	5.860	5.900	5.892	5.906
Al	6.894	6.394	6.554	6.500	6.546	6.573	6.727	6.657
Fe2+	.902	1.073	.876	.850	.804	.791	.792	.655
Mn	.005	.010	.001	.010	.005	.001	.010	.000
Mg	1.277	1.267	1.409	1.613	1.555	1.510	1.403	1.618
Ti	.029	.000	.102	.054	.090	.058	.021	.043
Ca	.117	.065	.097	.137	.136	.102	.086	.096
Na	.497	.559	.532	.557	.536	.592	.592	.501

	9	10 ⊕	11	12	13	14	15	16
Si	5.936	5.864	5.875	5.958	5.933	5.910	5.967	5.804
Al	6.551	6.564	6.576	6.065	6.570	6.750	6.571	6.823
Fe2+	.844	.917	.832	.975	.572	.621	.511	.470
Mn	.014	.001	.001	.000	.000	.000	.000	.000
Mg	1.496	1.438	1.465	1.534	1.851	1.547	1.681	1.766
Ti	.042	.097	.097	.267	.041	.038	.074	.053
Ca	.117	.111	.111	.167	.024	.058	.086	.086
Na	.516	.512	.541	.549	.504	.525	.544	.451
K	.000	.010	.002	.010	.000	.000	.002	.000

	17	18	19	20	21	22	23	24
Si	6.068	5.991	6.023	6.009	5.939	5.879	5.912	6.003
Al	6.477	6.493	6.628	6.676	6.608	6.860	6.657	6.416
Fe2+	.709	.731	.634	.623	.704	.662	.637	.613
Mn	.000	.004	.005	.000	.000	.000	.000	.005
Mg	1.500	1.561	1.431	1.486	1.578	1.473	1.590	1.823
Ti	.065	.049	.050	.043	.046	.027	.054	.067
Ca	.072	.094	.067	.048	.068	.048	.083	.104
Na	.482	.574	.528	.451	.544	.415	.545	.385
K	.000	.004	.001	.000	.000	.002	.004	.000

	25 ⊙	26	27	28	29	30	31	32
Si	5.920	5.979	5.962	5.783	5.593	5.965	5.988	5.943
Al	6.657	6.617	6.760	6.852	6.859	6.746	6.536	6.774
Fe	.543	.719	.503	1.185	.530	.833	.838	.559
Mn	.000	.001	.014	.000	.000	.000	.005	.000
Mg	1.700	1.432	1.561	.927	1.926	1.306	1.470	1.525
Ti	.048	.064	.028	.142	.077	.000	.069	.023
Ca	.073	.074	.033	.051	.139	.070	.044	.032
Na	.514	.496	.475	.415	.558	.469	.471	.568
K	.009	.004	.000	.004	.004	.006	.002	.009

	33	34	35	36	37	38	39	40
Si	5.794	5.725	5.701	5.725	5.880	5.967	5.950	5.951
Al	6.942	7.018	6.789	6.824	6.594	6.241	6.468	6.311
Fe2+	.752	.654	1.392	1.334	.713	.766	.660	0.706
Mn	.000	.005	.005	.010	–	–	.010	0.005
Mg	1.283	1.426	.833	.812	1.673	1.869	1.920	1.847
Ti	.085	.056	.124	.110	.049	.027	.010	.043
Ca	.070	.073	.188	.186	.103	.232	.258	.222
Na	.470	.488	.515	.512	.502	.574	.506	.563
K	.000	.010	.002	.010	.004	.002	–	.002

Suite Tableau IV.6 (Formules Structurales)

	41	42	43	44	45	46	47	48
Si	5.641	5.959	5.940	5.962	5.895	5.847	5.818	5.995
Al	6.877	6.531	6.371	6.667	6.670	6.355	7.055	6.472
Fe2+	0.646	0.672	.933	.977	1.102	1.198	.884	1.071
Mn	0.007	0.007	.005	.005	.015	.010	.000	.000
Mg	1.503	1.637	1.376	1.102	1.031	1.295	1.126	1.245
Ti	0.014	0.022	.212	.081	.112	.219	.000	.070
Ca	0.230	0.158	.082	.031	.046	.049	.000	.055
Na	0.490	0.534	.510	.613	.602	.604	.544	.635
K	–	0.002	.002	.010	.000	.001	.000	.000

	49 c	m	51 b	52 c	53 b	54 c	55 b	56 c
Si	5.904	5.880	5.924	5.877	5.879	5.951	5.925	5.933
Al	6.539	6.309	6.488	6.319	6.615	6.660	6.814	6.718
Fe2+	1.074	.752	.744	.814	.691	.706	.721	1.233
Mn	.003	.005	.000	.010	.000	.000	.010	.015
Mg	1.142	1.809	1.612	1.672	1.646	1.561	1.394	.909
Ti	.124	.113	.089	.175	.039	.043	.024	.065
Ca	.114	.197	.134	.146	.136	.043	.048	.044
Na	.640	.560	.480	.565	.506	.423	.433	.435
K	.004	.002	.004	.004	.010	.000	.004	.004

	57 m	58 b	59 c	60 m	61 b	62 c	63 b	64 c
Si	5.994	5.972	5.944	6.029	5.955	5.647	5.758	6.066
Al	6.603	6.529	6.386	6.368	6.510	6.921	6.650	6.298
Fe2+	.722	.672	1.010	.837	.606	1.497	1.575	.879
Mn	.010	.000	.010	.000	.014	.000	.000	.015
MG	1.467	1.607	1.431	1.537	1.737	.659	.730	1.510
Ti	.045	.050	.120	.068	.040	.134	.083	.073
Ca	.072	.091	.088	.092	.094	.139	.085	.102
Na	.478	.576	.461	.584	.582	.505	.580	.563
K	.000	.000	.004	.000	.002	.010	.000	.000

	65 b	66 c	67 b
Si	5.917	5.980	5.967
Al	6.696	6.493	6.621
Fe2+	.820	0.818	0.695
Mn	.000	0.005	0.002
Mg	1.458	1.471	1.534
Ti	.017	0.050	0.039
Ca	.068	0.139	0.058
Na	.492	0.558	0.521
K	.006	–	0.004

Suite Tableau IV.6 (Formules Structurale)

FeO	0.1235	0.1241
Na2O	0.0014	0.0020
K2O	0.0931	0.0948
SiO2	0.3947	0.3874
Cl	0.0000	0.0000
Al2O3	0.1617	0.1618
CaO	0.0000	0.0000
MgO	0.1609	0.1515
MnO	0.0003	0.0026
TiO2	0.0103	0.0097
F	0.0271	0.0203
OH	0.0407	0.0400
Total	1.0137	0.9942
Fe	1.5193	1.5536
Na	0.0398	0.0576
K	1.7471	1.8094
Si	5.8084	5.7994
Cl	0.0000	0.0000
Al(IV)	2.1916	2.2006
Al(VI)	0.6131	0.6534
Ca	0.0000	0.0000
Mg	3.5301	3.3798
Mn	0.0031	0.0328
Ti	0.1144	0.1096
F	1.2592	0.9619
OH	2.0000	2.0000

Tableau IV.7. Compositions chimiques et formules structurales des biotites des filons minéralisés. Formules structurales caluclées sur la base de 22 oxygènes.

occurence	filon minéralisé en W et sulfures			veine minéralisé en sulfures (pyrite)		
mineraux associé	schorlite	phlogopite		paragenèse sulfurée (pyrite)		
type	MsI	MsII		MsIII		
symbole	□	○		●		
SiO2	45.46	47.13	46.45	45.27	44.78	44.78
Al2O3	36.72	34.21	36.01	35.04	35.18	34.71
FeO	0.95	0.84	0.79	1.09	0.96	0.75
MnO	0.03	0.00	0.07	0.07	0.05	0.00
MgO	0.37	1.76	1.32	0.79	0.63	0.71
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.68	0.37	0.39	0.26	0.32	0.36
K2O	10.15	10.63	10.34	10.21	9.94	9.63
TiO2	0.24	0.46	0.30	0.48	0.40	0.55
F	0.14	0.64	0.72	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.78	95.99	96.36	93.22	92.33	91.52
Si	6.078	6.252	6.130	6.150	6.133	6.18
Al(IV)	1.927	1.747	1.869	1.845	1.867	1.83
Al(VI)	3.853	3.600	3.732	3.761	3.81	3.80
Fe2+	0.106	0.092	0.087	0.124	0.112	0.08
Mn	0.002	0.00	0.007	0.008	0.006	0.00
Mg	0.072	0.341	0.259	0.160	0.129	0.14
Ti	0.024	0.045	0.029	0.049	0.041	0.05
Na	0.174	0.095	0.099	0.068	0.085	0.09
K	1.729	1.798	1.741	1.769	1.736	1.69

Tableau IV.8. Compositions chimiques et formules structurales des micas blancs des filons minéralisés. Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.

T.banc	T.B													
Symbole	•													
côte	40													
W	75.81	75.07	75.57	75.38	76.14	76.22	75.59	76.09	75.46	75.54	75.21	75.96	74.53	75.31
TI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00
MG	0.68	0.83	0.76	0.67	0.72	0.73	0.66	0.62	0.85	0.71	0.80	0.91	0.88	0.69
TA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CA	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FE	19.59	19.80	19.82	20.01	19.84	19.97	20.16	19.90	19.92	19.54	19.34	20.20	19.86	19.89
SN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
MN	2.71	2.36	2.85	2.59	2.71	2.49	2.32	2.76	2.81	2.74	3.08	2.46	2.47	2.65
NB	0.05	0.00	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.00	0.03	0.02	0.15
TOT	98.84	98.06	99.13	98.65	99.55	99.41	98.76	99.37	99.26	98.66	98.48	98.58	97.83	98.69

Sondage	9								3			4		
Symbole	∘								△			▽		
Côte	58.5								114.6			132		
W	75.84	75.96	75.51	75.24	75.09	76.69	76.45	72.51	75.96	75.60	75.62	74.72	75.84	76.21
TI	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MG	0.90	0.82	0.96	0.70	0.84	0.82	0.71	0.00	0.99	1.03	0.97	0.50	0.62	0.75
TA	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
CA	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
FE	19.86	19.58	19.29	19.87	19.36	19.71	19.51	25.72	18.85	18.99	18.77	18.93	18.74	18.82
SN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MN	2.56	2.57	2.50	2.90	2.72	2.66	2.83	0.20	3.27	3.05	3.13	4.03	3.70	3.59
NB	0.19	0.03	0.01	0.04	0.06	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.08	0.00	0.12
TOT	99.40	98.98	98.38	98.75	98.07	99.99	99.51	98.46	99.12	98.79	98.65	98.31	98.90	99.48

Sondage	5								6					
Symbole	▫								+			x		
côte	183								219			214.5		
W	75.82	75.84	75.21	75.18	75.73	75.04	74.46	75.15	75.75	75.11	75.49	75.92	75.18	75.91
TI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MG	0.70	0.72	0.63	0.73	0.29	0.66	0.68	0.71	0.69	0.73	0.66	0.59	0.49	0.48
TA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CA	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FE	19.86	19.36	20.10	19.81	19.01	20.02	20.00	20.02	19.00	19.17	19.75	18.95	18.03	19.26
SN	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.14
MN	2.68	3.24	2.51	2.68	3.93	2.60	2.67	2.67	3.54	3.47	3.00	3.79	4.89	3.43
NB	0.02	0.14	0.09	0.00	0.24	0.42	0.20	0.13	0.01	0.17	0.05	0.17	0.00	0.00
TOT	99.14	99.32	98.59	98.40	99.20	98.80	98.02	98.70	99.03	98.65	98.95	99.48	98.59	99.21

Tableau IV.10. Analyses à la microsonde Camebax, représentatives des wolframites d'H. Diab. Conditions analytiques : 20KV, temps de comptage corrections ZAF.

lieu	TB						
cote (m)	- 40						
	•						
W	0.996	0.996	0.998	0.997	0.998	0.999	0.996
Nb	-	0.001	-	-	-	-	-
Fe	0.850	0.836	0.841	0.856	0.839	0.831	0.846
Mn	0.110	0.115	0.106	0.099	0.117	0.116	0.101
Mg	0.050	0.054	0.054	0.050	0.047	0.051	0.063
Total	2.006	2.002	1.999	2.002	2.001	1.997	2.006
Fe/Fe+Mn	0.885	0.879	0.888	0.896	0.877	0.877	0.893

Lieu	TB						
cote (m)	- 40						
	•						
W	0.992	0.989	0.997	0.994	0.991	0.993	0.992
Nb	0.002	0.001	0.001	-	-	0.003	0.004
Fe	0.837	0.841	0.830	0.823	0.850	0.844	0.835
Mn	0.121	0.120	0.117	0.131	0.106	0.113	0.109
Mg	0.057	0.063	0.053	0.061	0.067	0.052	0.068
Total	1.990	2.014	1.998	2.009	2.014	2.004	2.008
Fe/Fe+Mn	0.873	0.875	0.876	0.862	0.889	0.889	0.884

Lieu	9						
cote (m)	58.5						
	o						
W	0.999	0.999	0.992	0.996	0.998	1.001	0.995
Nb	-	-	-	0.001	0.002	-	-
Fe	0.828	0.820	0.842	0.826	0.825	0.821	0.821
Mn	0.109	0.107	0.123	0.116	0.111	0.120	0.136
Mg	0.062	0.073	0.053	0.067	0.061	0.053	0.053
Total	1.998	1.999	2.010	2.003	1.997	1.997	2.005
Fe/Fe+Mn	0.883	0.884	0.872	0.876	0.881	0.872	0.857

Suite Tab.IV1 Formules structurales des Wolfromites calculées sur la base de 4 oxygènes.

. type ABO4 avec A = Fe, Mn ... et B = W, Nb, Ta, ...

Lieu	4			5			
cote (m)	132						
Ech.	c	▽ m	b	□			
W	0.991	0.999	0.997	0.997	0.994	0.994	0.995
Nb	0.001	–	0.002	–	0.003	–	–
Fe	0.808	0.794	0.791	0.840	0.816	0.855	0.844
Mn	0.173	0.158	0.153	0.114	0.138	0.107	0.115
Mg	0.038	0.047	0.056	0.053	0.054	0.052	0.055
Total	2.011	1.998	1.999	2.004	2.005	2.008	2.009
Fe/Fe+Mn	0.823	0.848	0.837	0.880	0.855	0.888	0.880

Lieu	5				6		
Cote (m)	58.5				219		
Ech.	□				+		
W	0.996	0.988	0.988	0.991	0.997	0.991	0.993
Nb	0.005	0.009	0.004	0.002	–	0.001	–
Fe	0.806	0.848	0.854	0.850	0.804	0.814	0.836
Mn	0.167	0.111	0.115	0.114	0.151	0.148	0.128
Mg	0.021	0.050	0.052	0.052	0.051	0.055	0.050
Total	1.995	2.006	2.013	2.010	2.003	2.009	0.007
Fe/Fe+Mn	0.828	0.884	0.881	0.881	0.841	0.846	0.867

Lieu	6			3		
Cote (m)	214.5			116		
Ech.	X			Δ		
W	0.995	0.995	1.000	0.996	0.994	0.996
Nb	0.003	–	–	–	–	0.003
Fe	0.799	0.767	0.817	0.795	0.797	0.795
Mn	0.161	0.210	0.146	0.139	0.140	0.134
Mg	0.044	0.036	0.036	0.074	0.077	0.073
Total	2.002	2.008	1.999	2.004	2.008	2.001
Fe/Fe+Mn	0.832	0.785	0.848	0.850	0.850	0.855

Suite Tab. IV.1

	Asp1						
Cote	154.5						
S	0.2084	0.2113	0.2100	0.2102	0.2063	0.2053	0.2056
As	0.4441	0.4420	0.4436	0.4391	0.4424	0.4390	0.4455
Sb	–	–	–	–	–	–	–
Fe	0.3351	0.3279	0.3215	0.3342	0.3147	0.3276	0.3339
Ag	–	–	0.0013	–	0.0023	–	–
Co	0.0080	0.0186	0.0237	0.0089	0.0266	0.0200	0.0057
Au	–	–	–	0.0017	0.0005	–	0.0002
Ni	–	0.0002	–	–	–	0.0002	0.0001
Cu	–	–	–	–	–	–	–
.	0.9955	1.0002	1.0001	0.9941	0.9928	0.9920	0.9910

					Asp.2		
Cote					40		
S	0.2073	0.2113	0.2057	0.2039	0.2089	0.2154	0.2132
As	0.4466	0.4435	0.4458	0.4489	0.4373	0.4403	0.4399
Sb	–	0.0009	–	–	–	–	–
Fe	0.3185	0.3364	0.3159	0.3300	0.3449	0.3436	0.3456
Ag	–	–	–	–	–	–	–
Co	0.0208	0.0073	0.0267	0.0102	–	0.0005	0.0004
Au	0.0007	0.0005	0.0012	–	0.0018	0.0003	–
Ni	–	–	–	0.0002	–	–	–
Cu	–	–	–	–	0.0011	0.0003	0.0002
.	0.9940	0.9999	0.9947	0.9932	0.9940	1.0004	0.9994

Cote			
S	0.2095	0.2102	0.2097
As	0.4447	0.4402	0.4394
Sb	–	–	–
Fe	0.3447	0.3436	0.3455
Ag	–	–	–
Co	–	–	0.0002
Au	–	–	0.0007
Ni	–	–	–
Cu	–	–	–
.	0.9990	0.9941	0.9955

Tableau IV.11. Analyses à la microsonde Camebax, représentatives des sulfures d'H. Diab.

	P_{y1}	P_{y2}	P_{y3}	C_{p1}	C_{p2}	P_{y4}	C_{p3}
Cote		S5/154.5				S4 / 70	
Fe	0.4755	0.3036	0.3019	0.2905	0.2933	0.4673	0.2992
As	0.0006	0.0001	–	–	–	–	–
S	0.5216	0.3465	0.3531	0.3678	0.3626	0.5425	0.3510
Cu	0.0002	0.3483	0.3441	0.3392	0.3431	–	0.3451
Pb	–	–	–	n.d.	n.d.	–	–
Zn	–	–	–	n.d.	n.d.	–	0.0002
Au	–	–	–	0.0007	0.0007	–	0.0001
Bi	0.0009	–	0.0010	n.d.	n.d.	–	0.0007
Ag	–	–	–	n.d.	n.d.	–	0.0011
.	0.9988	1.0006	1.0003	1.0045	0.9997	1.0098	0.9974

	C_{p4}	Bi_1	Bi_2
Cote		S4/70	
Fe	0.2975	0.0039	0.0002
As	0.0000	–	–
S	0.3542	0.0003	0.0002
Cu	0.3461	0.0044	–
Pb	0.0000	0.0013	–
Zn	0.0000	–	–
Au	0.0000	0.0007	0.0002
Bi	0.0009	0.9987	0.9952
Ag	0.0000	0.0007	–
.	1.0010	1.0099	0.9958

Suite Tab.IV.11

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

Agard J. (1948) - Manuscrits concernant les gîtes de wolfram d'Hassiane Diab, avec levé du champ filonien de Ras Mohamed au 1/5000ème. Serv. Et. Gîtes Miner. Rabat.

Arth J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theorical models and their applications. J. Res. USGS, 4, p. 41-47.

Amosse J. (1978a) - Variation in wolframites compositions according to temperature, at Borrolha (Portugal) and Enguyales (France). Econ. Geol. v. 73, p. 1170-1175.

Amosse J. (1978b) - Physico chemical study of hubnerite-ferberite $MnWo_4$-$FeWo_4$ zonal distribution in wolframite (Mn-$Fe_{(m-x)}Wo_4$) depostis. Application to the Barralha Mine (Portugal). Phys. Chem. Minerals, 3, 4,p. 331-341.

Albarède F., Dupuis C. et Taylor H.P. jr (1979) - Caractérisation des différentes sources magmatiques dans le pluton concentrique de Ploumanac'h (Côtes du Nord) par les isotopes de l'oxygène. 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 3. S.G.F. ed. Paris.

André F. (1983) - Pétrologie structurale et pétrogenèse des formations plutoniques septentrionales du Massif des Ballons (Vosges, France). Thèse 3ème cycle, univ. Nancy I, 247 p.

Aissa, C. Marignac et A. Weisbrod (1987). Le stockwerk à ferberite d'Echassières : évolution spatiale et temporelle ; cristallochimie des ferbérites. Géologie de la France, 2-3, 311-333.

Buttler B.C.M. (1965) - Composition of micas in metamorphic rocks. in "Controls of metamorphism". OLiver and Boyd, p. 291-298.

Barsukow V.L. et Kuril'chicova V.L. (1966) - On the forms in wich sin is transported in the hydrothermal solutions. Geokhimya, N°8, p. 943-948.

Best M.G. et Merly E.L.P. (1967) Composition and crystallization of mafic minerals in the Guzolalyp igneous complex. California, Am; Min., 52, p. 436-474.

Barth T.F.W. (1969) - Feldspars. Wiley Interscience Ed., New-York, London, 251 p.

Besson M. et Fonteilles M. (1974) - Relation entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéïtiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallo.,97, p. 445-449.

Bayliss P. (1975) - Nomenclature of the trioctahedral chlorite. Cand. Mineral., 13, p. 178-180.

Barrière M. (1977) - Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse d'Etat, Univ. Brest, 290 p.

Barton P.B. Jr et Skinner B.J. (1979) - Sulfide minerals stabilities. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., Barnes H.L. ed., J. Wiley & Sons, New-York, p. 278-403.

Berthé D., Choukroune P. et Gapais D. (1979) - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisaillant : l'exemple du cisaillement Sud-armoricain. Bull. Minéral., vol. 102, p. 265-272.

Bebien J., Gagny Cl. et Rocci G. (1980) - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne en paléozoïque. En coll. Géologie de l'Europe, 26ème Congr. Geol. Intern., Soc. Géol. du Nord et BRGM ed., p. 213-225.

Burnham C.W. et Ohmoto H. (1980) - Late stage processus of felsic magmatism. Min. Geol. Spec. Issue, n°8, p. 1-11.

Bertaux J. et Rubiello M.F. (1982) - Pétrologie, Géochimie et Pétrologie structurale du magmatisme du Viséen Supérieur. Essai de Synthèse régionale. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I.

Belin J.M. (1983) - Le massif de St Gervais d'Auvergne (Massif Central français). Evolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3ème cycle, Clermont Fd, 151 p.

Clark L.A. (1960) - The Fe-As- S system :phase relations and applications. Econ. Geol., v. 55, p; 1345-1381 et 1631-1652.

Czamanske G.K., Wones D.R. (1973) - Oxydation during magmatic differentiation, finnmarka complex, Oslo area, Norway, Parti. I.I. : the mafic silicates. J. Petrol. 14, p. 349,380.

Chappel B.W. et White A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacific Geol. n° 8, p. 173-174.

Carmichael I.S.E, Turner F.J. et Verhoogen J. (1974) -) Igneous petrology. Mac Graw Hill Book Compagny, 739 p.

Charoy B. (1975) - Les phénomènes de greisenisation dans le district mineralisé de Penfeunten (Massif de Saint Renan, Massif Armoricain) Aspect géologique, géochimique et caractérisation génétique. Bull. BRGM (2è série), section II, n°5, p. 363-383.

Charoy B. (1979) - Définition et importance des phénomènes deutéritiques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Sc. de la Terre, Fr. mém., n° 37,364 p.

Clauer N., Jeannette D. et Tisserand (1980) - Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la haute Mouloua (Maroc hercynien). Geol. Rundsch., 5, p. 383-399.

Czamanske C.K., Force E.R. et Moore W.J. (1981) - Some geologic and potenital ressource aspects of rutile in porphyry copper deposits. Econ. Geol., 76, p. 2240-2256.

Caruba R., Baumer A., Guillen R. et Regnard J.R. (1982) - Synthèse hydrothermale, morphologie et caractérisation par spectroscopie Mossbauer de cristaux de Ferbérite et Hübnérite. Bull. Minéral., v. 105, p. 246-252.

Cathelineau M. (1982) - Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud armoricains et à leur encaissant métamorphique. Mém. Sci. Terre, n° 42, 375 p.

Cathelineau M. et Nieva P. (1985) - A chlorite solid solution géothermometer the LOs Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib. Min. Petr., 91, 235-244.

Cheilletz A. (1985) - Contribution à la gîtologie du district polymétallique (W-Mo-Cu-Pb-Zn-Ag) du Djebel Aouam (Maroc Central) . Application à la prospection des gisements de tungstène. Thèse d'Etat, INPL, Nancy, 250 p.

Chegham A. (1985) - Etude minéralogique et géologique des filons Pb-Zn-Ag (Fe, Cu, Bz) de Sidi Lahcen (BOutonnière de Mekam, Maroc Oriental). Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans.

Didier J. (1973) - Granites and their enclaves. Development in pétrology. Amsterdam Elsevier, 393 p.

Desteucq C. et Hoepffner C. (1980) - Déformations hercyniennes dans la boutonnière paléozoïque de Debdou et de Mekam (Maroc Oriental). Comm. journées de Géologie marocaine, Mines et Géologie, Rabat, n°48.

Didier J., Dutoun J.L. et Lameyre J. (1982) - Montl and crustal granite : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. volc. geoth. Res., 14. 44, p. 125-132.

El Bousseily A.M. et El Sokkary H.A. (1975) - The relation between Rb-Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., 16, p. 207-209.

El Ghazi D. (1977) - Carte géologique et des minéralisations de la région de Tanncherfi (Maroc oriental) au 1/25 000ème. Notes et Mémoires. Ed. Serv. Geol. , Rabat, Maroc, n°286.

El Ghazi D. et Huvelin P. (1981) - Présence d'un olistostrome dans le Viséen Supérieur volcano-sédimentaire de Tannecherfi (Maroc oriental) : simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique. C.R. Acad. Sc., Paris, 292, II, p. 91-95.

El Amrani (1984) - Contribution à l'étude pétrologique, minéralogique, métallogénique et de pétrologie strcuturale des formations de la région d'Azegour (Haut Atlas occidental, Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 210 p.

Foster M. D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geol. Surv. Profess. paper, 354 B, 49 p.

Foit F.F. et Rosenberg P.E. (1977) - Coupled substitutions in the tourmaline group. Contrib. Min. Petr., 62, p. 109-127.

Ferry J.M., Spear F.S. (1978) - Experimental calibration of the partitionning of Fe-Mg between garnet and biotite. Contrib. Min. Petr., 66, p. 113-117.

Fernandez A., Feybesse J.L. et Mesure J.F. (1983) - Theoretical and experimental study of fabrics developped by different shaped markers in two dimentional simple shear. Bull. Soc. Geol. France (7), t. XXV, n°3, pp. 319-326.

Green T.H. et Ringwood A.E. (1968) - Genesis of calco-alkaline igneous rock suite. Contrib. Min. Petr., 18, p. 105,162.

Goldman D.S. et Albee A.L. (1977) - Correlation of Fe-Mg partitionning between garnet and biotite with % partitionning between quartz and magnetite. Amer. J. Sci., 277, p. 750-767.

Guillen R. (1982) - Etude par spectroscopie Mössbauer des wolframites naturelles et synthétiques ($Fe_x\ Mn_{(1-x)}Wo_4$. Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble, 165 p.

Gouanvic Y. (1983) - Métallogenèse à Sn-W-Au dans le linéament granitique de Monténémé (NW Galise, Espagne). Un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynien. Thèse 3ème cycle. Univ. Nancy I, 249 p.

Gabenisch B. (1984) - Etude des oxydes de fer et de titane contenus dans les roches métamorphiques et magmatiques associées des séries de Tulle-Brive (Massif Central) et de Canigou (Pyrénées). Leur comportement en fonction des transformations subies par les roches hôtes. Thèse d'Etat. Univ. Nancy I, 580 p.

Hsu H.C. (1976) - The stabilitues of the wolframite séries. Amer. Minera., v.61, p. 944-955.

Hanson G.N. (1978) - The applciation of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth. Planet. Sci. lett., 38, p. 26-43.

Hollard H. (1978) - L'évolution hercynienne au Maroc. Z. dt. Geol. Ges., 129, 44, p. 495-512.

Horner C. (1979) - Solubility and hydrolysis of FeWo4 and MnWo4 in the 25°-300° range, and the zonation of wolframite. Chem. Geol., 27, p. 85-97.

Hoepffner C. (1982) - Le magmatisme pré et post-orogénique hercynien dans le paléozoïque des Rehamna. In : A. Michard (coord). Le massif des Rehamna (Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 303, p. 150-163.

Huvelin P. (1970) - Chevauchements et écaillages précoces des terrains anté viséens dans le domaine basique (Maroc). C.R. Acad. Sc., Paris, 270, D, p. 2760-2763.

Huvelin P. (1983) - Plutonisme acide à Sidi Lahcen (paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. C.R. Acad. Sc., Paris, 297, II, p. 57-62.

Huon S. (1985) - Clivage ardoisier et réhomogénénisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïque du Maroc. Etude microstructurale et isotopique. Conséquences régionales. Thèse d'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 124 p.

Hoepffner C. (1987) - La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 280 p.

Ishihara S. (1977) - The magnetite séries and ilmenite séries granitic rocks. Mining Geol. (Japan), 27, p. 293-305.

Ingles J. (1983) - Etude théorique de la déformation finie dans les zones de contact entre maétériaux de caractéristiques réhologiques différents. C.R. Acad. Sc., Paris, T. 297, p. 533-538.

James R.S. et Hamilton D.L. (1969) - Phases relations in the system NaAl-Si_3O_8-K $AlSi_3O_8$-Ca Al Si_2O_8-SiO_2 at 1 kb water pressure. Contr. Petrol., vol. 29, p. 111-141.

Joron J., Bougnault H., Treuil M. et Allegre C. (1976) - Etude géochimique des roches magmatiques de la zone Famous et de l'archipel des Açores. Bull. Soc. Géol. Fr. , (7), 18, 4, p. 811-818.

Joron J., Bougnault H., Wood D.A. et Treuil M. (1978) - Application de la géochimie des éléments en trace à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. Bull. Soc. Géol. Fr. , (7), 20, 4, p. 521-531.

Kushiro I. (1960) - Si-Al relation in clinopyroxènes from igneous rocks. Am. J. Sci., 258, p. 548-554.

Kushiro I. (1975) - On the some nature of silicate and its significance in magma genesis : regularities in the shift on the liquidus boundaries involving ol-cpx, and silica minerals. Am. J. Sci., 275, p. 411-431.

Kretschmar U., Scott, S.D. (1976) - Phase relation involving arsenopyrite in the système Fe-As-S and their applications. Canad. Miner., 14, p. 364,386.

Kharbouch F. (1982) - Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la méséta nord orientale marocaine. Thèse 3ème cycle, Strasbourg.

Lutwein (1952) - Die wolframit grupp. Freiberg Forschungsch., C3, p. 8-19.

Lambert R. (1959) - The mineralogy and metamorphism of the Maine schist of the Morar and Kroy dart districts of Invernesshire. Trans. R. Soc. Edim., 63, p. 553-588.

Lebas M.J. (1962) - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. J. Sci., 260, p. 267-288.

Leake B.E. (1965) - The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous amphiboles. Amer. Miner., vol. 50, p. 843-851.

Leake B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral., vol. 63, p. 1023-1052.

La Roche (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs des massifs granitiques ou granodioritiques. Applications aux Vosges cristallines. Mém. Sc. de la Terre, Nancy, 9, p. 293-337.

La Roche (de) H. et Leterrier J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R. Acad. Sc., Paris, 276, p. 3115-3118.

Lister C.J. (1978) - Luxullionaite in situ within rhe St Aussel granite. Cornwall Mineral. Mag. G.B., 42, pp. 295-297.

La Roche (de) H. (1980) - Granites chemistry through multicationic diagrams. Sc. de la Terre, Nancy, 9, série "Informatique géologique".

La Roche (de) H., Stussi J.M. et Chauris L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. Sc. de la Terre, Nancy, T. XXIV, n°1, 121 p.

Le Guern M. (1981) - Le volcanisme andésitique de St Antonin (Alpes maritimes) : un exemple de volcanisme calco-alcalin sans relation avec une subduction. Implication géodynamiques. C.R. Acad. Sc., Paris, 292, 11, pp. 801-804.

Lameyre J. et Bowden P. (1982) - Plutonic rock types series : discrimination of various granitioids series and related rocks. J. of Volc., 14, p. 169-186.

Laboue M. (1982) - Etude structurale du massif granitique de la Margeride. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont Fd, 140 p.

Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. et Marchal M. (1982) - Clinopyroxène composition as a method of identification of magmatic affinities of volcanic rocks. Discrimination diagrams. Earth Planet. Sc. Lett., 59, p. 139-154.

Lowell G.R. et Gasparrini C. (1982) - Composition of arsenopyrite from topaz greisen veins in Southeastern Missouri. MIneral. Depos., 17, n° 229-238.

Leistel J.M. (1984) - Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif Central français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire. Thèse de l'Univ. Nancy I, 317 p.

La Garde J.L. (1985) - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la méséta marocaine. Hercynica, I, 1, p. 29-37.

Marie P. (1931) - Rapport concernant l'étude géologique de détail faite sur la région schisteuse affleurant au Sud de la chaîne d'Hassiane Diab-Zerroug. Rap. inédit., BRPM, Rabat, 421-42, Ga p. 1-12.

Marie P. (1936) - Sur la série d'Ez-Zerroug (Maric oriental). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 4, p. 65-67.

Médioni R. (1972) - Carte géologique du Maroc au 1/100 000ème. Feuille d'Hssiane Diab. Notice explicative. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc., n° 227 bis, 64 p.

Mac Carthy I.S. and Groves D.I. (1976) - Trace elements distributions patherns and their relationships to the crystallization of granitic melts. Geoch. Cosm. Acta, 40, p. 1351-1358.

Médioni R. (1980) - Mise au point stratigraphique sur les terrains carbonifères de la bordure septentrionale des hauts plateaux marocains (Masif de Debdou, boutonnière de Lalla Mimouna et du Mejkam). Notes, Serv. geol., Maroc, T. 41, n° 285, p. 25-37.

Marhoumi M.R., Hoepffner C., Doubinger J. et Rausher R. (1983) - Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la méséta orientale du Maroc. L'âge Dev. des schistes de Debdou et du Mekam. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 297.

Masmejan B. (1983) - Le géothermomètre grenat-biotite. DEA Lyon.

Marhoumi M.R. (1984) - Etudes polynologiques des séries dinantiennes de la méséta marocaine. Conséquences stratigraphiques et structurales. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 111 p.

Michard A. (1976) - Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 252, 408p.

Moore F;, Howie R. A. (1978) - On the applications of the hubnerite-ferberite ratio as a geothermometer. Min. Dep., n° 13, p. 391-397.

Michard A. (1982) - Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrographie d'un segment de la chaîne varisque. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, n° 303, 180 p.

Michard A., Cailleux Y; et Hoepffner C. (1983) - L'orogène mésétien au Maroc ; structure, déformation hercynienne et déplacements. Actes du Symposium "Maroc et orogenèse paléozoïque", PICG, n° 27, Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, n°335.

Marignac C. (1985) - Les minéralisation filoniennes d'Aïn-Barbar (Algérie) : un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique, alpine en Afrique du Nord. Thèse d'Etat, INPL, Nancy, 2 vol., 1163 p.

Massone H.J. et Schreyer W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlopite and quartz. Contrib. Min. Petr., 96, p. 212-224.

Nemec D. (1978) - Tin in tourmalines. Bues Jh. Miner., M.H., M2, p. 58-63.

Negroni J.M. (1981) - Le district de Pongibaud. Cadre géologique. Evolution structurale et métallogénique. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont Fd, 291 p.

Noyé F. (1985) - Etude métallogénique des indices à Sn-W de St Melany (Ardèche, France). Thèse 3ème cycle, INPL Nancy, 285 p.

Nakashima K., Watanabe M. et Sdeda A; (1986) - Regional and local variations in the composition of the wolframite series from SW Japan and possible factors controlling compositional variations. Mineral. Deposita, 21, nbre 3, p. 200-206.

Owodenko B. (1946) - Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Jerada et de la région au Sud d'Oujda. Soc. géol. Belgique, mém. T. LXX.

Oelsner O. (1954) - Bemerkungen über die Anwendbarkeit den HIF Koeffizienten zur Dentung der genese von wolframitten. Freib. Forschungsch, C4, p. 1-80.

Owodenko B. (1976) - Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et paléogéographie. Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc, 207, 2.

Pearce J.A. et Cann J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 19, p. 290-300.

Povendra P. (1981) - The crystal chemistry of tourmalines of the schorlite dravite serie. Acta. Univ. Caroline. Geologica, n° 3, p. 233-264.

Pons J. (1982) - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques ; gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse d'Etat, univ. Toulouse, 451 p.

Ramsay J.G. et Graham R.H. (1970))- Strain variations in shear belts. Can. J. Earth Sci., vol. 7, p. 786-813.

Ramboz C. (1980) - Géochimie et étude des phases fluides de gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif Central. Thèse de 3ème cycle, INPL Nancy, 278 p.

Ramsay J.G. (1980) - The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 284, p. 135-139.

Sasaki A; (1959) - Variation of unit cell parameters in wolframite series. Mineral. J., V. 2, n°6, p. 375-396.

Saxena S.K. (1969) - Silicate solid solution and geothermometry. Distribution of Fe-Mg between coexisting garnet and biotite. Contrib. Min. Petr., 22, p. 259-267.

Saadi M. (1972) - Relations des alignements structuraux au Maroc avec différents phénomènes géologiques et leur contribution à la compréhension de l'évolution structurale du pays. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 236, p. 113-118.

Streickeisen A. (1976) - To each plutonic rock, its proper name. Earth Sci. Rev., vol. 12, p. 1-33.

Segall P. et Pollard P.D. (1980) - Strain variation in shear belts. Can. J. Earth. Sci., 7, p. 786-813.

Sharpz D., Essene E. et KELLY W.C. (1985) - A Fe-examination of the arsenopyrite geothermometer : pressure considerations and applications to natural assemblages. Canad. Miner., 23, p. 517-534.

Tuttle D.F. et Bowen N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Mem. Geol. Soc. Am., 74, 153 p.

Thornton C.P; et Tuttle O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks, I. DIfferenciation index. Amer. J. Sci., 258, p. 664-684.

Treuil M. (1973) - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Thèse, Univ. Paris-Sud, 490 p.

Thompson A.B. (1976) - Mineral reaction in pelitic rocks. I. Prediction of P.T.X. Fe-Mg phase relations. II. Calculation of some P.T.X. Fe-Mg phase relations. Amer. J. Sci., 276, p. 401-404 and 425-454.

Tischendorf G. (1977) - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare element minerlaization. M.A.W.A.M., vol. 2, p. 41-96.

Tisserant D. (1977) - Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3ème cycle. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

Targuisti K. (1983) - Géologie et métallogénie du massif granitique d'Alouana (Maroc oriental), Thèse 3ème cycle, Univ. Franche-Comté, Besançon.

Velde B. (1965) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurences. Am. J. Sci., 263, p. 886-913.

Van Der Molen I. and Patterson M.S. (1979) - Experimental deformation of partially melted granites. Contrib. Min. Petr., vol. 70, p. 299-318.

Voyevodin V.N. (1981) - The relationship between chemical composition of wolframites and the geological condition of their formation. Intern. Geol. Rev., vol., 23, n°5, p. 561-570.

Vennat G. (1982) - Un exemple de relations volcanisme-plutonisme : chronologie, pétrologie, dynamisme d'un complexe volcano-plutonique dans la région de Gannat-Les Ancizes (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont Fd, 155 p.

Wones D.R., Eugster H.P. (1965) - Stability of biotite ; experiment, theory and application. Amer. Mineral. vol. 50, p. 1229-1272.

William S.A. et Cesbron F.P. (1977) - Rutile and apatite : useful prospection guide for porphyry copper deposits. Mineral. Mag. 41, p. 288-292.

White A.J.R. et Chappell B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoids genesis. Tectonophysics, 43, p. 7-22.

Winkler H.G.F., Boesse M. et Marcopoulos T. (1979) - Low temperature granitic melts. N. Jahr Min. Mem., p. 245-268.

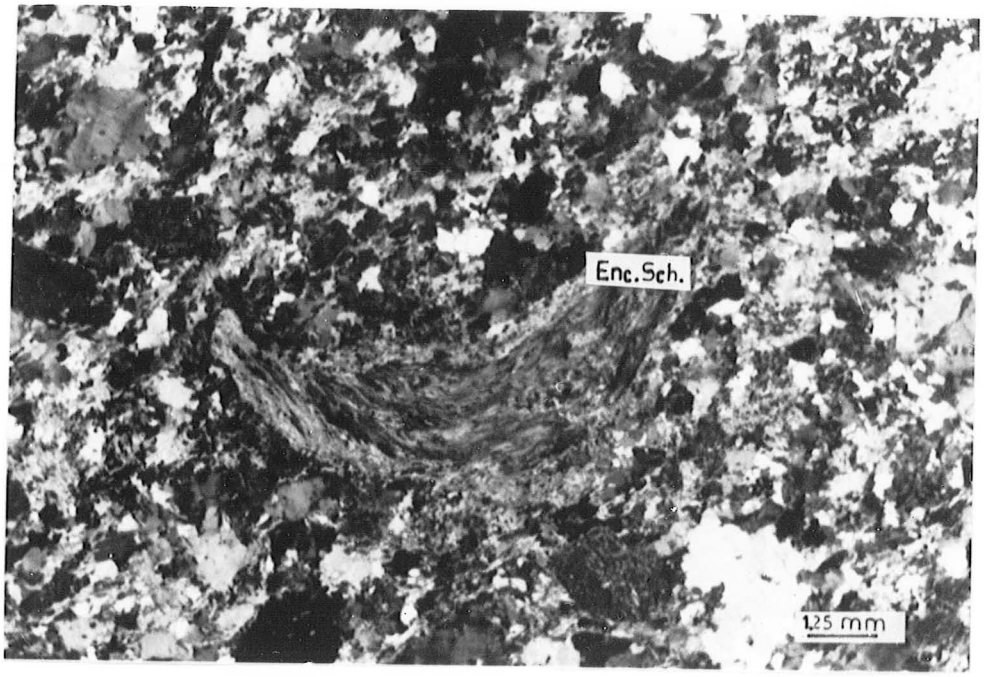
PLANCHE I

1 - Textures myrmekitiques (My) dans le microgranite à biotite.

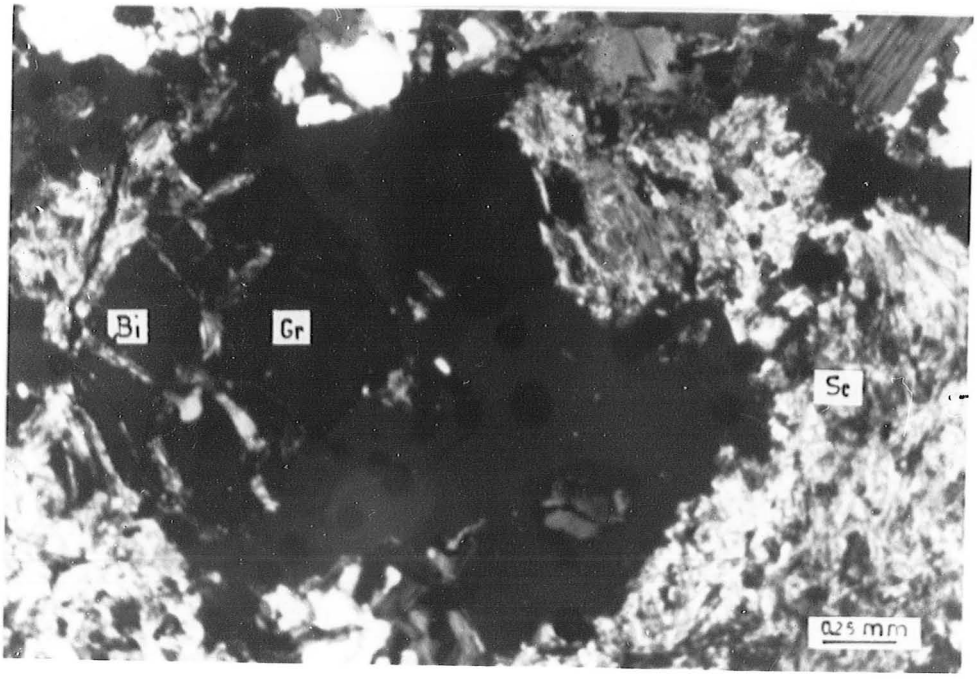
2 - Enclave de schiste micacé de forme allongée dans le granite à biotite.

3 - Association grenat - biotite dans une enclave de schiste micacé au sein du granite à biotite.

(1)



(2)



(3)

PLANCHE II

Les différentes occurences de tourmaline

1 - Distribution de tourmaline dans une alternance gréso - schisteuse.

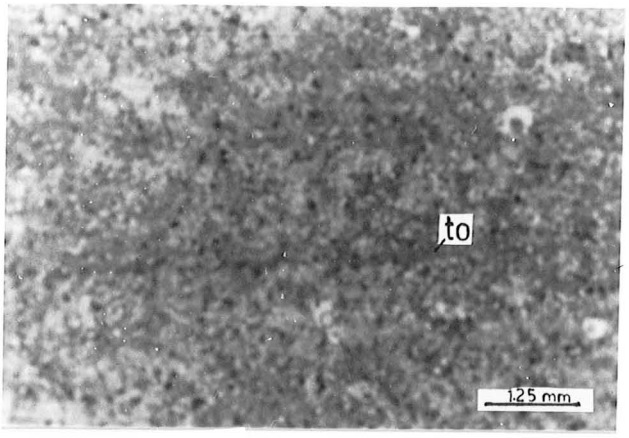
2 - Tourmaline en peigne dans une veine à quartz.

3 - Tourmalinite.

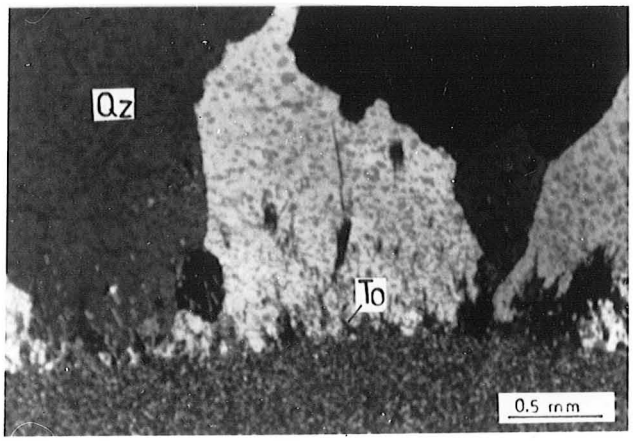
4 - Tourmaline dans schiste micacé encaissant les filons mineralisés.

5 - Tourmaline d'alteration dans les cornéennes à biotite et andalousite.

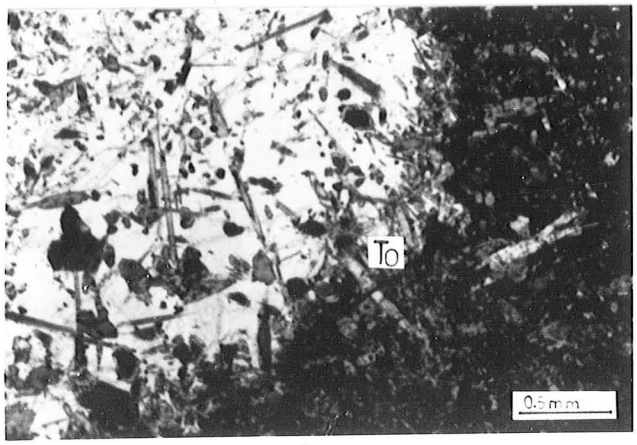
6 - Tourmaline dans le granite à biotite.
observer les plans de clivage dans le borosilicate qui rappelleraient la résorption de la biotite.



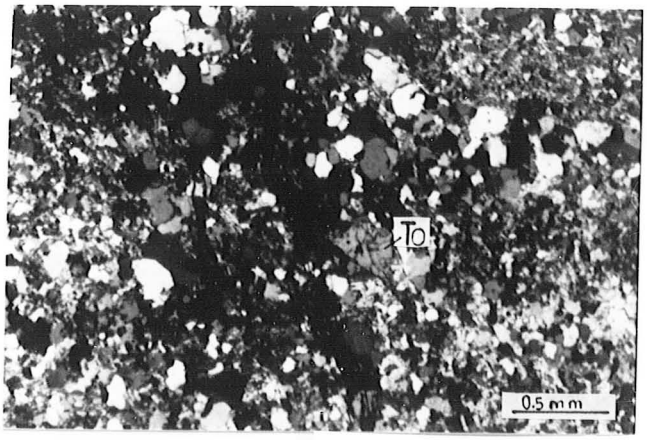
- 1 -



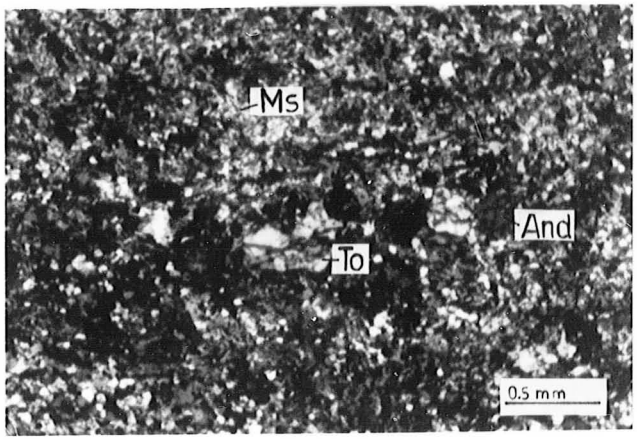
- 2 -



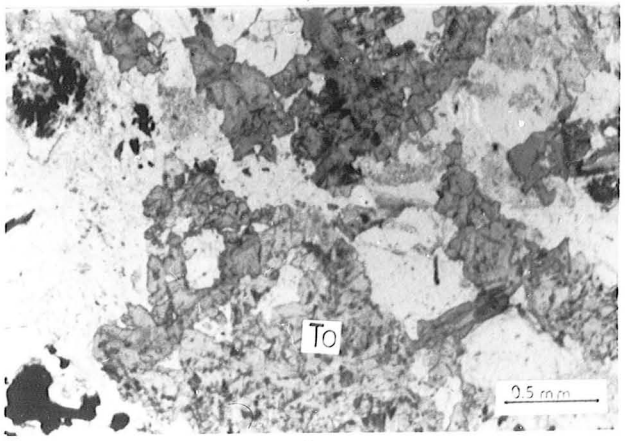
- 3 -



4



- 5 -



- 6 -

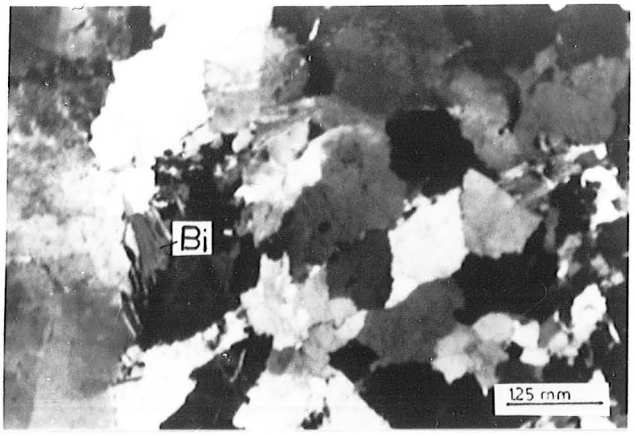
PLANCHE III

1 - Lamelles de biotite dans un filon de quartz à tourmaline - muscovite et mineralisé en wolframite et pyrite.

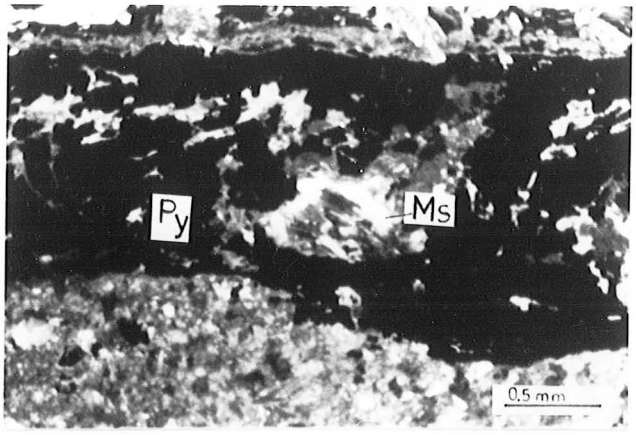
2 - Muscovite bordant une plage de wolframite.

3 - Muscovite associée à la pyrite dans une veine essentiellement sulfurée.

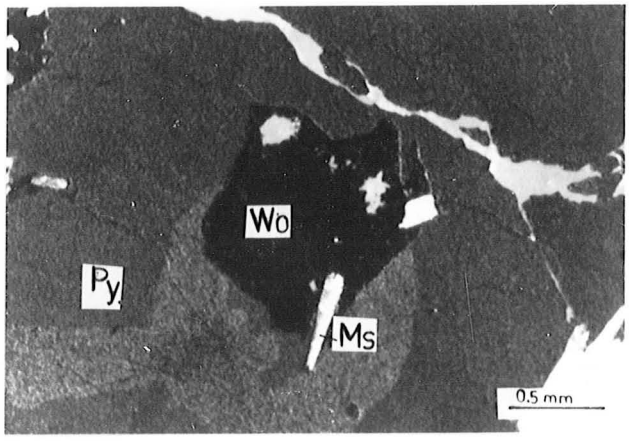
4 - Lamelles de muscovites jalonnant l'éponte d'un filon mineralisé en pyrite.



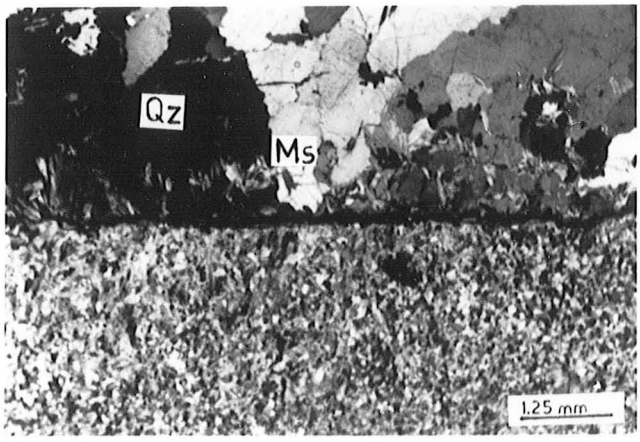
- 1 -



- 3 -



- 2 -



- 4 -

PLANCHE IV

1 - Contact quartz - wolframite. Ce dernier semble progresser par substitution au quartz comme en témoignent les petites inclusions du silicate englobées au cours de ce processus.

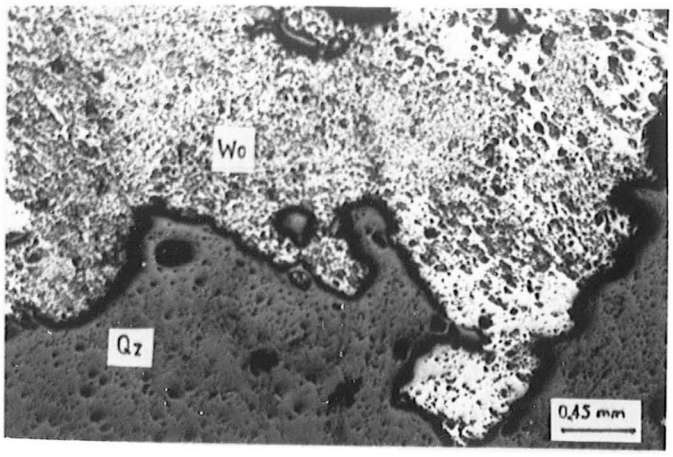
2 - Reliques d'arsenopyrite pseudomorphosée en scorodite.

3 - Amas de pyrite developpant des digitations dans le quartz.

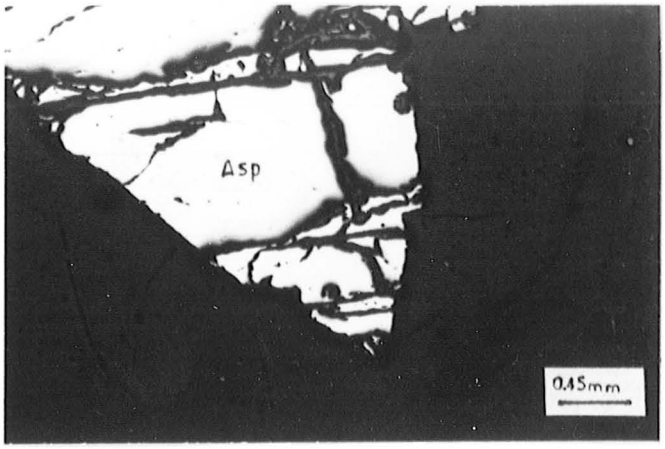
4 - Arsenopyrite hachée.

5 - Bismuth natif cristallisant au carrefour de fractures dans les filons mineralisés.

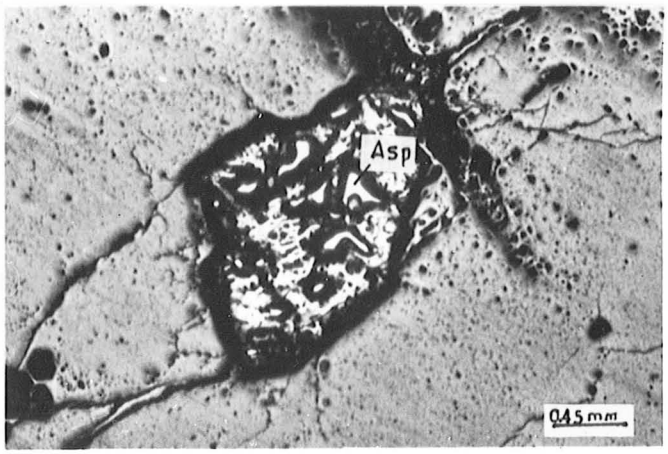
6 - Relation texturale pyrite - wolframite.
La pyrite encadre et pénètre la wolframite généralement en faveur de fractures ou d'anfractuosités.



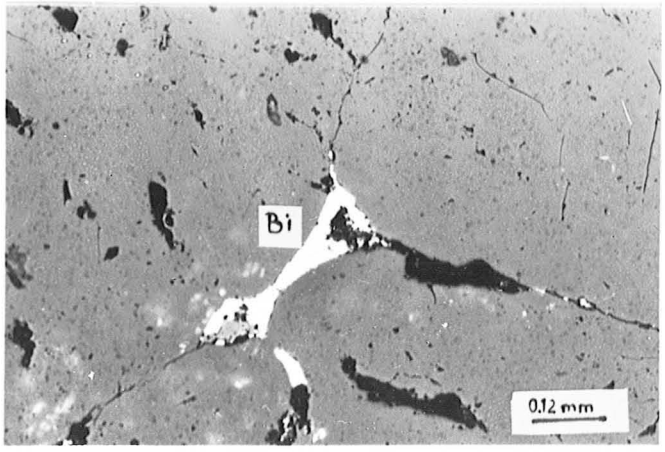
- 1 -



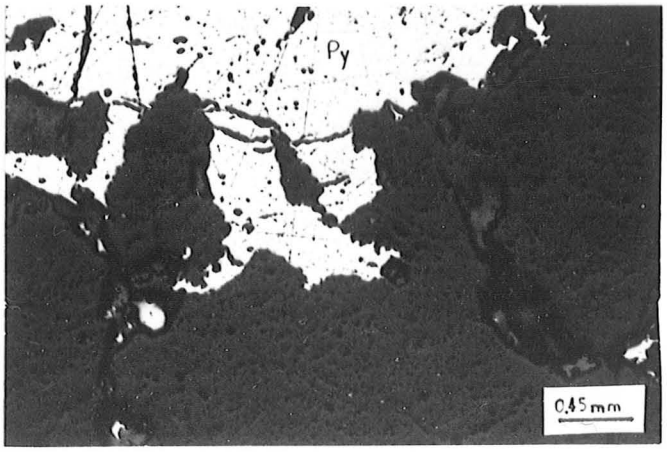
- 2 -



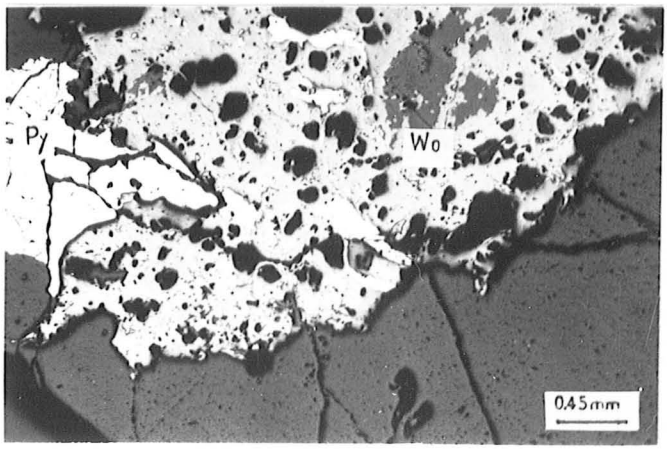
- 3 -



- 4 -



- 5 -

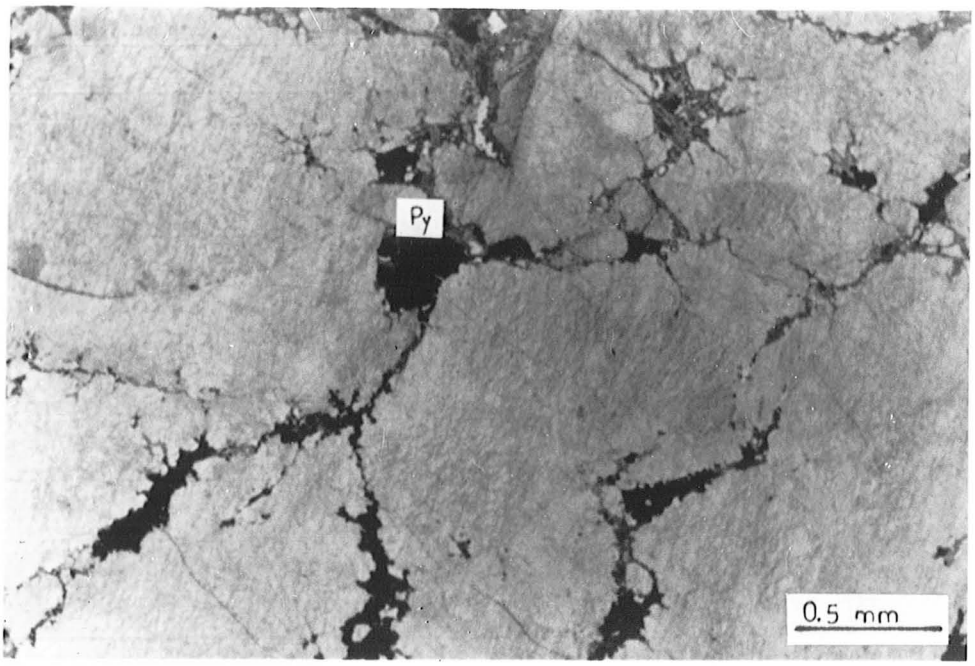


- 6 -

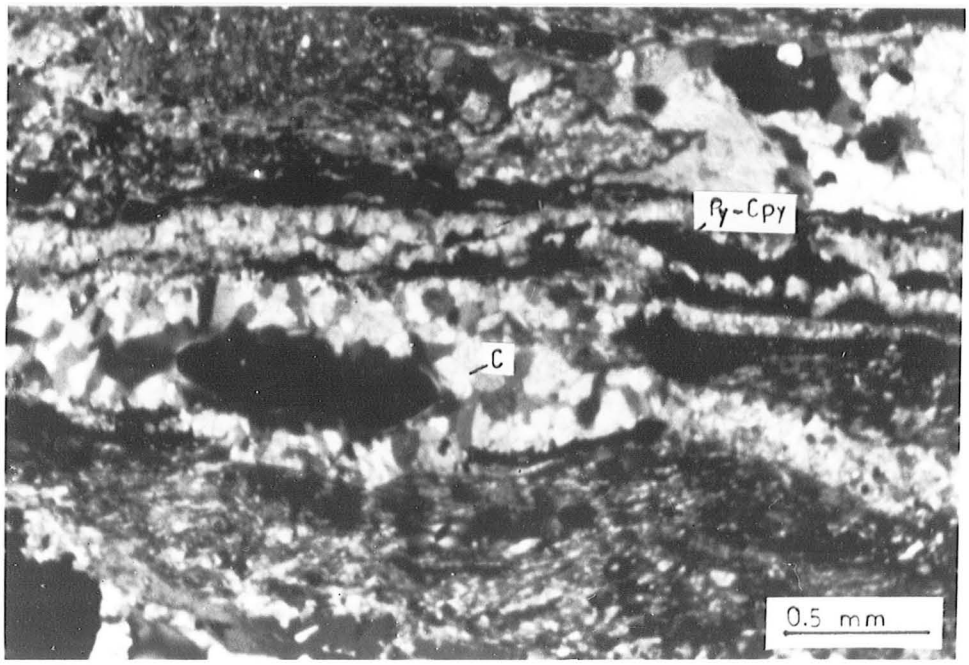
PLANCHE V

1 - Cristallisation de pyrite à la faveur de fractures lardant le quartz filonien.

2 - Liserés de carbonates encadrant une mineralisation sulfurée tardive à pyrite - chalcopyrite ainsi que du quartz.



- 1 -



- 2 -