



HAL
open science

Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni, Maroc

Abdelaziz Yazidi

► **To cite this version:**

Abdelaziz Yazidi. Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni, Maroc. Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00710284

HAL Id: tel-00710284

<https://theses.hal.science/tel-00710284>

Submitted on 20 Jun 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.

Doctorat de 3^e Cycle

N° d'ordre

THESE

PRESENTEE

**A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE**

pour obtenir le grade de docteur 3^e cycle

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

P A R

Abdelaziz YAZIDI

**LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES
DE LA BOUTONNIERE D'IFNI (MAROC)
LITHOSTRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE
DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR**

SOUTENUE LE 22 DECEMBRE 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN:

P. GIRAUD

PRESIDENT

J. PERRIAUX

G. VIVIER

D. JEANNETTE

EXAMINATEURS

Doctorat de 3^e Cycle

N° d'ordre

THESE

PRESENTEE

**A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE**

pour obtenir le grade de docteur 3^e cycle

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

P A R

Abdelaziz YAZIDI

**LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES
DE LA BOUTONNIERE D'IFNI (MAROC)
LITHOSTRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE
DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR**

SOUTENUE LE 22 DECEMBRE 1976 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN:

P. GIRAUD

PRESIDENT

J. PERRIAUX

G. VIVIER

D. JEANNETTE

EXAMINATEURS

[[7-]] V A N T - P R O P O S

Au terme de ce travail, je tiens à remercier les personnes et les organismes qui m'ont aidé de près ou de loin à le réaliser.

Je voudrais exprimer ma gratitude tout spécialement:

- à Monsieur P. GIRAUD qui a accepté de diriger ma thèse,
- aux enseignants de l'Institut Dolomieu auxquels je dois ma formation de géologue,
- à la Division de la Géologie (Rabat), sous la direction de Monsieur M. SAADI, puis de Monsieur E.A. HILALI ainsi qu'au Service de la Carte géologique du Maroc sous la direction de Monsieur Y. ENNADIFI, puis de Monsieur A. BOUDDA qui m'ont permis d'entreprendre et d'accomplir cette étude sur Ifni,
- au Laboratoire de Géologie de Strasbourg, pour la fabrication des lames minces,
- aux géologues: Mademoiselle A. FAURE-MURET, Messieurs F. BENZIANE, R. CHARLOT, G. CHOUBERT, N. CLAUER, SOULLIE, D. TISSERANT pour leurs précieux conseils sur le terrain,
- à Mademoiselle A. BIROUK qui a bien voulu sacrifier ses week-end pour donner forme au manuscrit,
- à Monsieur CHABERT pour la rapidité de l'impression,
- aux chauffeurs: Messieurs M. BAROUDI, J. EL FADLI, M. HOGGA et M. OUAZZOU pour leur gentille collaboration sur le terrain.

Mais aussi, qu'il me soit permis, ici, de dire ma reconnaissance à Monsieur D. JEANNETTE qui n'a épargné ni son temps, ni son aide matérielle, ni ses conseils tant sur le terrain qu'au cours de l'élaboration de ce travail pour me permettre de le mener à bien. Qu'il en soit chaleureusement remercié.

S O M M A I R E

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	
A) - Situation géographique de la boutonnière d'Ifni. . . .	3
B) - Evolution des idées sur la géologie de l'Anti-Atlas. .	3
C) - Historique des travaux sur la boutonnière d'Ifni.....	7
1. Travaux des géologues espagnols.....	7
2. Travaux de G. Choubert, A. Faure-Muret et R. Charlot.	8
3. Travaux d'Avramtchev.....	10
4. Travaux de F. Benziane.....	10
D) - Particularités d'Ifni par rapport à l'Anti-Atlas et but de ce mémoire.....	12
Chapitre I : LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES	15
A) - Le complexe des grès quartziques	18
1. Coupes schématiques.....	18
2. Aspect microscopique.....	19
3. Relations avec les autres formations.....	21
4. Les corneennes	21
5. Tectonique.....	23
B) - L'ensemble volcano-détritique	26
1. Succession lithostratigraphique.....	26
2. Caractères pétrographiques et variations litho- logiques	27
a) Série sédimentaire de base.....	27
b) Les ignimbrites inférieures	31
c) Les brèches ignimbrtiques	38
d) Les ignimbrites supérieures	43
e) La série de Tiguint	47
f) La série volcanique basique	47
C) L'Adoudounien	51
1. Définition de l'Adoudounien	51
2. L'Adoudounien à Ifni.....	52
3. Variations régionales.....	53
4. Variations paléogéographiques de l'Adoudounien à Ifni	54

Chapitre II : LES GRANITES.....	57
Avertissement	59
Introduction	60
A) - Le granite d'Alouzad	61
1. Relations avec les autres formations	61
2. Aspect du granite sur le terrain	61
3. Aspect microscopique	61
B) - Le granite de Tirhit	63
1. Aspect sur le terrain	63
2. Aspect microscopique	63
3. Contact granite d'Alouzad-granite de Tirhit	63
C) - Le granite du Sahel	65
1. Relations avec les autres formations	65
2. Aspect sur le terrain	65
3. Aspect microscopique	65
D) - Le granite de Mesti	67
1. Relations avec les autres formations	67
2. Description pétrographique	67
a) Aspect macroscopique	67
b) Aspect microscopique	67
3. Conclusion à l'étude du massif de Mesti	79
E) - Le granite d'Ifni	81
1. Description pétrographique	81
2. Les enclaves du granite d'Ifni	82
F) - Le granite de Mirleft	84
1. Localisation	84
2. Relations avec les autres formations	84
3. Aspect du granite	84
4. Les enclaves	84
5. Tectonique et intrusions filoniennes	85
Chapitre III : ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE	87
A) - Méthode utilisée	89
B) - Localisation et répartition des échantillons	89
a) Les granites	89
b) Les formations volcaniques et volcano- sédimentaires	89
C) - Résultats des mesures	91
a) Le socle, le granite d'Alouzad	91
b) La couverture volcano-détritiques et les granites associés	91

b1) le granite de Mesti	91
b2) Les ignimbrites inférieures	93
b3) le granite d'Ifni	93
b4) les brèches ignimbristiques	93
b5) les trachytes d'Ifni	95
b6) les ignimbrites supérieures	96
b7) le granite de Mirleft	96
b8) la série volcanique basique	98
b9) le granite de Taoulecht	98
b10) le granite de Tiyourhza	98
D) - Conclusion à l'étude radiométrique	100
Chapitre IV : CONCLUSIONS GENERALES.....	101
A) - Lithostratigraphie, tectonique et datations radio-	
métriques du Précambrien d'Ifni	104
1. Le granite d'Alouzad	104
2. Le Complexe des Grès Quartziques	104
3. La Série Sédimentaire de Base	105
4. Les Ignimbrites Inférieures	105
5. Le granite de Mesti	106
6. La grano-diorite d'Ifni	106
7. Les Brèches Ignimbristiques	107
8. Les Ignimbrites Supérieures	107
9. La Série de Tiguint	107
10. Le granite de Mirleft	108
11. La série volcanique basique	108
12. L'Adoudounien	108
13. Le granite de Taoulecht	108
14. Le granite de Tiyourhza	109
B) - Comparaison de la boutonnière d'Ifni à l'Anti-Atlas ...	111
1. Le Précambrien ancien= Protérozoïque inférieur	111
2. Du Protérozoïque moyen à supérieur au Cambrien	111
a) Le Complexe des Grès Quartziques	111
b) L'ensemble volcano-détritique	112
C) - La boutonnière d'Ifni dans l'Ouest africain.....	115
1. Le socle	115
a) l'Archéen	115
b) le Protérozoïque inférieur	115
2. Les couvertures	115
BIBLIOGRAPHIE.....	122

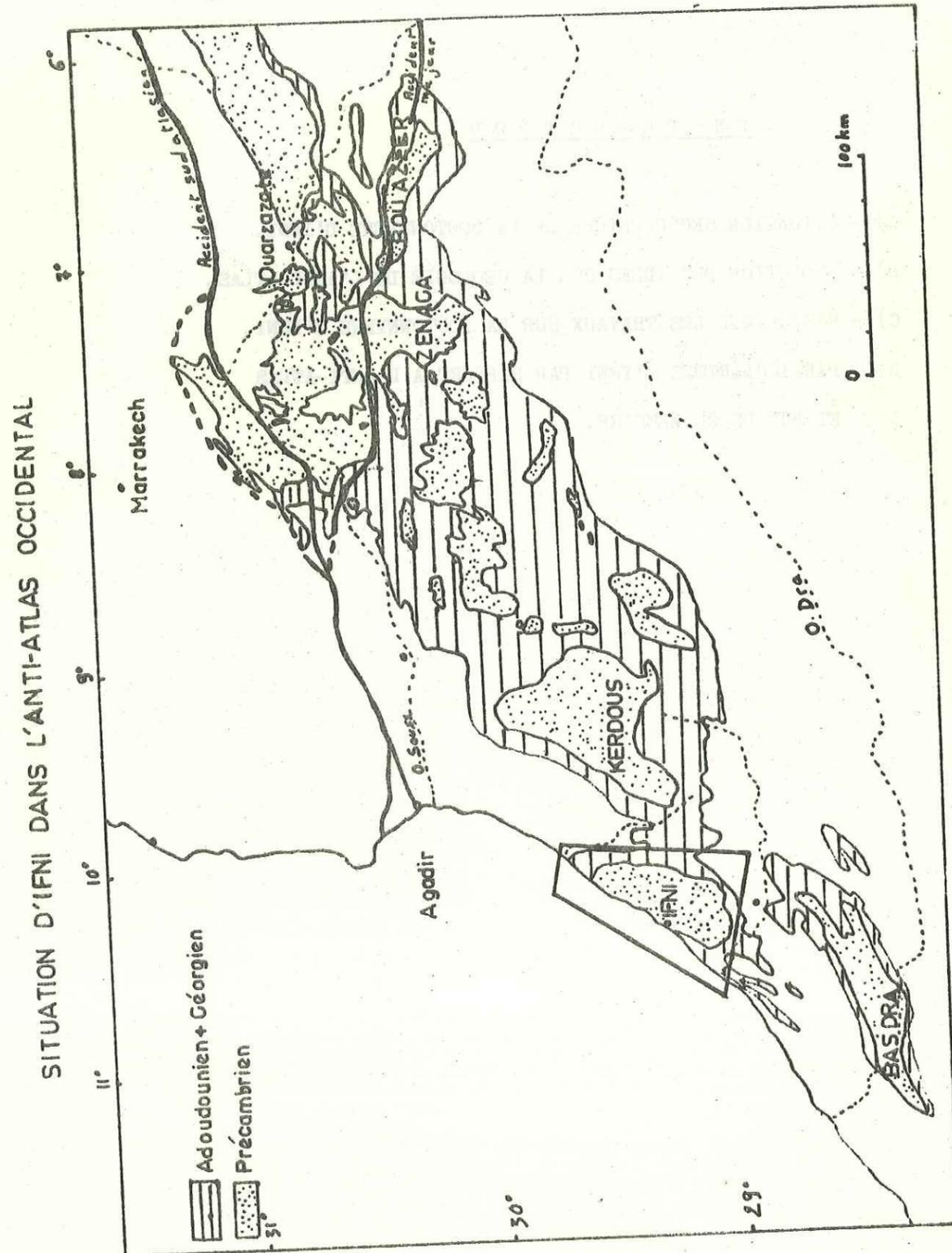
LISTE DES PLANCHES

<u>N° de planche</u>	<u>Page</u>
1 : Situation d'Ifni dans l'Anti-Atlas (Carte).....	2
2 : Complexe des Grès Quartziques : schéma de formation de horsts et grabens anté et post-Ignimbrites Supérieures	24
3 : Ignimbrite à pyroméride	33
4 : Dévitrification des ignimbrites :	35
fig. 1 : ignimbrite fluidale	
fig. 2 : cristallisation en sphérolites radiaires	
5 : Système de horst et graben de Oued El Karima.....	48
6 : Filons dans le granite de Mesti (coupe à l'Ouest de Mesti)	70
7 : Fracturation du granite de Mesti :	72
fig. 1 : débit en amygdales du microgranite	
fig. 2 : débit en damier du granite de Mesti	
8 : Fracturation du granite de Mesti :	74
fig. 1 : système de fractures contemporain du granite de Taoulecht	
fig. 2 : système de fracture hercynien	
fig. 3 : débit en damier du granite de Mesti	
fig. 4 : flexures dans le volcano-sédimentaire	
9 : Filons dans le granite de Mesti : (coupe au NW du massif de Mesti).....	77
fig. 1 : paysage	
fig. 2 : détail	
10 : Géochronologie : localisation des échantillons (Carte).	88
11 : Isochrones : granite d'Alouzad	90
fig. 1 : échantillon D7 (minéraux et RT)	
fig. 2 : échantillon Y5 (minéraux et RT)	
12 : Isochrones :	92
fig. 1 : granite de Mesti	
fig. 2 : granite d'Ifni	
13 : Droites radiométriques :	94
fig. 1 : Ignimbrites inérieures	
fig. 2 : Brèches ignimbristiques	
14 : Isochrones :	96

I N T R O D U C T I O N

- A) - SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA BOUTONNIERE D'IFNI.
- B) - EVOLUTION DES IDEES SUR LA GEOLOGIE DE L'ANTI-ATLAS.
- C) - HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA BOUTONNIERE D'IFNI.
- D) - PARTICULARITES D'IFNI PAR RAPPORT A L'ANTI-ATLAS
ET BUT DE CE MEMOIRE.

PI 1



I N T R O D U C T I O N

A) - SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA BOUTONNIERE D'IFNI

Située à l'extrémité ouest de l'Anti-Atlas, la boutonnière d'Ifni est à environ 150 Km au Sud d'Agadir, entre les parallèles 29° 5' et 29° 45' N et les méridiens 9° 50' et 10° 30' W. Elle est limitée par la plaine de Tiznit au Nord, le plateau d'Akhsas à l'Est, l'oued Assâka au Sud et l'Océan Atlantique à l'Ouest.

La région présente un relief accidenté. Les plus hauts sommets sont formés de vulcanites : Adrar Bou Timezguida (1250 m), Jebel BOU Krât (1201 m). Les plaines ont un substratum granitique : plaine de Mesti au centre, plaine de Tiyourhza à l'Est.

La végétation de cette région est constituée surtout d'épineux (arganiers, figuiers de Barbarie et euphorbes). Dans les oueds où la nappe phréatique est superficielle, poussent des lauriers roses. L'économie du pays est fondée, surtout, sur la culture de l'orge, sur l'élevage de caprins et sur la pêche.

B) - E V O L U T I O N D E S I D E E S S U R L A G E O L O G I E D E L ' A N T I - A T L A S

D'un point de vue géologique, la boutonnière d'Ifni est constituée de terrains précambriens comme l'Anti-Atlas dont elle fait partie.

Le Précambrien de l'Anti-Atlas a fait l'objet de nombreuses études qui ont permis d'en préciser la stratigraphie.

Dès 1938, L. Neltner établit à partir de la double discordance du Tizi n'Tarhatine, les subdivisions suivantes :

- formations dolomitiques
- formations volcano-sédimentaires.....) Cambrien
- (série de Ouarzazate + série d'Anzi
- étage des quartzites
- série basique de Bou Azzer
- schistes, gneiss et certains granites) Archéen

C'est à partir des nombreux travaux de G. Choubert, débutés en 1936, que nous avons la stratigraphie la plus détaillée du Précambrien de l'Anti-Atlas. Dès 1945, cet auteur établit une nouvelle classification :

- formations dolomitiques) Adoudounien
= Infracambrien
- formations volcano-sédimentaires.....)
(série de Ouarzazate + série d'Anzi)...) P III
- étage des quartzites) P II
- roches basiques de Bou Azzer)
- schistes, gneiss et granites.....) P I

Ces derniers étages précambriens ont été subdivisés par G. Choubert en 1970, en une série d'unités ayant participé à un orogène distinct. En outre, des âges radiométriques ponctuels lui ont permis de dater ces différentes unités.

- formations dolomitiques) Adoudounien - Infracambrien 750-570 MA
- formations volcano-sédimentaires.....)
supérieures (série de Ouarzazate.....) P III ± 900 MA
- formations volcano-sédimentaires.....) P II-III ou système
inférieures (série d'Anzi).....) du Siroua-Sarhro
1300-1000 MA
- étage des quartzites) P II-II ou système des
calcaires et quartzites
1500 - 1300 MA
- formations basiques de Bou Azzer.....) P I-II 1650-1600 MA
- gneiss des Zénaga, granites de Tazenakht)
et de Tahala) P I 2000 - 1700 MA
- schistes du Kerdous, granites de)
l'Oued Amarhous, de Tasserirt et) P O 2700-2500 MA
de Tazeroualt)

Les différentes subdivisions ont été également appelées :

- P II-III = Anti-Atlasides orientales ou Marocanides
- P II-II = Anti-Atlasides occidentales
- P I -II = Anti-Atlasides centrales ou Bou Azzerides
- P I = Berbérides
- P O = Zagorides.

La notion de P O a été abandonnée en 1974 (G. Choubert et al). Ces auteurs ont montré qu'il n'existe pas de critère pour subdiviser le socle ancien en P O et P I ; seul le P I subsiste. G. Choubert et A. Faure-Muret, en se fondant sur des âges ponctuels considérés comme des "âges reliques". attribuent à ce socle un âge de 2700 à 1750 MA. B. Hassenforder et D. Jeanette, en se fondant sur des datations par isochrones des granites intrusifs dans le socle schisto-gneissique, datent ce dernier au minimum à 1900-1700 MA.

Après la découverte de trilobites dans les dolomies supérieures de l'Adoudounien dans l'Ounein (versant sud du Haut-Atlas) par A. Boudda (1970), l'Adoudounien supérieur en partie, sinon en totalité, est considéré comme Géorgien inférieur.

De son côté, M. Leblanc (1973-75), à partir de l'étude de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, a proposé la classification résumée dans le tableau suivant :

Formations	Etages et cycles	Âges (MA)	Nomenclature de G. Choubert
grès, schistes, dolomies	Géorgien	530± 27	Géorgien
dolomies	Adoudounien		Adoudounien
série de Ouarzazate	Infracamb. P III	585	P III
Événement panafricain tardif (phase B2)		611± 35*	
série de Tiddiline	Protérozoïque sup. = P II - III		P II-III
Événement panafricain majeur (phase B1)		640± 18*	
Étage des quartzites ophiolites	Protérozoïque moyen = P II		P II-II P I-II
Orogénèse clôturant	le P I	1848± 32* 1961± 50* 2058± 64*	
gneiss	Protérozoïque inf. = P I		P I

Remarque : Les âges marqués du signe *, sont des âges Rb/Sr calculés par M. Leblanc avec $= 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$.

R. Charlot (1976) propose une nouvelle classification à partir des mesures géochronologiques effectuées par D. Tisserant, P.M. Hurley et lui-même sur diverses formations de l'Anti-Atlas. Cette classification est résumée dans le tableau qui suit :

Echelle	Anti-Atlas occidental	Anti-Atlas oriental	Âges (MA)	Nomenclature de G.Choubert	
Cambrien	granites de Taфраout		520-540		
Eocambrien	série dolomitique de l'Adoudounien			Adoudounien	
	granite de Taou-lecht et volc. acide	série de Ouarzazate et granite du Siroua	585	P III	
Protérozoïque supérieur	Orogénie panafricaine	série d'Anzi	600		
		volc. rhyo-andésitique d'Ifni		P II-III	
		grano-diorite d'Ifni	630		
		gneissification d'Assemblil	660	P I	
		grano-diorite du Siroua	680	P II-III	
		série des calcaires et quartzites		P II-II	
Protérozoïque inférieur et moyen	Orogénie tarkwafenne	granite de l'Oued Chaïba	1500		
		gneissification de Tazenakht	1640		
		granite de Tazenakht	1680	P I	
	Orogénie éburnéenne	série d'El Graara	1735		P I-II
		granite d'Azguemerzi	1865		
		granites de Tazeroualt	1890-1920		
		séries du Kerdous		P I	
		gneiss du jebel Ouharem			
		séries des Zénaga			
		?			

c) - HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA BOUTONNIERE D'IFNI

Comme le reste de l'Anti-Atlas, la boutonnière d'Ifni a fait l'objet d'études géologiques qui ont permis la classification des terrains. Ces travaux ont été effectués d'abord par des géologues, au temps de la domination espagnole qui a duré jusqu'en 1969, puis, par les géologues du Service de la Carte géologique du Maroc. Chronologiquement, on peut donc relever les travaux suivants concernant Ifni :

- 1/ Travaux des géologues espagnols : E. et F. Hernandez-Pacheco, M. Alia Medina, C. Vidal Box, E. Guinea Lopez (1949).

Ces auteurs qui ont été les premiers à étudier cette région, localisent quelques massifs de granites rouges et de syénites au centre de la boutonnière. A la périphérie de ces massifs, ils situent des formations du Paléozoïque, légèrement métamorphosées et plissées, traversées par des roches éruptives, généralement volcaniques, de type rhyolitique, qu'ils considéraient comme hercyniennes ou préhercyniennes.

Au Nord de la boutonnière, les formations quartzitiques et schisteuses sont situées dans le Silurien, tandis qu'au Sud, dans la région d'Assâka, les calcaires et les schistes sont attribués au Cambrien. Les formations du Silurien et du Cambrien auraient été épargnées par le métamorphisme hercynien. Sur le Paléozoïque, ils placent des terrains paléocènes marins à mollusques alternant avec des terrains continentaux à végétaux qui auraient latéralement passé aux "conglomérats rouges d'Ifni".

Ainsi, la boutonnière d'Ifni aurait-elle subi l'orogénèse hercynienne responsable du métamorphisme, puis des mouvements alpins concomitants du soulèvement de l'Atlas qui ont donné les reliefs actuels. Ces derniers mouvements provoquant des fractures parallèles au littoral, auraient formé l'alignement des montagnes côtières qui auraient permis les dépôts du "conglomérat rouge d'Ifni".

Au Quaternaire, des mouvements épiorogéniques auraient soulevé les lumachelles à mollusques quaternaires qui sont actuellement à 50-60 m d'altitude. Des mouvements actuels provoqueraient encore d'importantes variations du littoral.

Plus tard, Marcet-Riba, dans ses correspondances avec G. Choubert, envisageait pour les rhyolites un âge antécambrien.

2/ Travaux de G. Choubert, A. Faure-Muret et R. Charlot (1969)

Fortis de leur expérience des faciès du Précambrien de l'Anti-Atlas, ces trois auteurs subdivisent le Précambrien d'Ifni en trois systèmes d'âge différents.

a) Stratigraphie du Précambrien d'Ifni

a1 - le socle ancien. (P 0 = P I)

Pour ces auteurs, le substratum est constitué de grès et de schistes granitisés qu'ils rapportent aux grès et schistes du P I (anciennement P 0) des boutonnières du Kerdous et du Bas-Draa. Les schistes peu abondants ne subsistent que sous forme de septas et d'enclaves dans les granites, tandis que les grès présentent des faciès différents : grès verts à grain fin ou grossier et des grès quartziques interstratifiés dans les grès verts et schistes.

Ils considèrent comme probable l'existence de nombreux granites P 0 = P I qui seraient tantôt des granites leucocrates à grain fin, tantôt des granites à gros grain. Ils relèvent également dans ce socle, de fréquents pointements de dolérite, des filons de rhyolite et de microgranite ainsi que des alignements de filons et de lentilles de quartz.

a2 - le système des quartzites. (P II)

Formant un pont à travers le massif d'Ifni au Nord de Bifourna, le P II est constitué essentiellement de quartzites en puissantes couches débitées par des failles qui permettent la conservation des schistes associés localement aux quartzites. Au Nord d'El Arbâa du Sahel, les quartzites se présentent en lambeaux synclinaux. Le P II discordant sur le socle ancien, est considéré comme étant lui-même recouvert en discordance par le P II-III.

a3 - le P II-III - rhyolites, andésites, conglomérats

Pour G. Choubert et al., cette première couverture plissée se présente de différentes façons :

- à l'Est, peu épaisse ou absente, elle est recouverte en discordance par l'Adoudounien; l'érosion anté-adoudounienne peut la faire disparaître complètement ;

- au Sud au contraire, elle est très importante, constituée essentiellement d'ignimbrites qui forment les plus hauts sommets (Jebel Fogo 1250 m, Jebel Si Toual 1254 m). Ces ignimbrites intensément faillées, sont subdivisées en plusieurs complexes séparés par des tufs et des andésites ;

- à l'Ouest, ce sont surtout les andésites à intercalations de tufs et de rhyolites ;

- au Nord-Ouest, le P II-III est plus complexe. On y trouve des rhyolites, des formations gréseuses du type Anzi, des conglomérats et quelques andésites ;

- au coeur de la boutonnière, les rhyolites reposent sur le granite de Taoulecht ; le contact entre rhyolite et granite est subhorizontal. Ces auteurs envisagent que le granite à grain fin de Taoulecht est le foyer des massifs rhyolitiques, comme cela se passe dans le P III du Sarhro.

Ces auteurs pensent qu'il y a deux générations de granites dans le P II-III :

- une première venue granitique représentée par le granite de Taoulecht daterait de la phase volcanique du début du cycle P II-III (estimé à 1400-1300 MA) et une deuxième venue, représentée par les granites de Mirleft et d'Ifni qui granitisent les formations volcano-sédimentaires, daterait de la fin du P II-III (estimée à 1000-900 MA).

b) Tectonique

Dans le même article, G. Choubert et al. signalent un synclinal faillé et écrasé d'une longueur de 12 à 13 km au Sud de Tiyouhza, mais ils admettent que la tectonique la plus importante est cassante, débitant les formations du Précambrien en "touches de piano". Les grandes failles de direction N-S, liées à l'accident de Tarfaya qui passe en mer, sont très nettes dans les rhyolites, s'amortissent dans les andésites et n'affectent pas la bordure adoudounienne.

c) Le Crétacé

- le Crétacé continental est conglomératique et gréseux rouge. Il forme la plateforme côtière où il est recouvert par le Moghrébien (calcaire coquillier) et affleure dans de multiples oueds selon G. Choubert et al. Ils estiment son épaisseur à 100 m.

- le Crétacé marin n'affleure qu'à la plage de Sidi Ouarzik à une dizaine de kilomètres au Sud d'Ifni. Les mêmes auteurs l'attribuent au Crétacé inférieur à moyen grâce aux huîtres et gastéropodes (Natica, Ampulina) trouvés dans les formations de sables, de grès, de marne bitumineuse, et de calcaire qui le constituent. La puissance visible estimée de la série marine est de 200 m environ.

D'un point de vue tectonique, ils décrivent le Crétacé marin comme formant un demi-brachy-synclinal dont les couches ont une direction N-S/ 30 à 40° W dans l'Oued El Karima avant de passer E-W/ 30 à 40° N à Sidi Ouarzik.

3/ Travaux d'Avramtchev (1969)

Cet auteur a repris la stratigraphie établie par les auteurs précédents et son travail a surtout porté sur l'inventaire des indices miniers dont les plus importants sont les gîtes de Cu, Pb de Jebel Jouad au Sud de Souk et Tleta Sbouya et de Fe de Bou Aroïs à 20 km au Sud d'Ifni. Ces deux gîtes se trouvent dans les dolomies adoudouniennes.

4/ Travaux de F. Benziane (1974)

En plus du travail cartographique que nous avons entrepris ensemble, F. Benziane a fait l'étude pétrographique des différents granites et a présenté les datations géochronologiques Rb/Sr effectuées à Rabat par D. Tisserant et les datations U/Pb faites à Grenoble par G. Vivier. La succession qui ressort de son mémoire est la suivante :

a) Stratigraphie du Précambrien d'Ifni

a1 - Le socle = Précambrien inférieur

- grès et schistes au Sud de Mesti
- granites d'Alouzad (2210 M.A) et de Mesti (650 MA)
- granite du Sahel.

a2 - P II.

- quartzites
- schistes

a3 - P II - III.

- granites de Tiyourhza (550 MA) et Taoulecht (575 MA)
- rhyolites (630 MA)
- volcano - détritique (brèches ignimbristiques)
- andésites (603 MA)
- granite d'Ifni (630 MA)
- série de Tiguint (grès et conglomérats puissants
F. Benziane ; pp. 99).
- granite de Mirleft (554 MA)
- Adoudounien
- Cambrien

La chronologie des terrains proposée par cet auteur et les datations radiométriques ne concordent pas. Ceci est dû, d'une part, à des erreurs que nous avons faites dans l'attribution de certains terrains faute de lames minces, que j'ai pu obtenir par la suite grâce à la collaboration du laboratoire de Géologie de Strasbourg, et, d'autre part, à certains contacts que nous n'avons pas observés et qui permettent de caler les différents terrains.

b) Erreurs d'attribution des terrains

- Le faciès de bordure du granite d'Alouzad avait été appelé granite du Sahel ;

- Les grès de la série sédimentaire de base, au Sud de Mesti, avaient été attribués au Précambrien inférieur, à cause de l'intrusion, dans cette série, du granite de Mesti, lui-même attribué de façon erronée au Précambrien inférieur ;

- La partie supérieure de la série sédimentaire de base, la série d'"Outoul", le complexe à silixites et la série de Tiguint avaient été groupés en un même cycle, appelé "grès et conglomérats puissants" ;

- Les andésites, supposées recoupées par le granite d'Ifni, se sont révélées en fait des trachytes.

c) Contacts non observés

Il n'avait pas été observé :

- L'intrusion du granite du Sahel dans le complexe des grès quartziques ;

- L'intrusion du granite de Mesti dans la "série sédimentaire de base" ;

- L'intrusion du granite d'Ifni uniquement dans la "série sédimentaire de base" et les ignimbrites inférieures ;

- La concordance et la similitude de faciès entre les grès attribués précédemment au Précambrien inférieur et les "grès et conglomérats puissants" au Sud de Mesti. Ces deux formations ont été regroupées dans la "série sédimentaire de base".

La différence existant entre la chronologie géologique et la chronologie radiométrique a conduit F. Benziane à interpréter les datations radiométriques comme étant des âges "rajeunis" à l'évènement panafricain.

D) - PARTICULARITES D'IFNI PAR RAPPORT A L'ANTI-ATLAS ET BUT DE CE MEMOIRE

Géographiquement proche de la boutonnière du Kerdous, celle d'Ifni, qui présente des séries approximativement semblables, a pu lui être comparée. C'est ainsi que les subdivisions faites à Ifni par G. Choubert et al. et reprises par F. Benziane ont été établies à partir d'analogies de faciès entre ces deux boutonnières. Ces subdivisions offrent un intérêt méthodologique certain. Toutefois, il faudrait noter tout de suite, certaines particularités propres à Ifni que j'ai pu observer lors de la campagne de terrain, au printemps 1975, en compagnie de D. Jeannette.

- Absence de formations cristallophyliennes ;
- Absence de séries sédimentaires du Précambrien ancien (P I) à la différence du Kerdous, d'où difficulté de datation ;
- Faible importance de l'étage des quartzites ;
- Extension des formations volcano-sédimentaires qui pourraient être rapportées au P II - III et au P III ;
- Abondance des granites ;
- Absence de plissement.

Ces données particulières m'ont conduit à envisager, plus précisément, les points suivants au cours de mon étude :

1. La stratigraphie, les variations et les caractères pétrographiques de chaque ensemble (étage des quartzites, formations volcano-sédimentaires, couverture adoudouhienne) ;
2. Les relations éventuelles des différents granites avec les formations volcaniques, sédimentaires et la discussion des âges radiométriques en vue d'établir une chronologie pour l'ensemble des formations d'Ifni.
3. Les caractères tectoniques de chaque formation, l'architecture d'ensemble de la boutonnière, l'originalité des phénomènes tectoniques ayant affecté la boutonnière d'Ifni par rapport à ceux mis en évidence dans l'Anti-Atlas ;
4. L'application du modèle d'Ifni à l'Anti-Atlas et une proposition stratigraphique à la lumière des mesures géochronologiques.

Pour la clarté de l'exposé, ces points ont été développés et regroupés selon le plan qui suit :

- I - Les formations volcaniques et sédimentaire.
- II - Les granites.
- III - Etude géochronologique.
- IV - Conclusions.

Chapitre I : LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES

- A) - LE COMPLEXE DES GRES QUARTZIQUES
- B) - L'ENSEMBLE VOLCANO-DETRITIQUE
- C) - L'ADOUDOUNIEN

I - LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES

Pour l'étude de la boutonnière d'Ifni, le travail ayant été réparti entre F. Benziane et moi-même, celui-ci s'est vu attribuer l'étude des granites, tandis que les formations volcaniques et sédimentaires constituent l'objet principal de mon mémoire.

Il est à noter que ces formations volcaniques et sédimentaires couvrent la majeure partie de la boutonnière et offrent, par conséquent, un intérêt primordial pour la connaissance de cette région.

Elles présentent également un grand intérêt en raison de leur diversité. Toutefois, au premier abord, on peut y distinguer deux grands ensembles pétrographiques : les séries sédimentaires, de nature principalement détritique, et les séries volcaniques, elles, surtout acides, de nature ignimbritique, à l'exception des épanchements de la fin du cycle volcanique qui sont basiques.

Sur le plan stratigraphique, l'absence de plissement et de discordance tectonique fondamentale ne permet pas de subdiviser ces formations en systèmes différents. C'est pourquoi, pour faciliter les corrélations avec les autres boutonnières de l'Anti-Atlas, j'ai adopté une échelle stratigraphique basée sur des analogies de faciès entre la boutonnière d'Ifni et celle qui en est la plus proche : la boutonnière du Kerdous. Cette échelle est la suivante :

- A - Complexe des grès quartziques.
- B - Ensemble volcano-détritique.
- C - Adoudounien.

A - LE COMPLEXE DES GRÈS QUARTZIQUES (P II)

Les formations quartzitiques, qui sont à l'origine de reliefs escarpés, constituent l'une des originalités des boutonnières du Précambrien II. On les observe :

- dans la boutonnière du Kerdous au Nord de Tafraout où elles forment le grand massif du Lkst ;
- dans la boutonnière des Ida ou Zeddoute, entre le Tizi n'Taratine et le Nord de Tazenakht ;
- dans l'Anti-Atlas central où elles forment également d'importants reliefs.

A Ifni, les séries du P II forment des affleurements relativement peu étendus au NE de la boutonnière dans la région de Souk el Arbâa du Sahel. Le P II est ici constitué principalement de grès à matrice phyliteuse vers la base du complexe, tandis qu'en s'élevant dans la série, les grès deviennent plus pélitiques.

Les grès quartziques reposent en discordance sur le granite d'Alou-zad. Dans la région de Souk el Arbâa du Sahel (NNE de la boutonnière), les formations du P II sont traversées par le granite du Sahel. L'auréole de contact est bien visible dans l'Assif Tiguint. Bien que sur leurs bordures est et ouest les grès quartziques soient limités par des failles, il apparaît nettement, en particulier vers le NE, que le P II ainsi que le granite du Sahel sont recouverts par les formations volcaniques supérieures.

1) Coupes schématiques

Les formations comprises entre le granite d'Alou-zad et les séries volcaniques peuvent être schématisées par les logs n° 1 à 7, de la planche I9.

Une coupe allant de Bifourna à Igalfene à travers le massif de Yourirh, permet d'établir la succession lithostratigraphique suivante (log n°1) :

1a - Les grès. Le P II débute par une puissante série gréseuse d'environ 400 m d'épaisseur.

Dans la première centaine de mètres, elle est constituée de bancs décimétriques de grès massifs fins séparés par des interlits de grès plus fins.

Dans les 100 m qui suivent, les bancs de grès massifs alternent avec des bancs décimétriques de pélites à micas flottés.

Les 200 derniers mètres voient les bancs de pélites diminuer de puissance jusqu'à disparaître avant de passer aux grès quartziques.

Les grès sont de couleur rose pâle à jaune pâle. A la cassure, les fragments ont des bords tranchants. Leur débit en losanges est dû à la fracturation intense qui les affecte.

Les interlits de grès fin et les pélites sont finement lités et se débitent en minces plaquettes. Ils sont de couleur plus sombre que les grès massifs et ont une patine ocre. Les litages sont tapissés de micas flottés.

Dans ces grès fins et dans ces pélites on observe de nombreuses figures sédimentaires : ripple - marks, mud-cracks, flute-casts. Les critères de polarité visibles indiquent que la série est normale.

1b - Les grès quartziques. Ce sont des grès massifs qui forment les plus hauts sommets à relief escarpé du jebel Yourirh (805 m). Ils ont une épaisseur de 100 à 120 m. Ils débutent par des bancs pluridécimétriques à métriques et se terminent par des bancs décamétriques de quartzites.

Ils sont durs de couleur blanche à platine ocre. A la cassure, ils ont un aspect saccharoïde et des bords tranchants.

Les bancs du sommet ont un aspect conglomératique présentant des éléments arrondis de taille atteignant parfois 50 cm cimentés par du grès quartzique : il s'agit d'un conglomérat intraformationnel.

1c - Les pélites gréseuses. Le sommet du P II est formé de 100 à 150 m de pélites gréseuses de couleur vert sombre à sombre, à patine ocre due à l'altération des oxydes de fer. Elles sont tendres et s'altèrent facilement. Les bancs, de dimension décimétrique, présentent de nombreuses figures de sédimentation montrant que la série est normale et que le courant venait de l'Est.

2) Aspect microscopique

Le P II a été malheureusement peu échantillonné. Les lames minces faites à partir de quelques échantillons de grès et de pélites ne peuvent donner qu'une idée générale de la variation lithologique du complexe des grès quartziques.

2a - Les grès. Il s'agit d'un grès fin à matrice.

Les éléments détritiques sont constitués de quartz et de rares muscovites ; ces dernières sont plus abondantes dans les grès finement lités ou elles soulignent le litage.

Les quartz détritiques sont arrondis, émoussés ou anguleux et couchés suivant la stratification. Ils sont nourris secondairement, mais le contour de l'élément détritique est dans la majeure partie des cas souligné par un liseré d'oxyde de fer. Le diamètre des grains de quartz est de l'ordre de 0,15 mm.

Les muscovites de taille de l'ordre de 0,05 mm dans les grès massifs, atteignent 1/10 mm dans les grès finement lités.

Les oxydes sont représentés principalement par de la magnétite qui peut exister en concentration importante, par de l'hématite et par quelques cristaux de goethite.

La matrice phylliteuse qui cimente ces divers éléments détritiques, représente environ 15 % de la roche dans les grès quartziques, 40 % dans les grès de base, et davantage dans les grès finement lités. Elle est constituée de séricite-muscovite, de chlorite et de petits cristaux de quartz.

La séricite provient en partie de la transformation des feldspaths. Elle forme des plages, fantômes d'anciens feldspaths détritiques. La chlorite abonde dans les lits de muscovite détritique. Elle est le produit de transformation d'anciennes biotites détritiques ; des trainées d'oxydes de fer soulignent les anciens clivages de biotite.

2b - Les pélites. Ce sont des pélites gréseuses où la matrice est importante. Elle peut en effet atteindre 65 % de la roche. On y observe les mêmes éléments détritiques que dans les grès finement lités.

Les quartz détritiques sont de petite taille (0,1 mm de diamètre) et leur nourrissage est très peu important sauf quand les grains de quartz sont jointifs, ce qui est rare.

La matrice est plus riche en chlorite que celle des grès.

Les oxydes sont principalement de l'oligiste qui forme une frange autour des quartz détritiques et de la goethite qui remplit des fractures récentes. Certains niveaux présentent des plages de carbonates : dolomite ou ankérite.

En résumé, de la base au sommet, le faciès dominant du P II est celui d'un grès à matrice phylliteuse. La matrice phylliteuse augmente d'importance dans les pélites gréseuses et diminue dans les grès quartziques.

Il est à noter que lorsque la matrice devient importante, le nourrissage des quartz détritiques diminue et inversement.

Dans l'ensemble du P II, la matrice a recristallisé : néoformation de quartz, de séricite-muscovite et de chlorite. Ces recristallisations de petits cristaux ou lamelles dessinent une trame plus ou moins quadrillée. Jamais il n'a été observé d'orientation privilégiée des micas telle qu'on l'observe dans les terrains qui ont subi un thermo-dynamométamorphisme épizonal. La nature des minéraux néoformés (chlorite et séricite) semble indiquer que ces formations ont recristallisé sous les conditions du début faciès schistes verts, tandis que l'absence d'orientation de ces minéraux est en faveur d'un métamorphisme de type thermique.

3) Relations avec les autres formations

Le complexe des grès quartziques repose sur un socle P I granitique : le granite d'Alouzad. Il est recouvert, en très légère discordance cartographique dans sa partie ouest, par les ignimbrites supérieures seules, tandis qu'au Nord et à l'Est, il l'est par les ignimbrites supérieures et par le conglomérat de base de l'Adoudounien. A Souk el Arbâa du Sahel, le granite du Sahel est intrusif dans le P II et y développe un métamorphisme de contact donnant ainsi une auréole de cornéennes (log. n° 8 de la planche I).

Malheureusement, entre les grès étudiés précédemment et l'auréole de contact, les affleurements ne sont pas continus. Aussi, la nature du passage n'a-t-elle pas pu être observée.

4) Les cornéennes

Les grès du P II traversés par le granite du Sahel se présentent en bancs décimétriques faiblement pentés vers le Nord (pendage de l'ordre de 15 à 20°). Des filonnets de granite s'injectent dans les interlits. Au contact granite-grès, se mettent en place des filons de pegmatites à grands feldspaths roses et grandes muscovites. Des enclaves de grès subsistent dans le granite.

Les cornéennes, formées lors de l'intrusion du granite du Sahel, ont une trame de couleur sombre, chloriteuse, piquetée de cristaux de feldspath clair et de quartz en grands cristaux. La roche est dure et à grain plus grossier que les grès non métamorphisés.

On n'observe, sur les échantillons aucune orientation privilégiée des minéraux, ni de schistosité. La fracturation observée dans les cornéennes est la même que celle qui affecte d'une part, les grès loin du contact et, d'autre part, le granite (fractures N 160 et N 30-50).

Des filons tardifs de microgranite d'abord et de roches vertes de type doléritique et microdioritique ensuite, recoupent le granite du Sahel et les grès du P II.

En lame mince, les cornéennes montrent une structure équante où des phénoblastes de plagioclase (et de microcline au contact du granite), sont dispersés dans un fond isogranulaire de quartz et de plagioclase néoformés. Les plagioclases néoformés, qu'ils soient phénoblastes ou en petits cristaux, sont toujours de nature albitique (An 5 à 8 %). Dans ce contexte de développement de l'albite, les structures micropegmatitiques sont abondantes. L'auréole de contact est caractérisée également par la présence de plages de séricite et de plages riches en oxydes de fer. Les plages de séricite correspondent à d'anciens phénocristaux de feldspaths complètement transformés. Il arrive qu'on distingue encore quelques reliques mâclées de plagioclase (An 18 à 23 %). Un peu de calcite peut être associée à la séricite. Les plages riches en oxydes de fer quant à elles, sont constituées de chlorite ou d'une alternance de lamelles de chlorite et de muscovite. Il s'agit d'anciennes biotites chloritisées et muscovitisées comme en témoignent les reliques de biotite encore visibles. Les paillettes de muscovite se développent secondairement sur les plagioclases séricitisés.

La taille des phénoblastes de microcline dépasse fréquemment le demi-centimètre et les plages de séricite ont une taille de l'ordre du demi-centimètre.

Les minéraux caractéristiques du métamorphisme de contact sont : microcline, plagioclase albitique, biotite et séricite-muscovite. Cette roche est donc une cornéenne. Il s'agit d'un grès pauvre en calcium et riche en potassium, métamorphisé sous les conditions du faciès cornéenne à albite-épidote.

La séricitisation des plagioclases, la chloritisation des biotites et l'intense développement des muscovites s'observent d'une part, dans les cornéennes et, d'autre part, dans les grès loin du contact ainsi que dans le granite du Sahel ; ces phénomènes ne peuvent donc être que postérieurs au métamorphisme de contact et dus à un métamorphisme général. La nature et le manque d'orientation privilégiée des minéraux montrent que nous sommes en présence d'un métamorphisme de type thermique dans le sommet de l'épizone.

5) Tectonique

Le P II ne présente pratiquement pas de pli. Orientées N 120-140 et pentées de 20 à 40° vers le NE, les formations du complexe des grès quartziques forment de hauts reliefs (805 m) profondément entaillés par les oueds. Le long de ces très bonnes coupes où le litage est presque toujours bien visible, on ne relève que de rares ondulations dont les axes sont orientés N 60 avec un faible plongement vers le NE (fig. n° 1). Le long de fractures NW-SE, il existe très exceptionnellement des flexures. Les manifestations tectoniques les plus importantes sont des fractures qui s'ordonnent suivant deux directions : N 30-50 subverticales et N 160 également subverticales. Il n'a pas été possible d'en établir la chronologie relative.

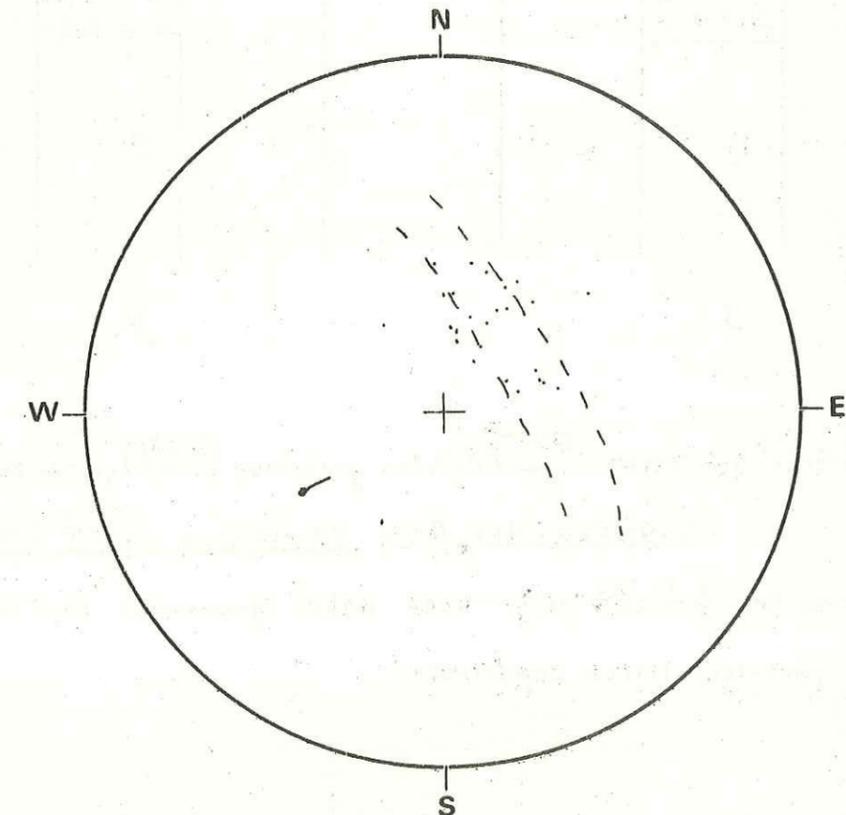
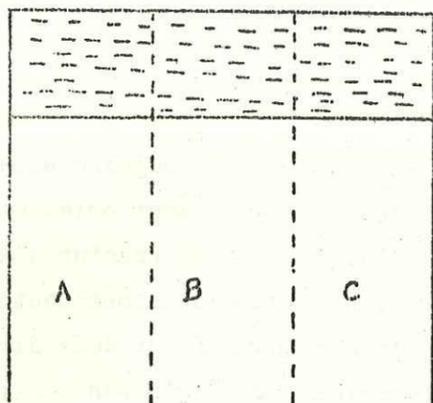
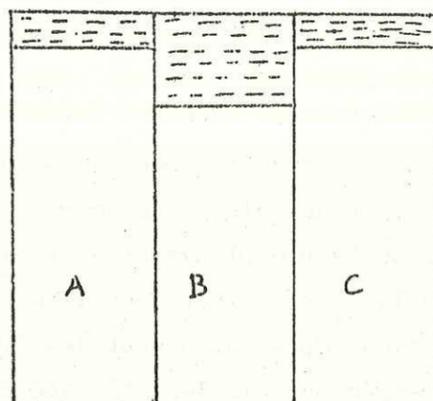


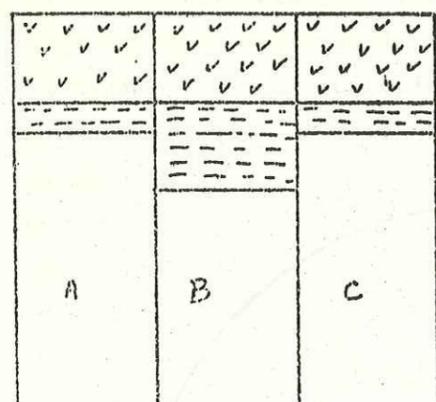
Fig. 1



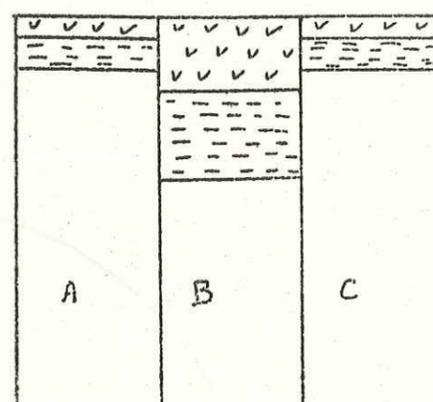
Stade : 1



2



3



4

Grès quartziques
 Pélices gréseuses
 Ignimbrites supérieures

: Complexe des Grès Quartziques dans le Tabel Yourirh:

Formation de horsts et grabens anté-ignimbrites supérieures
et post-ignimbrites supérieures.

Suivant la direction NE-SW, se développe localement une véritable schistosité de fracture. C'est également suivant cette direction qu'ont eu lieu les mouvements responsables des horsts et grabens. Ainsi dans la partie nord du Jebel Yourirh, des ignimbrites recouvrent des pélites et des grès du P II ; ces ignimbrites ont une faible épaisseur de part et d'autre d'un couloir allongé N 20 et bordé par failles, alors que leur épaisseur est beaucoup plus importante dans le couloir (Pl. n° 2). Il est donc évident qu'une tectonique en horst et graben a fonctionné après le dépôt des ignimbrites. Cependant les pélites du P II qui servent de substratum aux ignimbrites sont également mieux représentées dans le couloir. Le graben qui a joué postérieurement aux ignimbrites, était donc déjà formé avant le dépôt de ces mêmes ignimbrites. Cette structure met en évidence le rejeu, à plusieurs époques, de la tectonique cassante de cette région.

B - L'ENSEMBLE VOLCANO-DÉTRITIQUE

Les formations volcano-détritiques couvrent la majeure partie de la boutonnière d'Ifni. De par leur position sur le complexe des grès quartzi-ques et sous l'Adoudounien ainsi qu'à cause de leurs caractères lithologiques, ces formations doivent être rapportées au P II - III et P III (G. Choubert) ou bien au P II-III et à la base de l'Infracambrien (M. Leblanc, B. Hassenforder et D. Jeanette). L'absence de plissement et de discordance dans cet ensemble, ne permet pas de distinguer un P II-III et un P III. Il faut cependant préciser que l'on rencontre dans cet ensemble, d'une part, des unités gréseuses et conglomératiques, à matrice volcanique, analogues à la série d'Anzi (P II-III) de la boutonnière du Kerdous et, d'autre part, des formations ignimbristiques qui peuvent être rapprochées du P III de Ouazazate ou des vulcanites du plateau de Tanalt dans le Kerdous.

L'établissement de coupes stratigraphiques est parfois fondé sur des analogies de faciès dont le bien fondé sera discuté, car à aucun endroit, il n'a été observé de coupe complète. En outre, le substratum de l'ensemble volcano-détritique n'est pas toujours visible.

1 - SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La coupe type établie à partir de différentes coupes effectuées dans l'ensemble volcano-détritique permet de voir de la base vers le sommet (cf. logs n° I à VI planche 20) :

- la "série sédimentaire de base" détritique de 150 à 200 m d'épaisseur visible, Elle repose à Amassine, dans la région sud-est de la boutonnière, sur le granite d'Alouzad. Elle est constituée de conglomérats, de grès, de tufs et d'intercalations rhyolitiques ;

- les "ignimbrites inférieures" dont l'épaisseur varie entre 80 et 200 m. Sur la piste reliant Souk el Arbâa de Mesti et Et Tlêta Shouya, elles se terminent par une série volcano-détritique : la série d'Outoûl. Cette dernière est composée de conglomérats, de grès, de brèches, de trachy-andésites et d'ignimbrites ; son épaisseur maximale à Sidi Ali Outoûl est de 150 m ;

- les "brèches ignimbristiques", série très hétérogène dont l'épaisseur est de 100 à 150 m. On y observe des alternances de brèches pyroclastiques à passées jaspoïdes, de grès volcaniques, de trachytes et d'ignimbrites.

Latéralement cette série passe soit à des trachytes au Sud de la ville d'Ifni, soit à un complexe à silexites dans la partie nord-ouest de la boutonnière. Le complexe à silexites a une épaisseur maximale visible de 150 m. Il est formé d'une série litée où alternent des ignimbrites, des brèches volcaniques, des conglomérats, des grès et des cinérites-silexites ;

- les "ignimbrites supérieures". Ce sont des épanchements d'une épaisseur de 150 à 200 m. Dans cette série faite en majeure partie d'ignimbrites fluidales et de pyromérides, s'intercalent par endroit des grès volcaniques et des brèches pyroclastiques ;

- la "série de Tiguint" volcano-détritique, n'affleure que dans le Nord de la boutonnière. Elle est constituée d'une alternance de conglomérat à gros éléments, de grès et de rhyolite sur une épaisseur de 200 à 250 m ;

- le "complexe volcanique basique" dont la composition varie de l'andésite au basalte à olivine, forme une coulée ceinturant la boutonnière. Son épaisseur est faible : de 20 à 80 m. Cette coulée termine le cycle volcano-sédimentaire antérieur au dépôt de l'Adoudounien.

2 - CARACTÈRES PETROGRAPHIQUES ET VARIATIONS LITHOLOGIQUES

a) - Série sédimentaire de base

a1 - Gisement et localisation

Elle affleure suivant une bande E-W allant d'Amassine (x=56, y=259 ; feuille Boû Izakarn 1/100 000), au SE de la boutonnière, où elle repose sur le granite d'Alouzad, à Idaou Yagdel (x= 37, y= 260 ; feuille Ifni 1/100 000) à l'WSW de Souk el Arbâa de Mesti et dans un couloir étroit N-S à l'Est de cette localité. Malgré les perturbations provoquées par l'intrusion du granite de Mesti, c'est à Idaou Yagdel que l'on observe la coupe la plus complète de cette série (cf. log n° III, planche 20).

a2 - Aspect sur le terrain

Il s'agit d'une série d'environ 150 à 200 m d'épaisseur visible, formée d'une alternance de bancs décimétriques de conglomérat, de grès et de microbrèche, auxquels font suite les ignimbrites inférieures. Le conglomérat est à ciment tuffacé et à éléments de quartzite, de rhyolite, de trachyte, d'andésite et de granite. Les éléments prédominants sont de nature volcanique.

Leur taille varie du décimètre au millimètre. Leur granoclasement permet d'affirmer que la série est normale. Le plus souvent, on passe insensiblement du conglomérat au grès, lequel est aussi à ciment tuffacé : leur distinction sur le terrain se fait d'après la taille des éléments.

a3) Aspect microscopique

a3-1 - Généralités

L'étude pétrographique des formations volcano-détritiques de la boutonnière nécessite de se référer à une classification permettant de regrouper et de comparer les divers faciès rencontrés. Pour un non-spécialiste le choix entre les différentes catégories de classification proposées par les divers auteurs est bien délicat. En définitive, je me suis arrêté à la classification de Fischer (1960-1961) qui était la mieux adaptée à mes observations de terrain et reconnaissances microscopiques.

Dès 1958, Fischer (Definition of volcanic breccia ; Geol. Soc. América, Bull. 69, pp. 1071-1073) définit une brèche volcanique comme suit : "C'est une roche composée essentiellement de fragments volcaniques anguleux d'une taille supérieure à 2 mm sans ciment interstitiel, ou inclus dans une matrice de composition et de texture quelconques, ou encore, constituée de fragments non volcaniques cimentés par de la lave". Cette définition est suffisamment large pour regrouper l'ensemble des formations ayant subi l'influence du volcanisme. Trois subdivisions génétiques peuvent être faites d'après Fischer (1958-61) suivant le mode de fragmentation des roches :

- brèche volcanique autoclastique : les fragments sont formés et incorporés pendant le mouvement de la lave ;
- brèche pyroclastique : les fragments sont produits par explosion, puis subissent un transport et un dépôt ;
- brèche volcanique épiciastique : les fragments sont produits par n'importe quel processus de fragmentation et transportés par n'importe quel agent de transport, par exemple les coulées de boue, les eaux de ruissellement, les glaciers, les vagues et la gravité.

De nombreuses précisions peuvent être apportées à cette classification ; en particulier, il serait nécessaire de subdiviser les brèches volcaniques autoclastiques pour y introduire le terme de "brèches hyaloclastiques" (Rittman 1958-60) : celles-ci sont faites de l'accumulation de débris de verre volcanique qui proviennent de l'émiettement de la croûte des pillow-lavas.

TABLEAU : CLASSIFICATION DES BRECHES VOLCANIQUES
(FISCHER 1958 - 1961)

Tranche granulométrique prédominante (mm.)	Brèche * autoclastique	Brèche * pyroclastique	Brèche + épiciastique	Termes + non génétiques équivalents
256	Brèche de coulée "Autobrecchia"	Brèche pyroclastique, Agglomérat	Brèche volcanique épiciastique,	Brèche volcanique
64	Brèche d'intrusion	Tuf ("Lapillistone")	Conglomérat volcanique épiciastique	Conglomérat volcanique
2				
1.16		gros-sier	Grès volcanique épiciastique	Grès volcanique
1/256	Tuffisite	T u f	Siltite volcanique épiciastique	Siltite volcanique
		f i n	Argilite volcanique épiciastique	Argilite volcanique

* : avec ou sans matériel clastique non volcanique
+ : ajouter l'adjectif "tuffacé" pour les roches contenant des débris pyroclastiques <2 mm.

Dans le texte on essaiera, dans la mesure du possible, de préciser si les niveaux ont des caractères pyroclastiques ou épiciastiques. En fait, dans la majorité des cas, il semble qu'ils soient mixtes.

a3-2 - Les grès volcaniques

Il s'agit essentiellement de formations épiciastiques constituées d'éléments plus ou moins érodés, détritiques : quartz, feldspath, muscovite rare et surtout des grains lithiques d'origine volcanique (trachyte, trachy-andésite, exception^{lle}nement ignimbrite). Ces éléments détritiques sont inclus dans une matrice volcanique de composition rhyolitique à trachytique.

Les éléments détritiques

Dans un fond microcristallisé de quartz, de feldspath associés à un feutrage de séricite et chlorite, on observe divers éléments détritiques :

- des quartz émoussés de l'ordre du millimètre, quelques quartz anguleux, corrodés, automorphes, de nature rhyolitique, parfois brisés et à extinction onduleuse. Cette association indique que des éléments pyroclastiques côtoient des grains détritiques ;
- des feldspaths calco-sodiques et potassiques, séricisés, arrondis ;
- des muscovites tordues et brisées ;
- des grains lithiques, de l'ordre de 2 mm, qui forment la plus grande partie de la roche. Il s'agit de trachyte, de trachy-andésite et d'ignimbrite rare qui ont conservé leur texture malgré une recristallisation métamorphique.

Dans certains niveaux, la stratification est soulignée par de la magnétite et à l'intérieur des lits les éléments détritiques sont grano-classés.

La matrice

Le ciment est complètement recristallisé en quartz, albite associée à de la calcite, séricite, petite muscovite, chlorite, épidote et amas de biotite verte. En outre, la magnétite est fréquente et la zoïsite cicatrise les fractures. La néoformation, sans orientation privilégiée, de la biotite verte, trapue et cristallisée en nids, de la séricite, de l'épidote et de l'albite est due à l'intrusion du granite de Mesti qui développe une auréole de métamorphisme de contact dans la "série sédimentaire de base" à Idaou Yagdel. A l'approche du granite, il y a un grand développement de nids de biotite et d'albite. La texture des grès est estompée. La paragenèse ainsi développée est caractéristique du faciès cornéenne à albite-épidote.

a3-3 - Les microconglomérats

Ils sont de même nature que les grès volcaniques décrits plus haut. Ils en diffèrent par la taille des éléments lithiques détritiques, qui atteint fréquemment le demi-centimètre. La stratification est soulignée par de la magnétite qui arrive à constituer 70 % de certains lits.

a3-4 - Les tufs grossiers

Ils sont associés aux grès et conglomérats de la "série sédimentaire de base". Leur matrice est microcristalline ; elle est constituée de microcristaux de quartz, de feldspath, de séricite et de cristaux de plagioclase dont la taille est de 0,3 mm environ. Dans cette matrice sont inclus de nombreux éléments de plagioclase et orthose séricisés, de quartz corrodé et d'écharde de

verre dévitrifiée. La taille de ces éléments est voisine de 2 mm. Il s'agit d'une formation uniquement ou essentiellement volcanique et partiellement ou totalement d'origine pyroclastique. Le métamorphisme de contact dû au granite de Mesti, y a permis la cristallisation de la biotite verte en amas, de la chlorite, de l'épidote et la séricitisation des feldspaths. Au voisinage immédiat du granite, le plagioclase et le quartz cristallisent en grandes plages poecilitiques.

a4) Relations avec les autres formations

La "série sédimentaire de base", à Amassine (SE de la boutonnière), qui repose sur le granite d'Alouzad, est recouverte sans discordance apparente par les ignimbrites inférieures. A Idaou Yagdel, le granite de Mesti y développe un métamorphisme de contact dans le faciès cornéenne à albite-épidote. Des filons de microgranite et de granophyre, d'abord, et de dolérite, ensuite recourent l'ensemble : granite de Mesti, "série sédimentaire de base". La Direction des filons de microgranite et de granophyre oscille entre N.5 et N. 30, celle des dolérites entre N. 160 et N. 170.

Le microgranite présente des phénocristaux, dépassant fréquemment le demi-centimètre, de quartz corrodé, d'orthose et de plagioclase (An. 15-18 %) ainsi que des biotites brun-vert, chloritisées ou non. L'ensemble de ces cristaux est inclus dans une mésostase microgrenue formée de quartz, d'orthose et de sphérolithes de dévitrification.

Le granophyre est de même composition que le microgranite, mais présente de nombreuses associations de type graphique et des sphérolithes. La pistachite y est fréquente.

a5) Tectonique

La "série sédimentaire de base" apparaît à première vue non plissée. Toutefois, les couches régulièrement orientées NW-SE et inclinées vers le SW montrent quelques variations de pendage permettant de reconstituer des ondulations de faible amplitude dont l'axe est orienté N 120/ 0 à 10° WNW. (fig.n° 2).

En tout cas le trait structural majeur de cette série est sa fracturation intense. Les fractures les plus importantes et les plus abondantes sont orientées N 10-20. Les mouvements le long de leurs plans sont des décrochements sénestres. D'autres fractures subverticales, N 120-130, semblent leur être associées.

b) Les ignimbrites inférieures

b1) Gisement et localisation

Elles couvrent une grande surface dans la partie sud de la bouton-

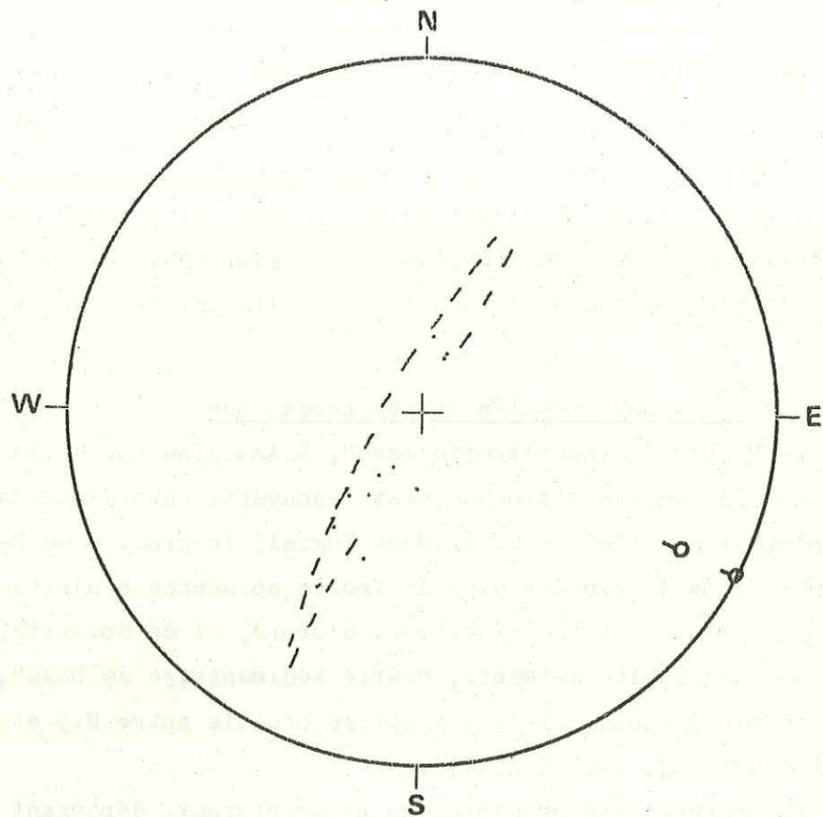


Fig. 2

nière, au Sud de Souk El Arbâa de Mesti où elles constituent les massifs montagneux du Jebel Bou el Maïz, du Jebel Zartane, du Jebel Bou Krât, d'Adrar Bou Timezguida, etc... Elles affleurent également sur la bordure est de la boutonnière.

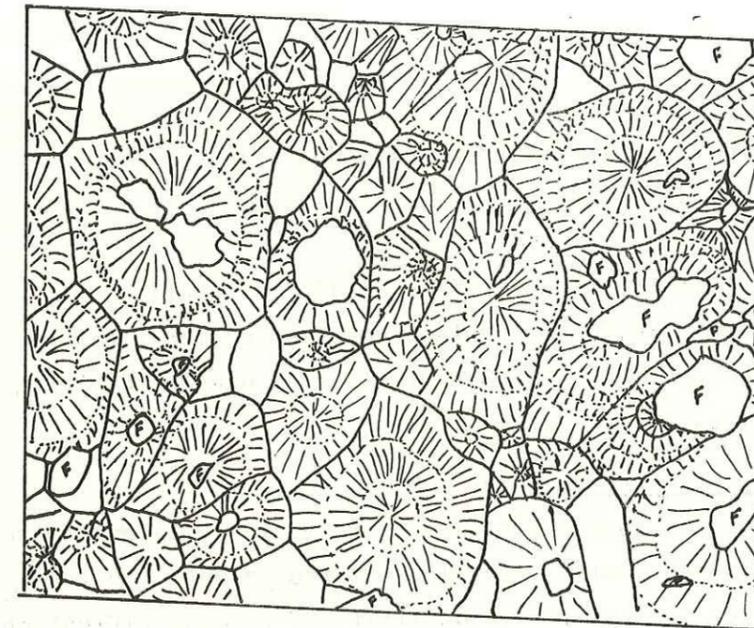
b2) Aspect sur le terrain

Elles donnent des reliefs escarpés et les oueds qui les entaillent y forment des gorges profondes. Leur couleur passe du jaune clair au rouge brique et leur patine est généralement rouge orange. Elles sont dures, massives et leur cassure est esquilleuse et à bords tranchants. La tectonique cassante qui les a affectées y a déterminé un débit en losanges.

Sur une épaisseur variant 80 à 200 m, on y observe de bas en haut la succession lithostratigraphique suivante :

- ignimbrite fluidale avec de belles figures de fluidalité faisant penser à des plis ;

PI 3



Ignimbrite à pyromérides

Les pyromérides possèdent généralement un noyau de quartz ou de feldspath autour duquel se développent des enveloppes concentriques. Ces dernières sont formées de quartz et de feldspath qui cristallisent en fibres radiales.

- ignimbrite vitreuse en voie de dévitrification ; à la cassure, on remarque que le coeur de la roche est vitreux alors que les bords sont mieux cristallisés ;

- ignimbrite à pyromérides dont le diamètre est de l'ordre du centimètre ;

- ignimbrite vitreuse en voie de dévitrification ;

- passées tuffacées ;

- rhyolite ;

- ignimbrite vitreuse en voie de dévitrification.

Toutes ces coulées présentent des fiames bien visibles quand la roche est autérée, ainsi que des phénocristaux de quartz rhyolitique et de feldspath automorphe.

b3) Aspect microscopique

Il s'agit de roches dont la nature varie de l'ignimbrite rhyolitique à l'ignimbrite rhyo-dacitique. Elles ont toutes subi des transformations. En effet, la matrice est totalement dévitrifiée. La dévitrification se traduit le plus souvent par un fond cryptocristallin à microcristallin de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de séricite. Mais on discerne encore la structure fluidale et les fiames. Des phénomènes de dévitrification plus poussée peuvent apparaître dans la matrice cryptocristalline sous forme de grands cristaux de quartz et de plagioclase engrenés, de sphérolites de dévitrification constitués de fibres quartzo-feldspathiques rayonnantes à partir d'un noyau de quartz et de pyromérides, dépassant fréquemment le demi-centimètre, formées de couronnes concentriques à l'intérieur desquelles le quartz, le feldspath et la séricite cristallisent en position radiaire.

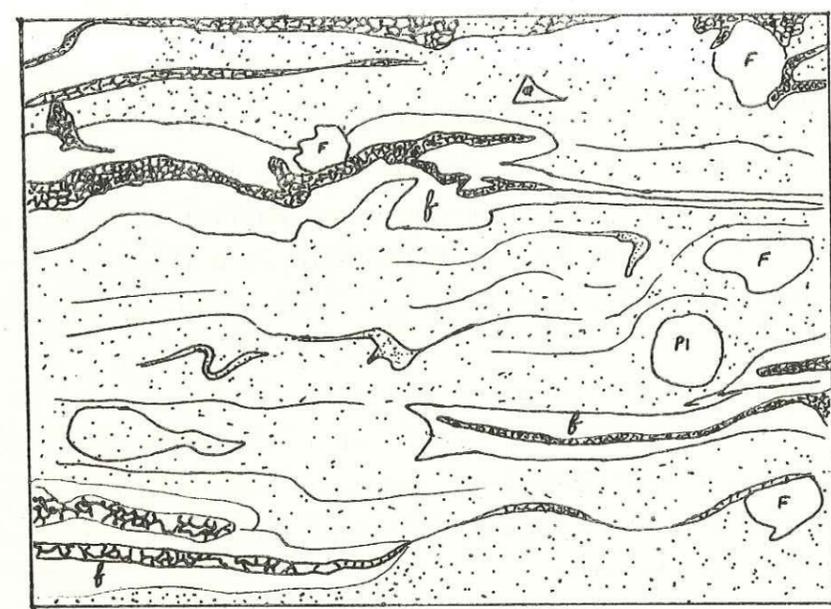
Dans la matrice totalement dévitrifiée, recristallisée, la taille des cristaux de quartz et de feldspath néoformés, diminue à mesure que l'on s'approche des fiames alors que, la séricite et la chlorite, habituellement dispersées dans la matrice, se concentrent dans les fiames. Cette différenciation permet de distinguer la structure fiamée des ignimbrites.

Dans la matrice sont inclus des phénocristaux brisés de sanidine, d'anorthose, d'oligoclase et de quartz rare. Les feldspaths sont légèrement à fortament séricitisés et le quartz corrodé est nourri.

Des fissures, recoupant les quartz néoformés, sont remplies de séricite ; la cristallisation de la séricite pourrait être, dans ce cas, due à un métamorphisme épizonal tardif.

P14

Dévitrification des ignimbrites



q: quartz ; F: F.K ou sanidine ; Pl: plagioclase ; f: fiame

fig. 1 : Ignimbrite fluidale : le coeur de la fiame est recristallisé - la mésostase est cryptocristalline

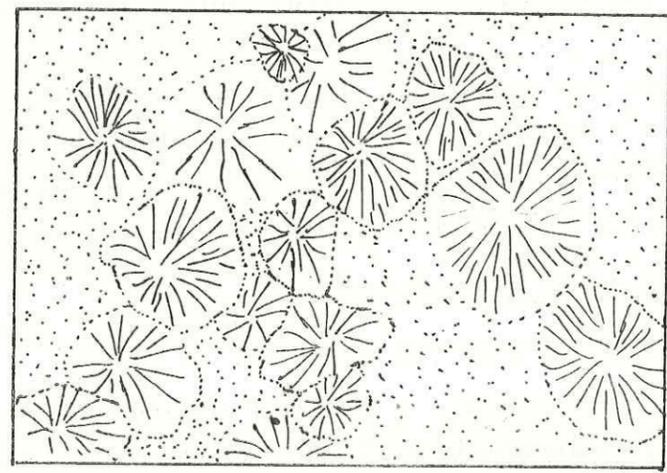


fig. 2: Cristallisation en sphérolites radiaires

b4) Variations régionales

Sur la piste El Arbâa de Mesti-Et Tlêta Sboûya, à Sidi Ali Outoul, nous avons des formations volcano-détritiques au sommet des ignimbrites inférieures. Ces formations ont été appelées "Série d'Outoul".

b4-1 - Aspect sur le terrain

La série d'Outoul forme des reliefs mous ou des dépressions. Elle est monoclinale N 100/20 à 35° S. Son épaisseur est maximale à la maison forestière de Sidi Ali Outoul où elle atteint 150 m, diminue à l'Est et à l'Ouest de Sidi Ali Outoul, puis disparaît. Elle forme une amande E-W d'environ 10 km de longueur.

Les premiers 100 m de la série d'Outoul sont formés d'une alternance de conglomérats, de microconglomérats, de grès et de cinérites. Ces formations sont de couleur sombre, mais l'altération leur donne une couleur blanche et les rend tendres. Les habitants de la région exploitent les grès et les cinérites très altérés pour blanchir les murs.

Les éléments des conglomérats et microconglomérats sont soit rhyolitiques, soit gréseux. Ils sont inclus dans un ciment tuffacé. Le granoclassement, bien visible, montre que la série est normale.

Au-dessus de ces formations détritiques repose une formation trachy-andésitique vacuolaire de couleur sombre d'une vingtaine de mètres. Les vacuoles sont remplies soit de chlorite, soit de chlorite et quartz.

Le sommet des trachy-andésites est recouvert d'un horizon de 5 m d'épaisseur, formé d'un microconglomérat à ciment violacé et à éléments lithiques clairs.

Avant de passer aux ignimbrites bréchiques sus-jacentes, nous avons une coulée d'ignimbrite blanche de 20 m d'épaisseur. Cette ignimbrite a un aspect conglomératique dont les éléments et le ciment sont de même nature. Cette texture est probablement due à un refroidissement rapide.

b4-2 - Aspect microscopique

- Les grès volcaniques épiciastiques

Il s'agit de grès à éléments lithiques d'origine ignimbristique pouvant atteindre le demi-centimètre et à éléments pyroclastiques de quartz, de plagioclase et de sanidine. Les éléments lithiques d'ignimbrite ont gardé leur structure originelle dans les grès peu transformés. Dans les grès plus

transformés, les feldspaths sont séricitisés et les quartz nourris. Les éléments détritiques sont inclus dans un ciment recristallisé secondairement en quartz, séricite, chlorite et albite. Près des fentes d'ouverture N 60°, provoquées par un décrochement dextre N 20, la matrice des grès est muscovitisée et les fissures sont envahies par de la limonite. De la dolomite et de la calcite, probablement contemporaines de la sédimentation, accompagnent la matrice séricito-chloriteuse.

Dans les stades de transformation poussée de la matrice, de la biotite verte et de l'épidote cristallisent en compagnie de la chlorite.

La néoformation du quartz, de l'albite, de la muscovite, de la chlorite, de la biotite et de l'épidote permet d'affirmer que les grès ont subi une transformation métamorphique. Le manque d'orientation privilégiée de ces minéraux montre qu'il s'agit d'un métamorphisme de type thermique. La muscovitisation de la matrice est due à l'effet d'une pneumatolyse, surtout nette le long des fentes d'ouverture N 60.

- Les trachytes et les trachy-andésites

Entre les grès et conglomérats de la base et les microconglomérats du sommet de la série d'Outoul, s'étend une formation trachytique et trachy-andésitique à phénocristaux de sanidine, de plagioclase et d'augite aegyrinique inclus dans un fond où les microlites de plagioclase et de sanidine soulignent la fluidalité. Pour les trachytes, le plagioclase est de l'oligoclase et pour les trachy-andésites, il s'agit d'andésine (30 à 40 % An). Ces trachytes et trachy-andésites sont transformés par un métamorphisme léger. Les feldspaths sont séricitisés, l'augite est ouralitisée en actinote ou transformée en chlorite et oxydes de fer. La matrice est complètement recristallisée en plagioclase, séricite, épidote et chlorite abondante. De grandes chlorites bien cristallisées, à clivage net, se présentent en amas et souvent remplissent les vacuoles en compagnie du quartz.

Comme les grès, les trachytes et les trachy-andésites ont subi un métamorphisme de type thermique qui, dans certains cas, transforme totalement les plagioclases qui ne sont plus identifiables.

- Les microconglomérats et les brèches épiciastiques

Ils sont à éléments lithiques d'ignimbrites et de trachytes dépassant parfois le centimètre. Leur matrice est recristallisée en séricite, quartz et plagioclase, et elle est riche en limonite. Les phénocristaux des éléments lithiques sont transformés ; le quartz est nourri et les feldspaths sont totalement séricitisés.

- Les ignimbrites et les rhyo-dacites

Un horizon de 20 m d'ignimbrites et de rhyo-dacites blanches constitue le passage entre la série d'Outoul et les brèches ignimbr^hitiques. Il s'agit de roches à phénocristaux d'anorthose, de sanidine et d'oligoclase, et à échardes de quartz inclus dans une matrice dévitrifiée, recristallisée en quartz, séricite et feldspath. La fluidalité est toujours apparente. Les fiammes sont recristallisées en quartz et muscovite.

Le métamorphisme, qui a également affecté les ignimbrites et les rhyo-dacites, provoque la séricitisation de l'anorthose et de la sanidine et a permis le développement de la séricite-muscovite qui envahit toute la roche.

De petites fissures sont remplies de petits cristaux de quartz et de séricite.

c) Les brèches ignimbr^hitiques

c1) Gisement et localisation

Elles reposent sur les ignimbrites inférieures et les recouvrent au Sud et à l'Est de la boutonnière. Elles forment les massifs montagneux de Bougadir au NW d'Ourhrane, le jebel Bou Hafra à l'Est de la route El Arbâa de Mesti-Goulimine, le jebel Bou Krât et l'adras Bou Timezguida.

c2) Aspect sur le terrain

Comme les ignimbrites inférieures, elles sont massives et forment des reliefs escarpés. Leur débit est également en losange à cause de la fracturation intense qui les affecte.

Elles ont une épaisseur de l'ordre de 100 m. Cette épaisseur peut être plus réduite, ce qui est le cas à Tanguerfa où elles atteignent à peine 50 m. Par contre, dans les jebels Bou Hafra et Bou Krât ; elles peuvent atteindre 150 m.

Les brèches ignimbr^hitiques sont très hétérogènes aux points de vue de leur couleur et de leur constitution. Généralement de couleur rouge, elles sont parfois sombres ou bien claires. Quant à leur nature, il s'agit d'une alternance d'ignimbrites, de trachytes, de tufs et de brèches volcano-sédimentaires. On y observe également des passées jaspoïdes rouges. Les ignimbrites, comme les brèches, contiennent des éléments pyroclastiques de l'ordre du millimètre mais pouvant atteindre quelques centimètres. Dans les formations sédimentaires. Les galets soulignent la stratification. Cette dernière est repérable dans les ignimbrites grâce aux fiammes bien visibles.

c3) Aspect microscopique

- Les brèches volcano-sédimentaires ép^hiclastiques

Suivant les horizons, les éléments dominants des brèches sont soit des éléments lithiques, soit des minéraux. Dans le premier cas, les éléments sont de grande taille, de l'ordre du demi-centimètre, voire même, du centimètre ou plus. Les brèches riches en minéraux détritiques ont un grain plus fin.

Parmi les éléments lithiques on distingue :

- des ignimbrites fiamées qui comportent des échardes de quartz, de verre et des phénocristaux de sanidine ;
- des trachytes à petites lattes de plagioclase ;
- des cinérites bien litées ;
- des grès ép^hiclastiques.

Parmi les minéraux on observe :

- des débris de quartz rhyolitique corrodé ;
- des échardes de quartz ;
- des débris de plagioclase séricitisé ;
- de la sanidine.

Ces éléments sont inclus dans un ciment soit ignimbr^hitique, soit tuffacé, recristallisé en quartz, séricite. Les éléments ont subi également des transformations. La matrice des éléments lithiques est recristallisée. Les feldspaths, détritiques ou en phénocristaux, des éléments trachytiques et ignimbr^hitiques, sont séricitisés et souvent ne sont plus reconnaissables. Les échardes de verre des ignimbrites sont recristallisées en microcristaux de quartz, de feldspath (?) et de séricite. Les éléments lithiques sont bordés d'une frange à forte concentration de séricite.

c4) Variations régionales

Le long du littoral, les brèches ignimbr^hitiques passent latéralement, du Sud vers le Nord, aux formations trachytiques qui affleurent au Sud de la ville d'Ifni. Le complexe à silixites du NW de la boutonnière, par sa position à la base des ignimbrites supérieures et sur les ignimbrites inférieures, pourrait correspondre aux brèches ignimbr^hitiques.

c4-1 - Les trachytes d'Ifni

Ils constituent une formation relativement homogène formant l'adras Ajiyaj et le Bou l'Alam au Sud d'Ifni. Ces deux massifs, qui culminent respec-

tivement à 328 m et 501 m, font partie d'une chaîne côtière qui forme une véritable barrière climatique entre la côte, où les écarts de température sont faibles et où les brouillards sont fréquents, et l'intérieur de la boutonnière, où les écarts de température sont élevés et l'atmosphère relativement sèche.

Ces roches volcaniques sont de couleur généralement sombre mais elles peuvent être rouge brique. Leur patine est ocre. La cassure est noire et esquilleuse. La fracturation intense les débite en losanges. Dans la mésotase, on observe des phénocristaux de feldspath.

- Aspect microscopique

Il s'agit de trachytes calco-alcalins à sanidine, anorthose et oligoclase ou andésine. Les microlites de plagioclase (25 à 30 % An) soulignent la fluidalité. Les feldspaths sont séricitisés. Les phénocristaux et les microlites sont inclus dans une matrice cryptocristalline quartzo-feldspathique, riche en séricité, biotite verte et épidote. La magnétite et l'hématite sont également présentes dans les trachytes.

De nombreuses fissures qui morcellent la roche en polygones centimétriques, sont remplies de cristaux de quartz engrenés, associés à de la séricite, de la biotite, de la chlorite et de l'épidote.

Les minéraux néoformés de quartz, séricite, chlorite, biotite verte et épidote n'ont pas d'orientation privilégiée. Ils sont donc le résultat d'un métamorphisme thermique qui a affecté les trachytes au même titre que les brèches ignimbritiques et les formations sous-jacentes.

c4-2 - Le complexe à silexites

Il affleure au Centre (dans la région d'Arroukna, entre El Arbâa de Mesti et Ifni), à l'Est (au Sud de Sidi Slimane), et dans la partie nord-ouest de la boutonnière. Son épaisseur varie entre 100 et 150 m.

Aucune coupe complète n'a pu être levée malgré la grande étendue des affleurements au NW. En effet, dans cette partie de la boutonnière, la base du complexe n'affleure pas. ^A Arroukna, par contre, le complexe à silexites repose sur les ignimbrites inférieures fluidales, mais son toit est inconnu.

c4-2 a - Coupe au Nord de Sidi Bourja (x = 45; y = 283 ;
feuille Ifni 1/100 000)

A cet endroit, le complexe à silexites est monoclinale (N 140-160/
15 à 30° E) et comprend la succession suivante :

- sur des brèches volcaniques épicroclastiques, repose un mètre de silexites composées de lits sombres et clairs de l'ordre du millimètre au centimètre et présentant des figures de slumping ;

- 30 m de brèches volcaniques ;

- 2 m d'alternance de conglomérats, grès et silexites en bancs pluricentimétriques ;

- 1 m de brèches volcaniques à éléments lithiques et pyroclastiques ;

- 50 m d'alternance de grès et silexites en bancs centimétriques ;

- 1,20 m de rhyolites ;

- 30 m d'alternance de silexites en bancs métriques et de grès en bancs centimétriques ;

- 1 m de brèches à éléments de rhyolite et de silexite ;

- 40 à 50 m de silexites avec à la base une alternance de grès et silexites en bancs centimétriques.

- la série se termine par 20 à 30 m de brèches à éléments de grès, de silexite et de rhyolite ; au-delà commencent les ignimbrites supérieures.

c4-2 b - Coupe au NW d'Arroukna (x= 38, 5; y= 265,5; feuille
Ifni 1/100 000).

Sur les ignimbrites inférieures fluidales reposent 50 m d'alternance de conglomérats, de brèches, de grès et de rhyolites. Puis, 5 à 6 m de silexites forment le sommet de cette série.

Les formations de cette coupe représentent probablement la base de la coupe au Nord de Sidi Bourja, ce qui donnerait une épaisseur de 180 à 200 m pour le complexe à silexites.

Le complexe à silexites est traversé par des filons de granophyres et de diabases.

Pétrographie des différentes roches du complexe à silexites

- Les silexites

Macroscopiquement, ces roches sont massives, dures, à lits très fins de couleur alternativement sombre et claire. Elles présentent des figures de slumping et contiennent rarement de gros éléments visibles à l'œil nu.

Au microscope, il s'agit de roches finement litées, à composition cinéritique. Dans certains cas, elles contiennent des éléments pyroclastiques de quartz, de plagioclase, d'orthose, de sanidine et de rares éléments lithiques trachy-andésitiques. Leur matrice est constituée de fins cristaux de quartz et séricite. En plus de la recristallisation de la matrice, on remarque qu'il y a nourrisage du quartz, séricitisation du plagioclase et néoformation de biotite verte, de chlorite, de séricite, d'épidote et d'albite en auréole autour des plagioclases.

De nombreux filonnets de quartz engrené ou de séricite et hématite parcourent la roche.

La magnétite et l'hématite sont fréquentes et soulignent le litage. Elles sont surtout concentrées dans les lits sombres.

- Les grès et tufs volcaniques époclastiques

Ils sont de couleur grise, à grain fin, mais dont les éléments peuvent parfois atteindre 3 mm de diamètre.

En lame mince, les grès grossiers contiennent des éléments lithiques d'ignimbrite-rhyolites, de grès, de cinérite et de trachy-andésite associés à des cristaux de quartz arrondis ou anguleux et à des feldspaths potassiques et calco-sodiques. Les éléments détritiques et pyroclastiques sont inclus dans un ciment cinéritique constitué d'un feutrage de quartz, de séricite et de muscovite.

Le métamorphisme a provoqué la dévitrification de la matrice des ignimbrites, qui a cristallisé en sphérolites radiaires de quartz et de feldspath ; le plagioclase des trachy-andésites est séricitisé, épidotisé et pratiquement non identifiable ; le quartz est nourri.

Les grès et les tufs à grain fin contiennent des éléments (de 1 mm de diamètre environ) de quartz détritiques arrondis et des éléments pyroclastiques d'orthose, de plagioclase et de quartz ; le tout inclus dans une matrice microcristalline de quartz, de feldspath et de séricite.

Comme pour les grès grossiers, le métamorphisme a eu les effets suivants :

- le quartz détritique ou en écharde est nourri ou bien recristallisé en amas de cristaux xénomorphes engrenés ;
- le feldspath est complètement muscovitisé ;
- il y a néoformation de biotite brun-vert, de chlorite, de séricite et de pistachite qui parsèment la roche.

Les nombreuses fissures sont cicatrisées par de l'hématite et de l'épidote.

- Les roches volcaniques acides

Elles sont de type rhyolitique ou ignimbritique. Elles comportent des phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclase automorphe et de sanidine inclus dans un fond dévitrifié. La matrice des ignimbrites a cristallisé en sphérolites radiaires. Les fiames ont également cristallisé en fibres de quartz et de feldspath perpendiculaires aux bords de la fiame et autour d'un noyau sériciteux. La dévitrification augmente quand on s'éloigne de la fiame jusqu'à donner de véritables cristaux engrenés de plagioclase et de quartz. L'ignimbrite est transformée en un véritable granophyre.

Les rhyolites sont également dévitrifiées ; leur matrice forme un feutrage de séricite, quartz et feldspath. Les phénocristaux de feldspath sont complètement séricitisés et le quartz est nourri.

- Les filons de roches vertes

Il s'agit de diabases à structure doléritique. Elles sont surbiotiques, avec ou sans quartz. Les lattes de plagioclase complètement transformé en épidote, albite et séricite, forment des polygones où cristallisent de la biotite verte en amas et de l'actinote. Ces deux minéraux proviennent probablement de la transformation de pyroxènes primaires. La biotite verte, la chlorite et la pistachite forment la quasi totalité de la roche. La magnétite y est également abondante.

De même que la "série sédimentaire de base" et les ignimbrites inférieures, les brèches ignimbritiques et leurs équivalents latéraux, à savoir les trachytes d'Ifni et le complexe à silexites, ont subi des transformations métamorphiques qui ont permis le développement de la paragenèse biotite-chlorite-muscovite-séricite-albite-quartz. Le manque d'orientation privilégiée de ces minéraux conduit à penser à un métamorphisme de type thermique, synchrone de la montée des granites hypovolcaniques de Taouleht et Tijourhza vers 575-550 MA.

d) Les ignimbrites supérieures

d1) Gisement et localisation

C'est la formation la plus répandue de la boutonnière. En affleurements discontinus sous la couverture adoudounienne, on les rencontre, dans la partie sud ; à l'oued El Karima, au Nord d'Ourhrâne et sur la route El Arbâa

de Mesti-Goulimine. Mais c'est surtout dans la moitié nord de la boutonnière qu'elles couvrent de grandes surfaces, rappelant ainsi les grandes étendues d'ignimbrites de Ouarzazate.

d2) Aspect sur le terrain

Ces ignimbrites, qui forment des reliefs escarpés, ont une épaisseur de l'ordre de 200 à 300 m (jebel Oudkint). Elles sont généralement de couleur sombre à patine ocre, mais elles peuvent être plus claires (route de Goulimine) ou rouges (Nord d'Ourhrâne). Elles présentent des fiames et une structure fluidale bien visible sur les surfaces patinées. Dans cette série, on trouve fréquemment des ignimbrites à pyromérides dont le diamètre peut varier de 3 mm à 2 cm.

La cassure est esquilleuse et le débit se fait en losanges.

d3) Aspect microscopique

Les ignimbrites supérieures ont subi les mêmes transformations que les formations sous-jacentes. La dévitrification de la mésostase est souvent variable et le caractère fluidal de la roche reste bien visible en lame mince.

Dans cet ensemble, on observe de façon habituelle au microscope des phénocristaux de quartz éclaté et corrodé, de sanidine automorphe et de plagioclase (oligoclase) subautomorphe souvent corrodé et séricitisé. Ces phénocristaux sont dispersés dans une mésostase cryptocristalline où les figures de pseudo-fluidalité sont soulignées par des liserés d'oxyde de fer. Dans la mésostase à séricite et chlorite, les anciennes échardes de verre sont représentées par des lamelles de quartz, tandis que les éléments qui constituaient, avant la dévitrification de la mésostase et des fiames atteint des stades différents au sein d'un même échantillon. En effet, dans la mésostase cryptocristalline, les fiames, en lits irréguliers ou en amandes, sont microcristallines et sphérolitiques. Ce type de dévitrification est proche de celui décrit par Bouladon et Jouravsky (1954). L'apparition de stades de dévitrification différents est encore plus nette quand des fiames hyalosphérolitiques sont allongées dans une mésostase cryptocristalline. Parfois les zones dévitrifiées ne sont pas délimitées ; la mésostase cryptocristalline est alors piquetée de plages de quartz et de plagioclase. Dans ce cas, la mésostase se charge de séricite et de chlorite qui témoignent également d'une étape de dévitrification. Le développement des micas peut-être, pour

certain horizons, le signe le plus évident de la dévitrification. Bien que les micas soient normalement dispersés dans la roche, ils sont parfois seulement concentrés en auréoles autour des sphérolites. Dans ce cas, les phérolites sont constitués de lamelles de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz qui rayonnent à partir d'un centre séricito-chloriteux, tandis que les micas constituent une couronne à la périphérie des sphérolites.

Des stades de transformation plus poussée permettent la naissance de la biotite verte et la cristallisation complète de la mésostase en quartz et feldspath en association pegmatique.

Certains horizons d'ignimbrites qui ont un fond rouge, d'aspect jaspoïde, parsemé de nodules de quartz, passent progressivement à des niveaux où seuls subsistent quelques taches rouges. La coloration rouge est due à la dispersion de l'hématite dans une mésostase cryptocristalline où sont inclus des phénocristaux de quartz, de sanidine et d'oligoclase. Les nodules de quartz résultent de la concentration de quartz dans des vacuoles. De ce type de roche, on peut passer progressivement à des faciès microcristallins porphyriques où l'oxyde de fer est concentré en amas. Les taches rouges, qui persistent, correspondent à des reliques d'ignimbrite moins dévitrifiée où l'hématite est dispersée dans un fond cryptocristallin aphanitique.

Les différents aspects observés dans ces séries confirment leur appartenance à un ensemble ignimbristique de composition rhyolitique. Les diverses formes de dévitrification et de transformation alternent ou se succèdent sans qu'une progression systématique ait pu être mise en évidence entre ces différents stades. Il semble que le processus de dévitrification puisse changer d'une nappe d'ignimbrite à l'autre et, dans une même unité, en fonction de la position de l'échantillon.

d4) Variations régionales

Dans la partie sud de la boutonnière, au NW d'Ourhrâne, l'unité des ignimbrites supérieures qui forme le massif de Bougadir est très hétérogène. Elle repose en concordance sur les brèches ignimbristiques et comprend de la base vers le sommet :

- 10 m d'ignimbrites rouges à pyromérides blanches ;
- une série détritique de 15 m d'épaisseur, constituée de brèches, de conglomérats à éléments ignimbristiques et de grès tuffacés en bancs décimétriques ;
- 40 m d'ignimbrites, de rhyolites grises à patine ocre et de trachytes ;

- une deuxième série détritique comparable à la précédente mais de 30 m d'épaisseur ;

- 80 m d'ignimbrites et de rhyolites ;

- un horizon d'ignimbrites blanches à pyromérides termine l'unité des ignimbrites supérieures qui forme le substratum de l'Adoudounien dans cette région ; le contact, sans discordance apparente, est visible sur la piste Bizmaouene-Ourhrâne (x= 38, y= 247 ; feuille Ifni 1/100 000).

Les formations détritiques sont constituées de conglomérats, de brèches et de grès volcaniques épiciastiques à éléments lithiques de trachyte, rhyolite, ignimbrite et grès, associés à des éléments détritiques ou pyroclastiques de quartz et de feldspaths inclus dans une matrice séricito-quartzueuse, constituée de micro-cristaux de quartz engrenés associés à de petites paillettes de séricite.

Les éléments lithiques volcaniques ont subi les mêmes transformations que les ignimbrites supérieures décrites plus haut ; les quartz sont nourris et les feldspaths sont muscovitisés. Les phénocristaux de sanidine et de plagioclase des trachytes (à structure microlitique fluidale), sont séricitisés.

La transformation métamorphique a permis la naissance de biotite verte, et de chlorite, la dévitrification de la mésostase et, enfin la séricitisation des plagioclases.

Dans la matrice de certains grès et conglomérats, on note la présence de plages de calcite bien cristallisée. Cette calcite est probablement contemporaine de la sédimentation.

d5) Relation avec les autres formations

Les ignimbrites supérieures reposent indifféremment sur toutes les formations antérieures, à savoir : les granites d'Alouzad, de Mesti, du Sahel, de Tirhit, d'Ifni, les formations détritiques du P II, la "série sédimentaire de base", les ignimbrites inférieures, les brèches ignimbristiques, les trachytes d'Ifni et le complexe à silixites. Elles sont recouvertes par la série de Tiguint au Nord, par les vulcanites basiques au SW et au S, et par l'Adoudounien au S, au SW et au NE. Le granite de Mirleft les recoupe.

L'étude pétrographique montre que les ignimbrites supérieures ont subi un métamorphisme thermique analogue à celui des formations volcano-sédimentaires sous-jacentes. Ce phénomène thermique peut, logiquement, être mis

en relation avec les décrochements dextres N 160 contemporains de la montée des granites hypovolcaniques de Taoulecht et de Tiyourhza, vers 550-575 MA. De plus les ignimbrites supérieures sont antérieures à l'Adoudounien et au Géorgien, donc à 570 MA. Il faut donc admettre pour les granites hypovolcaniques un âge postérieur à celui des ignimbrites.

e) La série de Tiguint

Cette série forme le plateau vallonné de Youguit, délimité au Nord par l'assif Tiguint, au Sud, par l'assif Aguejgal qui passe à Mirleft, à l'Est, par la piste Msaïdira-Souk El Arbâa du Sahel et à l'Ouest, par l'Océan Atlantique.

C'est une série de 200 à 250 m d'épaisseur, constituée d'une alternance de bancs décimétriques à plurimétriques de conglomérats, de grès et de rhyolites. Les conglomérats sont à éléments de granites provenant des massifs d'Alouzad et du Sahel, de grès quartziques du P II et de galets d'ignimbrites. Les éléments, dont la taille peut dépasser le décimètre, sont cimentés soit par du grès, soit par de la rhyolite. Les grès sont volcaniques épiciastiques. Les rhyolites sont de couleur rouge et à phénocristaux de sanidine, de plagioclase et de quartz corrodé. Le plagioclase et la sanidine sont séricitisés. La matrice est recristallisée en quartz, feldspath et séricite. D'anciennes fiammes sont remplacées par des plages de séricite.

f) La série volcanique basique

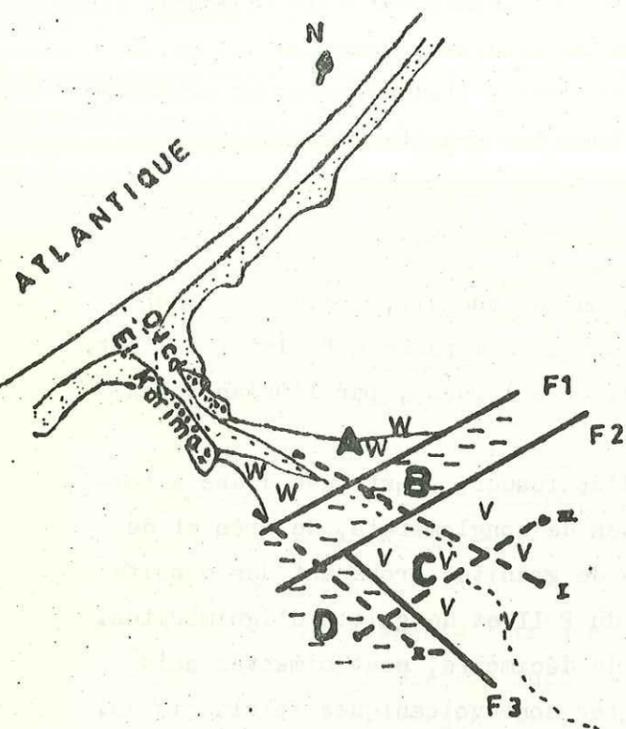
f1) Répartition géographique et relations avec les autres formations

La série volcanique basique se situe au sommet du complexe volcano-sédimentaire dont elle termine le cycle avant le dépôt de l'Adoudounien. Elle forme une frange discontinue sur le pourtour de la boutonnière. Son épaisseur n'est jamais très grande.

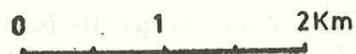
- Au Nord, elle a une épaisseur de l'ordre de 70 à 80 m. Elle repose sur la série de Tiguint et elle est recouverte par les dolomies adoudouniennes.

- Au Sud, malgré son épaisseur très faible (20 à 25 m), elle couvre une grande surface (1 à 2 km²) à cause de son faible pendage vers le SW ; sa direction générale est N 120-140. Dans cette partie de la boutonnière, elle repose sur les ignimbrites supérieures et les brèches ignimbristiques. Son toit est formé par la série de base de l'Adoudounien.

SYSTEME DE HORST ET GRABEN DE OUED EL KARIMA

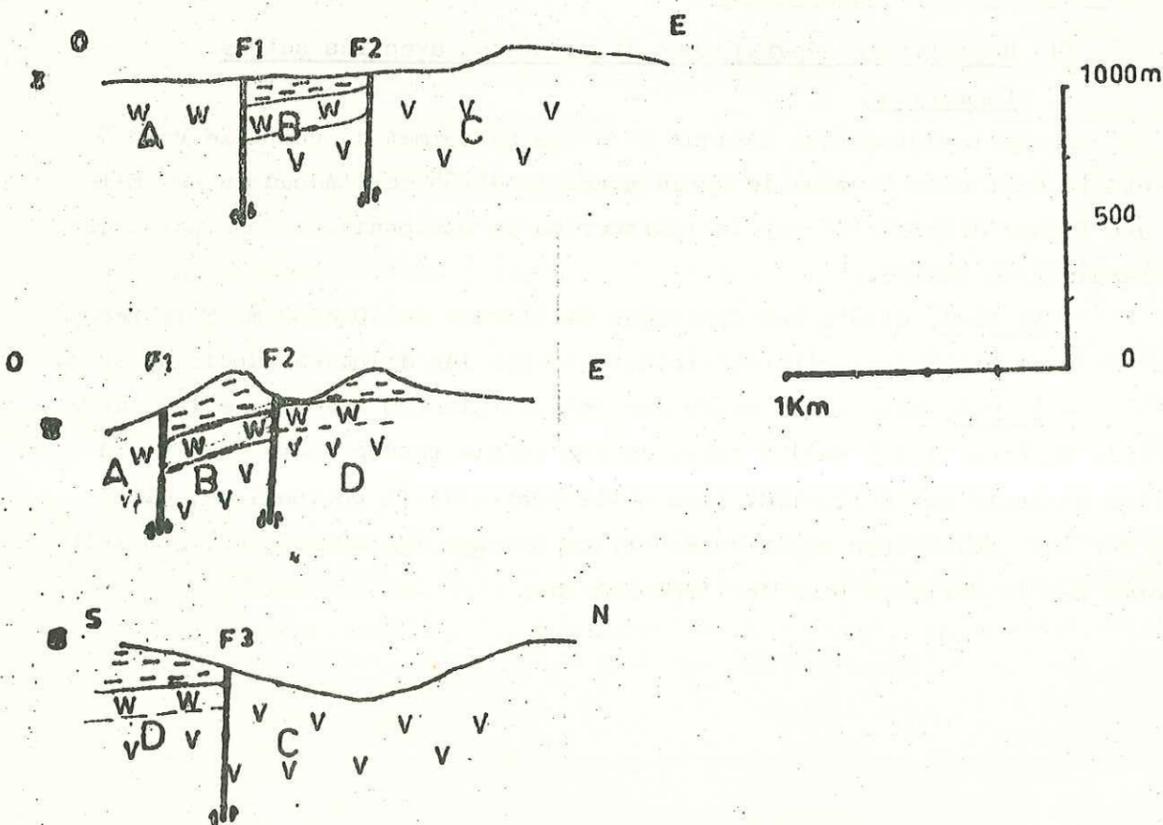


- Crétacé marin
- Crétacé continental
- Adoudounien
- Andésites
- Ignimbrites



En carte

En coupe



- A l'Est, dans la région de Tanguerfa, elle a une épaisseur de 30 à 40 m. Entre les brèches ignimbrtiques à la base et la série de base de l'Adoudounien au sommet, elle forme une bande N-S d'une trentaine de km, bordant toute la partie SE de la boutonnière.

- A l'Ouest Sud-Ouest, un affleurement de cette formation volcanique basique est visible dans l'oued El Karima ; il s'agit d'un petit horst limité par 2 failles verticales N 30. L'épaisseur est difficile à évaluer.

Une coupe d'Ouest en Est dans l'oued El Karima permet de voir (Pl. 5) les vulcanites basiques recouvertes par les grès et conglomérats du Crétacé dans leur partie ouest. Elles sont séparées par une faille (F1) N 30 des conglomérats et arkoses de l'Adoudounien (secteur B). Après 400 m, une faille (F2) également N 30 sépare l'Adoudounien (secteur B) des ignimbrites supérieures à pyromérides (secteur C). Ces 2 failles F1 et F2 constituent un système de horsts et grabens où les conglomérats et arkoses de l'Adoudounien (secteur B) affleurent dans le graben avec un horst de laves basiques, à l'Ouest, et un horst d'ignimbrites (secteur C), à l'Est.

La partie à l'Est de F2 est séparée en un secteur nord (C) et un secteur sud (D) par une faille verticale (F3) N 140. Dans le secteur C, affleurent les ignimbrites, comme il a été écrit plus haut, et dans le secteur D, affleurent les conglomérats et arkoses de l'Adoudounien.

Les failles F1, F2, F3 déterminent un système de horsts et grabens dont les compartiments jouent avec des aptitudes différentes.

f2) Description pétrographique

f2-a) macroscopique

Les laves basiques sont de couleur violet sombre à sombre. Elles présentent à la base et au sommet de la formation des vacuoles vides ou remplies de chlorite, d'épidote, de calcite et de quartz. Les phénocristaux de feldspath sont abondants. Certaines passées contiennent une grande concentration d'épidote verte donnant à la roche cette couleur.

f2-b) Aspect microscopique

L'aspect microscopique varie suivant la position de l'échantillon dans la formation. Dans l'ensemble, il s'agit de roches vacuolaires à structure doléritique. Dans le milieu de la formation, la roche a une structure ophitique. Entre de grandes lattes de plagioclase (An. 35 à 42 %) qui dépassent parfois le demi-centimètre, on observe des amas de pistachite accom-

pagnée de quartz. Sur certains échantillons, entre les plagioclases, on relève la présence de cristaux de pyroxène ouralitisé en actinote et d'olivine iddingsitisée et épigenisée en serpentine, épidote et quartz. Certains pyroxènes ouralitisés sont pécilitiques.

Au toit et au mur de la formation, les roches sont essentiellement plagioclasiques. Les lattes de plagioclase sont moyennement développées. Ces roches ne contiennent pratiquement pas de minéraux ferro-magnésiens.

La plupart des échantillons observés ont une structure intersertale ; de grandes lattes de plagioclase cernent les microlites d'andésine, la pistachite, le quartz et parfois la serpentine. On y observe également de nombreuses vacuoles qui sont remplies soit de calcite, soit de calcite et quartz, soit de quartz, pistachite et chlorite. La mésostase des laves basiques est riche en magnétite.

L'altération est généralement forte. Le plagioclase est sausritisé et les minéraux ferro-magnésiens (pyroxène et olivine) sont complètement transformés.

Ces laves basiques, qui forment des épanchements assez vastes, peuvent être regroupées sous le terme de diabases à cause de leur variété de structure et de composition minéralogique, et à cause de leur altération (Juteau et Rocci, 1965).

f3) Age des formations basiques

Trois échantillons C20 (1125), C21 (1126), C22 (1127) ont été pris dans cette formation. Au départ, les mesures sur les 3 échantillons ont été portées sur l'isochrone à 603 ± 13 MA des trachytes d'Ifni avec lesquels les diabases étaient confondues. Les 3 mesures se situent toutes très près de l'origine, avec des rapports ($87 \text{ Sr} / 86 \text{ Sr}$ et $87 \text{ Rb} / 86 \text{ Sr}$) très proches et trop faibles pour pouvoir tracer une isochrone de 3 points. Les diabases sont stratigraphiquement au-dessus des trachytes et sont donc plus jeunes que 597 ± 21 MA (voir chapitre géochronologie).

C - L'ADOUOUNIEN

Les séries volcano-sédimentaires et les formations granitiques constituant la boutonnière d'Ifni, sont surmontées par les formations adououniennes.

1) Définition de l'Adouounien

L'Adouounien représente une importante formation schisto-dolomitique définie par G. Choubert (1952) dans les gorges de l'Oued Adouou au Sud de Tiznit. Il a été subdivisé par G. Choubert (1963) de la façon suivante :

1a) Adouounien inférieur

1a-1) Série de base

Son épaisseur moyenne est de 100 m sauf à ANZI (Kerdous) où elle peut atteindre 400 m. Elle débute par un ^{niveau} premier/calcaire suivi de schistes à intercalations gréseuses. Cette série avait été appelée "série intermédiaire du Géorgien" (G. Choubert et L. Neltner - 1938) puis série de base du Géorgien (G. Choubert - 1942) et enfin série de base de l'Adouounien (G. Choubert - 1952).

1a-2) "Calcaires inférieurs"

C'est une puissante série calcaire dolomitique de 2 000 à 3 000 m d'épaisseur. Cette série avait été nommée "Calcaires inférieurs du Géorgien" (G. Choubert - 1943) puis Adouounien (G. Choubert - 1952). Les 200 premiers mètres portent le nom de "dolomie de Tamjout" (W Chazan - 1953).

1b) Adouounien moyen ou série "Lie de vin"

Elle marque un épisode régressif entre l'Adouounien inférieur et l'Adouounien supérieur. Sa puissance est de 400 à 600 m. A l'Est, entre le Kerdous et la vallée du Draa, elle a un faciès continental ou subcontinental ; elle est constituée de conglomérats, de grès et de pélites violacées. A l'Ouest du Kerdous, dans le plateau d'Akhsas et la région d'Ifni, elle devient calcaire. Dans les formations continentales de l'Est, apparaît vers le milieu de la série "Lie de vin" une barre calcaire ("barre de Tata") qui marque un épisode transgressif.

En 1952, G. Choubert considérait la série "Lie de vin" comme faisant le passage entre l'Adouounien (Infracambrien) et le Géorgien.

1c) Adoudounien supérieur ou "Calcaires supérieurs"

Il marque une transgression qui va envahir tout l'Anti-Atlas, jusqu'au Sarhro. Il est constitué de calcaire dolomitique riche en collenia. Son épaisseur de 400 m à l'Ouest, diminue jusqu'à 200 m à l'Est.

L'Adoudounien inférieur a été rapporté à l'Infracambrien (M. Leblanc 1974, B. Hassenforder - 1974, D. Jeannette et F. Schumacher - 1976).

L'Adoudounien supérieur est actuellement rapporté au Cambrien inférieur (A. Boudda, G. Choubert - 1972) après la découverte de Trilobites (A. Boudda - 1970) dans cette série.

2) L'Adoudounien à Ifni

La coupe la plus complète de l'Adoudounien à Ifni peut être observée dans la partie sud de la boutonnière sur la route Ifni-Goulimine. A cet endroit, l'Adoudounien repose sur les ignimbrites supérieures. De la base au Géorgien, on a la succession suivante :

2a) Le conglomérat de base

Son épaisseur est de 5 m, mais à Ourhrâne, elle peut atteindre une vingtaine de mètres. Il est à éléments de granites, d'ignimbrites, de trachytes, etc... inclus dans un ciment tuffacé. La taille des éléments peut atteindre le décimètre. Le conglomérat se présente en bancs pluridécimétriques.

2b) La série de base

Elle a une épaisseur d'environ 100 m. Elle débute par un premier niveau dolomitique suivi d'une série grés-schisteuse à dominante gréseuse. Le ciment des grès est dolomitique. Les bancs de grès excèdent rarement le décimètre et sont séparés par des lits schisteux.

2c) Les "Calcaires inférieurs"

C'est une puissante série dolomitique de 900 à 1000 m d'épaisseur. Elle est constituée de bancs dolomitiques pluridécimétriques séparés par des interlits pélitiques.

2d) La série "Lie de vin"

Contrairement à la définition de la série "Lie de vin" grésopélitique, de couleur pourpre, marquant une influence continentale, elle est, à Ifni, schisto-dolomitique et la limite entre les "Calcaires inférieurs" et cette série est difficile à discerner sur le terrain. Par conséquent, et par souci de corrélation, j'appellerai série "Lie de vin", la partie supérieure

des "Calcaires inférieurs" où les interlits pélitiques augmentent de puissance. Elle a une épaisseur de l'ordre de 400 m. Les "Calcaires supérieurs" reposent en concordance sur la série "Lie de vin".

L'Adoudounien, sur la route Ifni-Goulimine, est monoclinale ; il est orienté N. 120-140/20 à 30° S. Il ne comporte pas de plis, mais quelques flexures sont provoquées par les accidents N. 20 qui affectent également le socle.

3) Variations régionales

3a) Bordure méridionale (coupe sur la piste et Tlêta Sbouya-Assâka).

Sur la série volcanique basique, dernier épanchement du complexe volcano-sédimentaire, repose la série de base de l'Adoudounien. Le conglomérat de base a disparu.

La série de base comporte des bancs dolomitiques séparés par des tufs gréseux et des schistes.

Les "Calcaires inférieurs" débutent par une centaine de mètres d'"arkoses" auxquelles font suite les dolomies. Les "arkoses" sont des grès quartzo-feldspathiques à ciment dolomitique et correspondraient à la "Dolomie de Tamjout" de W. Chazan (1953).

L'Adoudounien est orienté N. 130-140/20 à 30° S. La direction peut varier jusqu'à N-S à cause des fractures N. 20 du socle, à déplacement sénestre, qui provoquent des flexures ou des décrochements de la même manière que dans le socle.

3b) Bordure orientale. (coupe de Tanguerfa - x= 60 ; y= 263 - feuille Bou Izakarn 1/100 000)

Sur la série volcanique basique repose, comme dans la coupe précédente, la série de base de l'Adoudounien. Cette dernière est constituée d'un ensemble schisto-gréseux à influence volcanique dont le caractère calcaire dolomitique augmente à mesure que l'on monte dans la série avant de passer aux "Calcaires inférieurs".

Les schistes sont des pélites finement litées d'origine volcano-sédimentaire. Il s'agit d'un tuf remanié à matrice crypto-cristalline constituée de quartz et de séricite ou d'un feutrage séricito-chloriteux. Dans la matrice, sont inclus des éléments détritiques, surtout des micas flottés. Dans les pélites peuvent parfois s'intercaler de petits lits gréseux à éléments détritiques de quartz, de feldspath et de muscovite, inclus dans une matrice séricito-chloriteuse.

Les grès sont volcaniques épiciastiques. Leur ciment est composé de quartz, de séricite et de chlorite à la base et devient dolomitique vers le sommet de la série avant de passer aux dolomies des "Calcaires inférieurs".

Ces grès comportent des éléments lithiques arrondis de trachyte, de trachy-andésite, de tuf et d'ignimbrite dévitrifiée. Aux éléments lithiques sont associés des échardes de quartz, de feldspath et de lave dévitrifiée, des plages de muscovite détritique et des grains arrondis de quartz et de microcline. Dans les grès du sommet de la série, à ciment dolomitique où la dolomie peut former jusqu'à 95 % de la roche, des niveaux de sidérose s'intercalent.

Aucune structure n'a été observée dans ces formations orientées N. 20-30/20-35° E.

3c) Bordure côtière (coupe de Mirleft)

A cet endroit, le long de la côte, on observe une importante formation d'"arkoses" déjà signalée dans la coupe de la piste Et Tléta Sbouya-Assâka. Ici, le faciès détritique est général à tout l'affleurement adoudounien. Ce dernier est formé essentiellement de grès à ciment dolomitique et à éléments détritiques de quartz et de feldspath. Le sommet de la série est un grès fin à matrice de sidérose (formant parfois 40 % de la roche) et à éléments de quartz très fins, d'échardes de lave dévitrifiée et de séricite. La teneur en sidérose varie d'un lit à l'autre. Certains niveaux en sont dépourvus. Ces grès fins sont à rapporter à la série "Lie de vin".

Les formations adoudouniennes de Mirleft sont subhorizontales à pentées de 20 à 30° vers le NE suivant une direction N. 100 à N. 110. Les fractures N. 20-30 y provoquent des flexures et basculent les couches jusqu'à une position N. 35/40 NW. La flexuration locales permet de tracer un axe N.50/30 à 40° NE (cf. fig. 5). Les flexures que l'on peut rattacher aux décrochements sénestres hercyniens, témoignent d'une surrection relative des compartiments orientaux par rapport aux compartiments occidentaux.

4) Variations paléogéographique de l'Adoudounien à Ifni

Sur les formations volcano-sédimentaires, se déposent les pélites et les grès volcaniques épiciastiques (produits d'érosion des formations volcano-sédimentaires) de la série de base. Il est probable que ces formations détritiques se soient déposées en bordure d'un bassin dont le centre aurait été la région d'Anzi (Kerdous) où les dépôts schisto-dolomitiques atteignent 400 m de puissance.

La mer envahit progressivement la région d'Ifni par sa partie orientale où se déposent les dolomies de la partie supérieure de la série de base, puis elle se dirige vers l'Ouest au moment du dépôt des dolomies des "Calcaires inférieurs".

En ce qui concerne la région de Et Tléta Sbouya, elle continue à avoir, au début de cette période, une sédimentation de bord de bassin, puis elle est envahie à son tour par la mer et reste immergée.

La région de Mirleft, quant à elle, reste, durant tout l'Adoudounien, en bordure du bassin qui se trouve à l'Est d'Ifni.

Tandis qu'on assiste à une regression dans la partie orientale de l'Anti-Atlas, à l'époque du dépôt des formations de la série "Lie de vin", la mer persiste dans la région d'Ifni, du moins dans les régions orientale et méridionale où se déposent, alors, des schistes et des calcaires dolomitiques.

Durant la transgression généralisée à tout l'Anti-Atlas, postérieure à la série "Lie de vin", se déposent à Ifni les calcaires dolomitiques des "Calcaires supérieurs" et du Géorgien.

La présence actuelle de l'Océan Atlantique, dans la région de Mirleft, ne permet pas d'affirmer que cette région ait été occupée ou non par la mer à l'époque du dépôt de la série "Lie de vin". Cette dernière serait donc à rechercher soit dans l'Atlantique même, soit en Amérique du Nord.

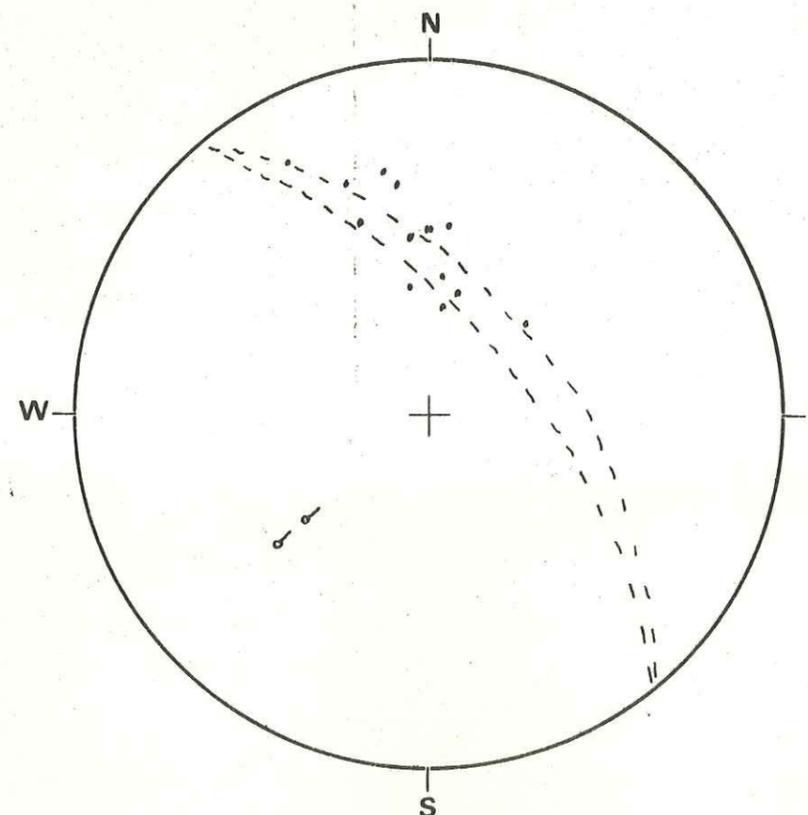


fig 3 : ADOUDOUNIEN (N. à Mirleft)

Chapitre II : LES GRANITES

INTRODUCTION

- A) LE GRANITE D'ALOUZAD
- B) LE GRANITE DE TIRHIT
- C) LE GRANITE DU SAHEL
- D) LE GRANITE DE MESTI
- E) LE GRANITE D'IFNI
- F) LE GRANITE DE MIRLEFT

A V E R T I S S E M E N T

Les granites de la boutonnière d'Ifni ont été étudiés par F. Benziane (1974) ; il faut donc se reporter à son mémoire pour en avoir une connaissance approfondie. Toutefois, le problème des rapports entre granites, d'une part, et, formations volcaniques et volcano-détritiques, d'autre part, étant primordial pour la compréhension de la géologie de la boutonnière, j'ai été amené à faire de nouvelles observations sur les granites, à contrôler certaines hypothèses de F. Benziane et à tenter de répondre à certaines questions qu'il posait.

I N T R O D U C T I O N

La boutonnière d'Ifni est caractérisée par l'abondance de massifs granitiques; En Général, quand les granites ne sont pas recouverts de terrains volcano-sédimentaires, ils forment soit des plaines, soit dans le cas des granites de Tiyourhza et d'Ifni des reliefs, mous. Seul, le granite de Taoulecht forme des reliefs relativement escarpés, même quand il n'est pas recouvert par les ignimbrites.

En général, les affleurements sont assez mauvais du fait de l'altération qui donne une arène épaisse, cultivée par les paysans, et du fait d'une croûte calcaire assez fréquente. Toutefois, le long des oueds qui ont entaillé l'arène on trouve assez souvent des affleurements frais.

D'après les observations de terrain, la chronologie des granites se présente comme suit :

- granite d'Alouzad formant le socle (P I) anté-complexe des grès quartziques ;
- granite du Sahel post-complexe des grès quartziques et intrusif dans ce dernier ;
- granite de Tirhit, post-granite d'Alouzad ;
- granite de Mesti, post-série de base des formations volcano-sédimentaires ;
- granite d'Ifni, post-ignimbrites inférieures ;
- granite de Mirleft, post-série de Tiguint ; le contact entre ce granite et l'Adoudounien se fait par faille.
- granites de Taoulecht et de Tiyourhza intrusifs dans les granites d'Alouzad, de Mesti, de Tirhit.

La position des granites de Taoulecht et de Tiyourhza par rapport au granite de Mirleft n'est pas précisée ; aucun contact entre eux n'a été observé.

A - LE GRANITE D'ALOUZAD

Le granite d'Alouzad affleure suivant une large bande N-S dans la partie est de la boutonnière. C'est un massif arasé formant la majeure partie de la plaine de Tijourhza ; seules se détachent quelques collines granitiques allongées, conservées à la faveur de filons de quartz (Alouzad, Id Biben, etc...). Ces filons de quartz sont généralement minéralisés en fer oligiste.

1 - Relations avec les autres formations

Au Nord, le granite d'Alouzad sert de substratum aux grès quartziques, eux-mêmes surmontés par le complexe volcano-sédimentaire et par l'Adou-dounien. Le contact entre le granite d'Alouzad et le granite du Sahel n'a pu être observé.

Au Sud et à l'Est, les séries volcano-détritiques reposent sur le granite.

A l'Ouest, il est en contact par faille avec les granites de Tirhit et de Tijourhza.

Le granite d'Alouzad représente la formation la plus ancienne de la boutonnière d'Ifni.

2 - Aspect du granite sur le terrain

C'est un granite porphyroïde à gros feldspaths roses ou blancs et riche en muscovite. Il renferme de nombreuses enclaves allongées NE-SW. Cet allongement est parallèle à l'orientation des minéraux du granite. Parfois, on y observe, toujours suivant la direction N 50, des passées de "type schisteux". Il s'agit, en fait, de "couloirs" où le granite est broyé et laminé.

3 - Aspect microscopique

Au microscope on constate que les grands cristaux de quartz et de feldspaths sont craquelés, brisés et orientés. La paragenèse est la suivante :

- le quartz se présente en grande plages brisées, à extinction onduleuse.
- la perthite est mâclée Carlsbad et poecilitique ; elle englobe des cristaux de plagioclase mâclé albite et de muscovite ;
- le microcline présente l'association des mâcles de la péricline et de l'albite. Il est également poecilitique, comportant des inclusions de plagioclase et de quartz ;

- le plagioclase maculé albite est complètement séricitisé ;
- la muscovite est bordée de petites biotites vertes ; elle contient des cristaux de zircon.

Dans les échantillons prélevés dans les passées de "type schisteux", on observe un broyat de quartz et de feldspath ainsi que du quartz et de la muscovite de recristallisation. Les biotites ont été presque entièrement chloritisées ; elles ne subsistent qu'en fines lamelles associées aux chlorites et aux muscovites, le tout formant un feutrage. Les amygdales, formées le long des plans de fractures par les mouvements cisailants, sont constituées de quartz et de feldspath. C'est à l'abri de ces amygdales que se développent préférentiellement les néocristallisations de muscovite (pressure shadow).

Parmi les enclaves observées, la plupart correspondent à des enclaves surbiotitiques à plagioclase. Le quartz y est peu abondant. Il s'agit vraisemblablement de reliques de roches volcaniques basiques transformées par le métamorphisme de contact.

B - LE GRANITE DE TIRHIT

Le granite de Tirhit affleure à l'Ouest de la faille qui le sépare du granite d'Alouzad.

Les granites de Tiyouhza et de Taoulecht sont intrusifs dans le granite de Tirhit, respectivement au Sud et à l'Ouest.

1.- Aspect sur le terrain

Il s'agit d'un granite blanc à rose, à grain fin, piqueté de biotite. Ce granite, qui se distingue déjà de celui d'Alouzad par sa moindre déformation et le manque d'orientation, en diffère également par le grain et l'absence de muscovite.

2.- Aspect microscopique

En lame mince il apparaît comme une roche fraîche, isogranulaire. Les plagioclases (An 25-27 %) prédominent sur les feldspaths potassiques ; le plagioclase et l'orthose sont légèrement séricitisés alors que le microcline est frais. La biotite en petites paillettes brunes chloritisées parsème la roche tandis que la muscovite est pratiquement absente. Il s'agit d'une roche granodioritique.

3.- Contact granite d'Alouzad-granite de Tirhit

(NE de Tirhit au marabout de Sidi Bou Brahim)

Le granite d'Alouzad, orienté, à enclaves et riche en muscovite, est ici séparé sur quelques dix mètres du granite de Tirhit situé plus à l'Est par des niveaux continus ou morcelés en amandes de schistes et de roches plus basiques.

Les schistes sont des formations quartzo-micacées. L'oxyde de fer et le quartz soulignent la stratification. La biotite est massive et sans orientation préférentielle ; elle a un clivage net, elle est verte et donne sa couleur dominante à la roche.

La déformation de cette roche biotitique est faible ; on n'observe pas d'orientation privilégiée des biotites. Les seules manifestations tectoniques sont quelques plans de cisaillements soulignés par de l'oligiste, qui, par endroits, déforment ou morcellent les biotites. Ces plans de cisaillement sont probablement provoqués par le grand accident qui sépare les deux

granites (Tirhit et Alouzad). Dans le contexte de déformation fruste de cette roche, on peut affirmer que cette dernière est postérieure au granite d'Alouzad bien orienté ; la biotite massive, de néoformation puisqu'elle n'est pas couchée dans les plans de stratification comme le quartz, est due au métamorphisme de contact du granite de Tirhit.

D'autres niveaux, plus massifs, aux caractères plus basiques, se trouvent également au contact du granite de Tirhit. Il s'agit de roches essentiellement plagioclasiques où les plagioclases (An. 25-28 %) sont séricitisés. Les feldspaths potassiques (microcline) représentent moins de 5 % de la roche. La biotite très ferrifère, forme des amas. Le quartz, qui constitue environ 20 % de la roche, forme de grandes plages poecilites englobant des plagioclases. Dans ces roches de type grano-dioritique à dioritique, le quartz semble tardif ; il se présente, en effet, comme un produit d'imbibition d'une roche plagioclasique. Ce type de roche constitue des niveaux bien individualisés ; il se rencontre également en enclaves dans le granite de Tirhit. Les enclaves sont massives tandis que les niveaux bien individualisés sont cataclasés ; les fissures sont remplies de calcite.

Ainsi ces unités sédimentaires ou volcano-sédimentaires métamorphisées par le granite de Tirhit, sont-elles postérieures au granite d'Alouzad beaucoup plus structuré. La position et l'âge de ces séries par rapport au P II ou au P II-III sont inconnus.

C - LE GRANITE DU SAHEL

Le granite du Sahel occupe la petite plaine de Souk el Arbâa du Sahel. Il affleure mal ; le plus souvent, en effet, il est recouvert d'un sol sableux, résultat de la forte altération du granite. Les meilleurs affleurements se trouvent dans l'entaille de l'oued Tiguint. C'est d'ailleurs cette entaille qui a permis d'observer l'auréole de contact provoquée par l'intrusion du granite dans les formations du complexe des grès quartziques.

1.- Relations avec les autres formations

En plus du contact intrusif dans l'oued Tiguint cité plus haut, les contacts du granite du Sahel se présentent comme suit :

- au Nord, il est intrusif dans les grès quartziques et il est recouvert par les ignimbrites supérieures ;
- au Sud, le manque d'affleurement n'a pas permis de voir le contact granite du Sahel-granite d'Alouzad ;
- à l'Ouest, il est recouvert par les ignimbrites supérieures et il est séparé des formations de la série de Tiguint par une faille N 20-30 ;
- à l'Est, il est séparé des formations volcano-détritiques par un filon de quartz minéralisé en fer de direction N-S.

2.- Aspect sur le terrain

Il s'agit d'un granite rose, massif, à biotite, à grands cristaux de feldspath et à enclaves.

Il est affecté par les fractures N 30-50 et N 160 observables dans les formations de grès quartzitiques (cf. chp. I, sous chap. A, § 5, pp. 23).

3.- Aspect microscopique

En lame mince, il a une structure grenue et une composition grano-dioritique à quartz, microcline, plagioclase (An. 20 %) et biotite. Les phénomènes rétro-morphiques sont importants. Sur l'emplacement des plagioclases, prennent naissance de grandes muscovites. Le pourtour des plagioclases est marqué par une auréole albitique. Les biotites sont également fortement transformées ; sur leur emplacement, on observe de l'oxyde de fer

soulignant les anciens clivages, de la chlorite et des fibres de muscovite.

Des phénomènes analogues, mais plus poussés, sont visibles dans le granite près du contact avec les formations du P II ; le développement des muscovites et les altérations des biotites et des plagioclases sont plus importantes. La muscovitisation des plagioclases est telle que leur détermination n'est même plus possible. Les biotites sont totalement chloritisées. On relève la présence de zoïsite en compagnie de la chlorite ; elle provient probablement de la transformation d'amphibole.

La néo-formation de Zoïsite, de muscovite, d'albite et de chlorite dans le granite du Sahel et de microcline, d'albite, de biotite, de séricite-muscovite dans les cornéennes, pourrait être mise sur le compte de processus pneumatolytiques de fin de cristallisation du magma granitique. Toutefois, il nous paraît plus vraisemblable d'envisager un métamorphisme général épizonal postérieur à la mise en place du granite, car les mêmes néo-cristallisations se rencontrent dans les formations de grès quartzitiques plus au Sud ainsi que dans les séries volcano-sédimentaires plus récentes que le granite du Sahel. Le manque d'orientation privilégiée des minéraux est en faveur d'un métamorphisme général de type thermique qui est probablement à mettre en relation avec la mise en place de granites plus récents (granites de Taouleht et de Tiyourhza).

D - LE GRANITE DE MESTI

Le granite de Mesti s'étend sur la feuille Ifni (1/100 000) et forme la plaine au Sud du massif de Taouleht et au Nord des montagnes volcaniques des jebel Bou Krât et de Bou Lanouâr. La localité la plus importante de cette plaine est Souk el Arbâa de Mesti.

1.- Relations avec les autres formations

Comme il a été décrit dans le chapitre I (pp. 31), le granite de Mesti est intrusif dans la "série sédimentaire de base" du complexe volcano-sédimentaire et y développe un métamorphisme de contact. Les granites de Taouleht et de Tiyourhza le recoupent dans sa partie nord et sa partie est. Il est recouvert par les ignimbrites dans sa partie NW en contact par faille avec le granite d'Ifni à l'Ouest. Un grand nombre de filons de microgranite, de rhyolite et de roche verte le recoupent.

2.- Description pétrographique

a) Aspect macroscopique

Il s'agit d'une façon générale d'un granite rose, à gros grain et à biotite. On y relève de nombreuses enclaves de nature variée. Il est cataclaté à très cataclaté le long des fractures N 160.

b) Aspect microscopique

b1) Le granite

Au microscope, il est hétérogène ; il varie du granite calco-alcalin à la grano-diorite. Ce dernier faciès prédomine. Les phénomènes secondaires dus à la cataclase et à des transformations métamorphiques y sont nombreux.

b1-1) Tendance calco-alcaline

Il s'agit d'un granite porphyroïde à :

- quartz xénomorphe,

- microcline en grands cristaux dépassant fréquemment 2 cm, mâclé Carlsbad et poecilitique (inclusions de quartz, de plagioclase automorphe, de biotite brun vert souvent chloritisée, d'épidote et d'apatite).

- plagioclase (An. 15 à 18 %) en grand cristaux de l'ordre du centimètre, mâclé albite il présente une forte séricitisation qui, le plus souvent, diminue du coeur vers la périphérie du minéral ;

- biotite de deux sortes :

+ d'abord une grande biotite de première génération complètement décolorée dont les clivages sont soulignés par de l'oxyde de fer ;

+ la deuxième biotite est plus petite, de couleur brun-vert ou vert olive. Elle cristallise en amas aux dépens des biotites décolorées.

La biotite contient de petits cristaux de zircon.

Le sphène est fréquent dans ce granite.

b1-2) Tendance granodioritique

Dans ce faciès, les plagioclases (An. 20 à 25 %) prédominent sur les feldspaths potassiques. Les plagioclases, généralement zonés, gardent leur taille de l'ordre du centimètre, tandis que les feldspaths potassiques ont une taille de l'ordre du demi-centimètre. On observe également des fantômes de hornblende complètement transformée.

b1-3) Transformations secondaires du granite de Mesti

Comme il a été écrit plus haut, les phénomènes secondaires subis par le granite sont nombreux :

- le plagioclase est transformé spécialement dans sa partie centrale, en séricite, épidote, albite et quartz ;

- le quartz et le microcline, xénomorphes, forment fréquemment une association pegmatitique graphique ;

- le quartz recristallise soit en plages soit en plaquettes allongées ;

- le quartz et le feldspath sont brisés, tordus et à extinction moirée ;

- la biotite secondaire, en petite paillettes brun vert ou vert olive, cristallise soit au voisinage des plans de cisaillement en association avec de la pistachite, soit aux dépens d'anciennes biotites dont on observe quelques squelettes décolorés associés à de la limonite ;

- la hornblende dont on n'observe que des fantômes est complètement transformée en biotite, chlorite et épidote ;

- dans le cas d'une mylonitisation poussée, il y a ségrégation complète des ferro-magnésiens et recristallisation syntectonique du quartz en plaquettes allongées provoquant un rubanement qui englobe des yeux de

quartz et de feldspath. Les plaquettes de quartz sont associées à un feu-trage séricito-chloriteux. On peut aboutir ainsi à un véritable gneiss oeilé.

b2) les enclaves

Il s'agit essentiellement de roches vertes d'origine éruptive comme en témoignent les restes de plagioclase subautomorphe et les minéraux ferro-magnésiens. Leur partie centrale présente des amas ocres. Elles ont une structure doléritique.

Ces roches de type doléritique ont subi une intense transformation :

- le plagioclase est transformé en épidote, quartz et albite.

L'albite cristallise le plus souvent en une frange délimitant la forme de l'ancien cristal de plagioclase. Une deuxième transformation aboutit seulement à une séricitisation (ou une damouritisation) du plagioclase.

- la hornblende et probablement l'augite sont transformées en actinote, chlorite et épidote ;

- la biotite est chloritisée.

En outre, on note la cristallisation de biotite secondaire, de couleur kaki, ainsi que la cristallisation de quartz fibreux associé à des oxydes de fer (oligiste, hématite, limonite) et de l'épidote dans les amas ocres. L'épidote, l'hématite et la limonite bordent les cristaux d'oligiste. Les amas ocres forment une mosaïque dont les fragments sont délimités par des filonnets de chlorite, de goethite et d'hématite. Il pourrait s'agir d'anciennes vacuoles minéralisées en oxydes de fer.

La dolérite, de par sa position en enclave dans le granite de Mesti, a subi un métamorphisme de contact. Les transformations décrites plus haut indiquent qu'il s'agit d'un métamorphisme dans le faciès cornéenne à albite et épidote.

b3) Tectonique et venues filoniennes

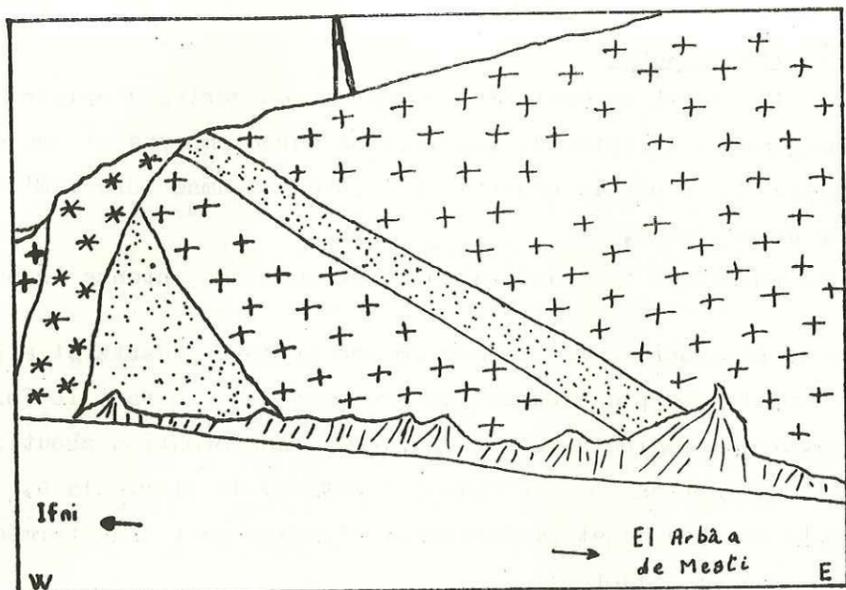
Cinq coupes ont été faites à travers le massif de Mesti. Elles ont permis l'étude des relations entre la fracturation, les filons de microgranite et de roches vertes, et les granites de Taoulecht et Mesti.

b3-1) Coupe à 1 km à l'Ouest de Souk el Arbâa de Mesti sur la route Mesti-Ifni (Pl. 6)

Une tranchée de la route Mesti-Ifni, relativement récente, permet d'observer des filons de microgranite et de dolérite, d'analyser par-

PI 6

FILONS DANS LE GRANITE DE MESTI



+ : granite de Mesti ; * : microgranite ; : : roches vertes

0 1m

Coupe à l'W de Mesti x = 47 ; y = 261

tiellement leur succession et d'établir leurs relations éventuelles avec les systèmes de fractures.

Bien que les rapports entre microgranites et dolérites ne soient pas toujours nets dans le massif de Mesti, sur cet affleurement, les filons de microgranite recoupent les filons de dolérite.

Les filons de dolérite se disposent suivant deux directions principales : N 40/ 70° NW et N 110/ 50° NE. Leur liaison avec des fentes d'ouverture de certaines failles n'a pu être démontrée. Les bordures de ces filons sont fortement fracturées parallèlement aux épontes. Ce phénomène est à mettre en relation, soit avec un rejeu de fracture, soit avec des fentes de contraction thermique. Au microscope, la seule orientation des minéraux observée semble être due à la fluidalité et les minéraux ne présentent ni craquelures, ni phénomène de mylonitisation ; ce qui est en faveur de la deuxième hypothèse. Ces roches ont une structure microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont soit du plagioclase, soit de l'amphibole transformée en épidote, chlorite et calcite. Les vacuoles sont remplies d'épidote et de biotite de couleur kaki. La mésostase est constituée essentiellement de plagioclase (An. 35 %) et de biotite. A ces deux minéraux principaux sont associées la magnétite et l'épidote.

Les microgranites, manifestation filonienne tardive, sont orientés N 120/ 70° SW. Au microscope, ils présentent des phénocristaux de quartz rhyolitique, de plagioclase et d'orthose sub-automorphes. Il existe d'importantes plages de pegmatite graphique. La matrice est microcristalline. On y observe du quartz xénomorphe, du plagioclase, du feldspath potassique (?) et des sphérolites de dévitrification. Les microgranites sont relativement riches en biotite verte à inclusions de zircon.

b3-2) Coupe au Sud de El Thine Amellou (x = 52 ; y = 263 ; feuille Ifni 1/100.000).

On y observe les mêmes types de filons et les mêmes successions que dans la coupe précédente.

b3-3) Coupe au Nord de Mesti et à l'Ouest d'Aourir (x = 45 ; y = 263 ; feuille Ifni 1/100 000)

Au Nord de Mesti, l'Assif Ounder permet de suivre une coupe SE-NW à travers plusieurs ensembles : le granite de Mesti, une série volcano-sédimentaire équivalente à celle d'Ida ou Yagdel et le granite hypovolcanique

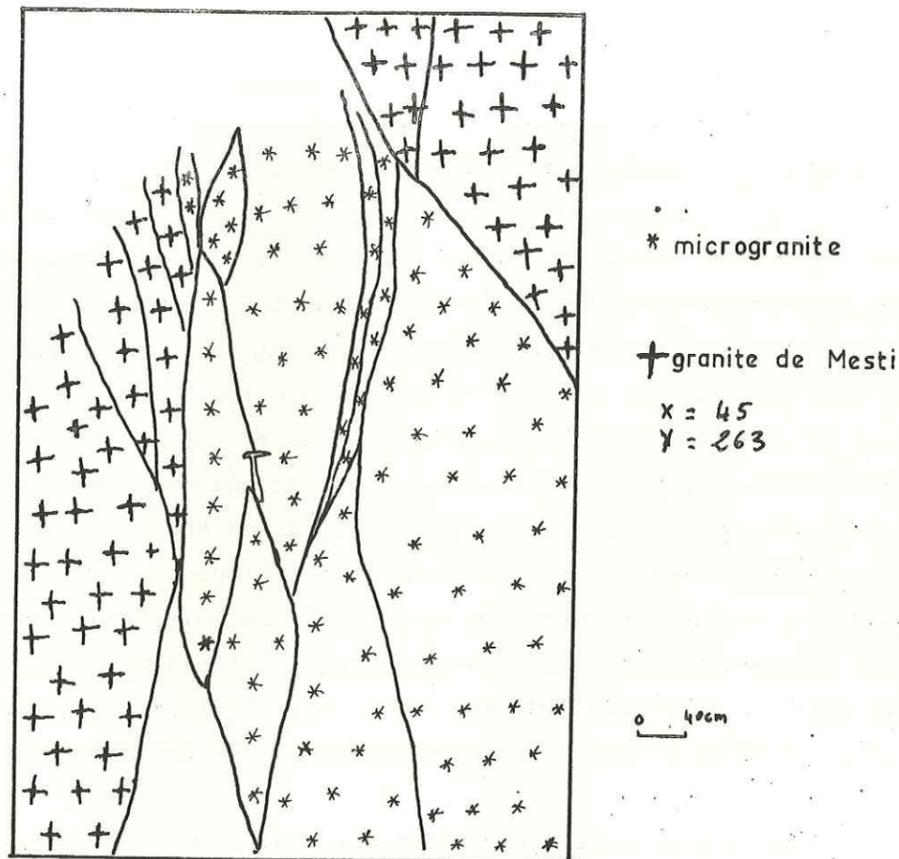


fig 1. Débit en amygdales du microgranite

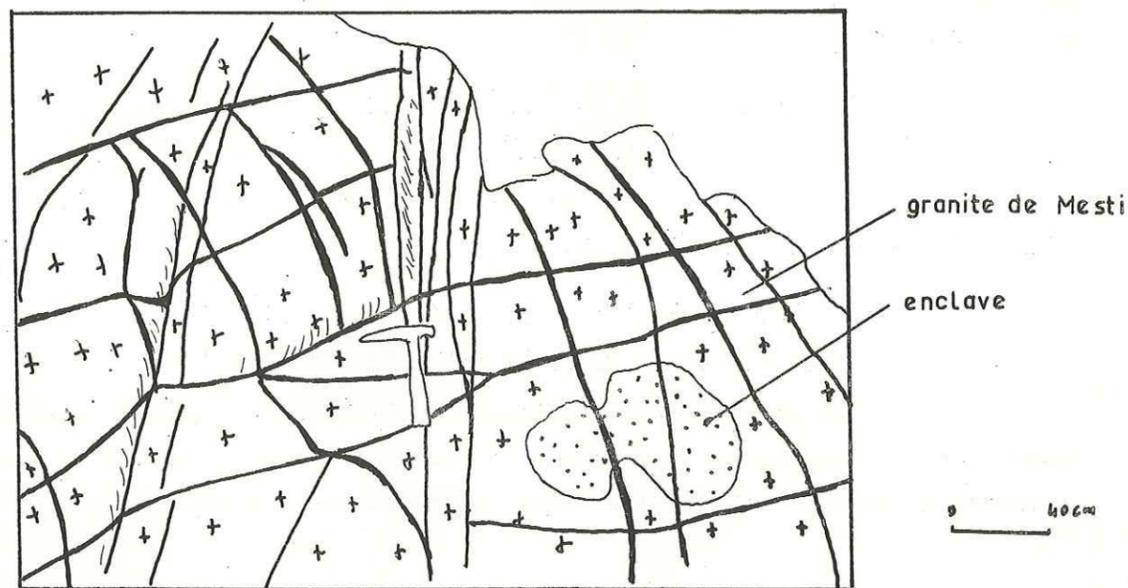


fig 2. Débit en damier du granite de Mesti

de Taoulecht. Le granite de Mesti est intrusif dans la série volcano-sédimentaire et y développe un métamorphisme de contact. Le granite de Taoulecht et des filons de microgranite recoupent le granite de Mesti. L'ensemble de ces roches est affecté par de nombreuses fractures N 160 le long desquelles se sont produits d'importants décrochements dextres. Le débit provoqué par ces décrochements est conforme au schéma théorique des fractures de Riedel (Moody et Hill). C'est dans les fentes d'ouverture que se mettent en place, suivant une direction N 15-20, des microgranites et une grande amande du granite hypovolcanique de Taoulecht. Les manifestations de ces systèmes de fractures se produisent à différentes échelles. Ainsi peut-on observer, dans certaines zones, la répétition tous les 2 ou 3 m, de petits couloirs de décrochement ; c'est à cette échelle que le débit en losange, avec la prédominance des fractures N 180, est le plus net (fig. 1 pl. 8). A plus grande échelle, la délimitation des blocs est moins évidente et les fentes d'ouverture marquées par les microgranites sont le témoin le plus marquant des grands décrochements.

La mise en place des microgranites s'est faite de façon syntectonique ; ainsi, si dans certains filons l'orientation des minéraux évoque seulement la fluidalité, le débit en amandes de certains microgranites, l'allongement de tous les quartz, le marcellement des plagioclases inclus dans une matrice micro-cristalline, orientée et même litée, témoignent-ils de la mise en place syntectonique de certains filons.

Cet épisode cassant se traduit par une cataclase du granite de Mesti et par sa recristallisation partielle ou totale sous forme d'ortho-gneiss.

A ce premier grand système de fractures, se surimpose un autre système plus récent ; il s'agit essentiellement de fractures N 20-30 subverticales. Ces fractures subparallèles aux fentes d'ouverture du système précédent déterminent, dans les microgranites, un débit en grandes amygdales (fig. 1, Pl. 7). Des décrochements sénestres mineurs, qui peuvent se répéter tous les mètres, provoquent dans le granite de Mesti un débit en damier proche du schéma de Moody et Hill (B1), (fig. 2, Pl. 8). Le débit observé sur le terrain est conforme à B2 (fig. 2, Pl. 7 et fig. 3, Pl. 8). Il apparaît donc que les fractures du système de Riedel qui devrait être N 5, se superposent aux plans d'anisotropie préexistants, les fractures N 160 du système A. Les fractures, et tout particulièrement les plans de décrochement N 20-30, existent dans le granite de Mesti, les formations volcano-sédimentaires, le granite hypovolcanique de Taoulecht et les filons de microgranite.

PI 8 FRACTURATION DU GRANITE DE MESTI

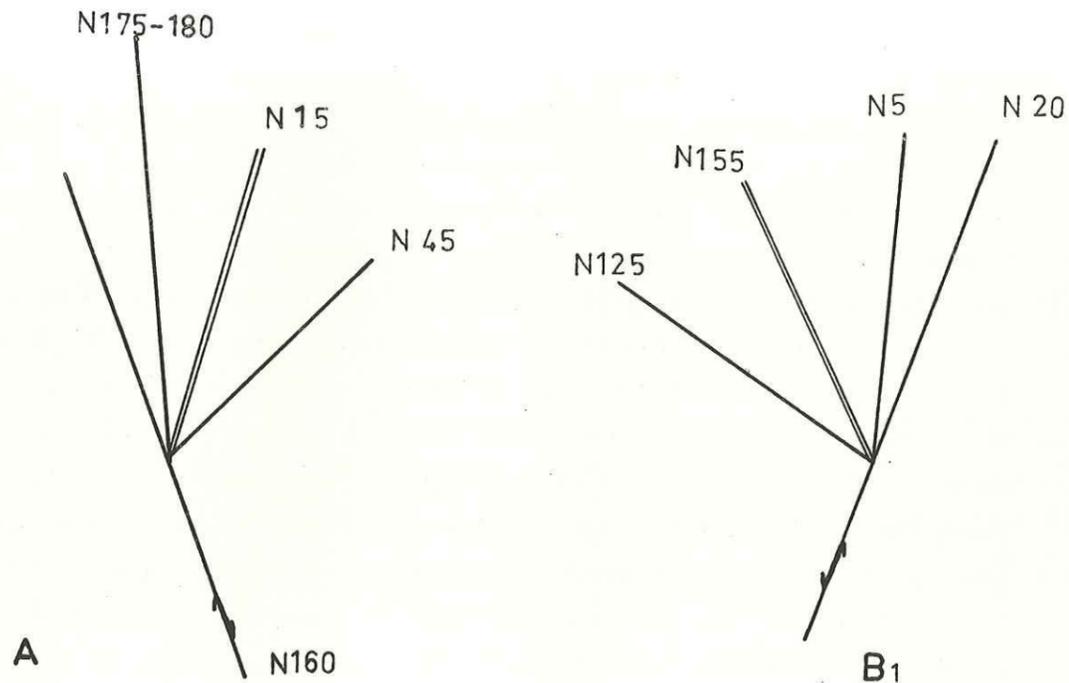


fig. A: Système de fractures contemporain de la mise en place du granite de Taoulecht

fig. B1: Système de fractures hercynien

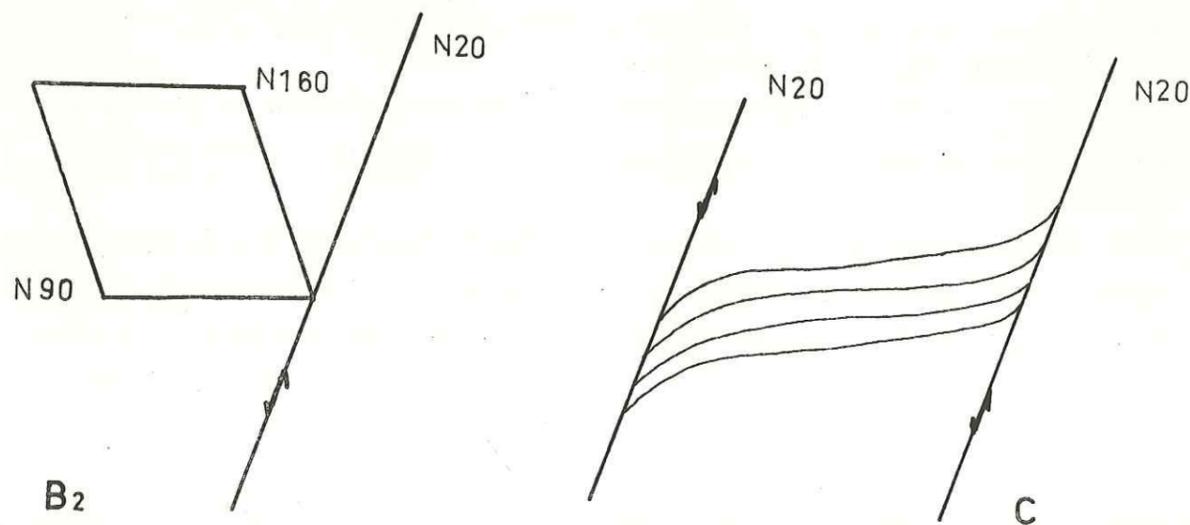


fig. B2: Débit en damier du granite de Mesti

fig. C: Flexures dans le volcano-sédimentaire

Les déplacements sénestres sont parfaitement illustrés par un débit en S (C) que l'on observe tout particulièrement dans les cornéennes litées. La taille des figures en S va du mètre au décimètre. Les failles N 20-30 à décrochements sénestres peuvent se poursuivre sur une vingtaine de km et plus à travers la boutonnière.

Les deux systèmes de fractures qui viennent d'être décrits peuvent être datés. Le premier système de décrochements dextres N. 160, avec mise en place syntectonique des filons de microgranite et du granite hypovolcanique de Taoulecht dans les fentes d'ouverture N 15-20, s'est produit vers 575 MA, âge du granite de Taoulecht et de la fin du volcanisme ignimbrétique "supérieur". Le deuxième système, décrochements sénestres N 20-30, affecte l'Adoudounien et le Paléozoïque et peut donc être attribué à l'orogénèse hercynienne.

Etude pétrographique des roches filoniennes

- Les microgranites

Ils présentent, dans un fond microcristallin de quartz, de feldspath, de séricite et de biotite verte, des phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclase (An. 12 à 15 %) automorphe, légèrement séricitisé et d'orthose perthitique, automorphe, parfois mâclé Carlsbad, corrodé. La biotite verte et l'épidote cristallisent préférentiellement en bordure des phénocristaux, dans les golfes de corrosion des phénocristaux et dans les plans de foliation. Dans certaines zones de friction, et surtout en bordure des filons, la matrice microcristalline est bien orientée, voire presque litée. Les phénocristaux à extinction moirée sont craquelés et forment des amandes. Il y a recristallisation du quartz en plaquettes allongées parallèlement aux plans de friction.

- Le granite hypovolcanique

Le granite de Taoulecht a sur ses bordures un faciès microgranitique. Il comporte des phénocristaux de quartz rhyolitique, d'oligoclase et d'orthose perthitique subautomorphes. La pegmatite graphique abonde dans le fond microgrenu. Loin de sa bordure, dans sa masse, il est plus grenu, leucocrate et à biotite rare. La structure pegmatitique persiste. L'oligoclase et l'orthose perthitique, dont la taille peut atteindre 2 cm, sont inclus dans un fond plus fin (taille des cristaux de l'ordre du mm) essentiellement quartzique. On y observe quelques biotites vertes et quelques cristaux de magnétite.

Ce granite est affecté de nombreuses fractures qui y provoquent une importante cataclase accompagnée de recristallisations de quartz. Cette fracturation relève du système N 20 sénestre attribué à l'orogénèse hercynienne.

b3-4) Coupe à 1 km à l'Est de Souk el Arbâa de Mesti sur la piste Mesti-Tiyourhza

Cette coupe peut être comparée à la précédente mais, ici, il manque le granite de Taoulecht. Elle se situe à 2,5 km au Sud de la coupe précédente et on y retrouve les mêmes phénomènes tectoniques.

Etude pétrographique des différentes formations

- L'unité volcano-sédimentaire

Il s'agit de silt ou de grès volcaniques épiciastiques à éléments de quartz nouri, de plagioclase automorphe et d'orthose. Les éléments de feldspath sont plus ou moins arrondis. On y observe également de la biotite brun-vert à clivage bien net et des amas d'épidote. Tous ces minéraux sont cataclasés et forment des amandes allongées dans le sens de la schistosité. La matrice est constituée d'un feutrage séricito-quartzueux bien orienté. La biotite et l'épidote sont déformées et brisées. On peut donc affirmer qu'il y a eu un métamorphisme syntectonique, responsable de la cristallisation de la séricite, postérieur au métamorphisme de contact qui a donné naissance aux amas d'épidote et à la biotite.

- Le granite de Mesti

Il est ici fortement cataclasé et orienté. Il subsiste des yeux de plagioclase, d'orthose perthitique et de quartz déformés et brisés. Le quartz a recristallisé en longues plaquettes formant de grandes amandes séparées par un feutrage de séricite, de chlorite et de biotite. L'albite a cristallisé sur la bordure des feldspaths. Cette roche peut être considérée comme une blastomylonite gneissique.

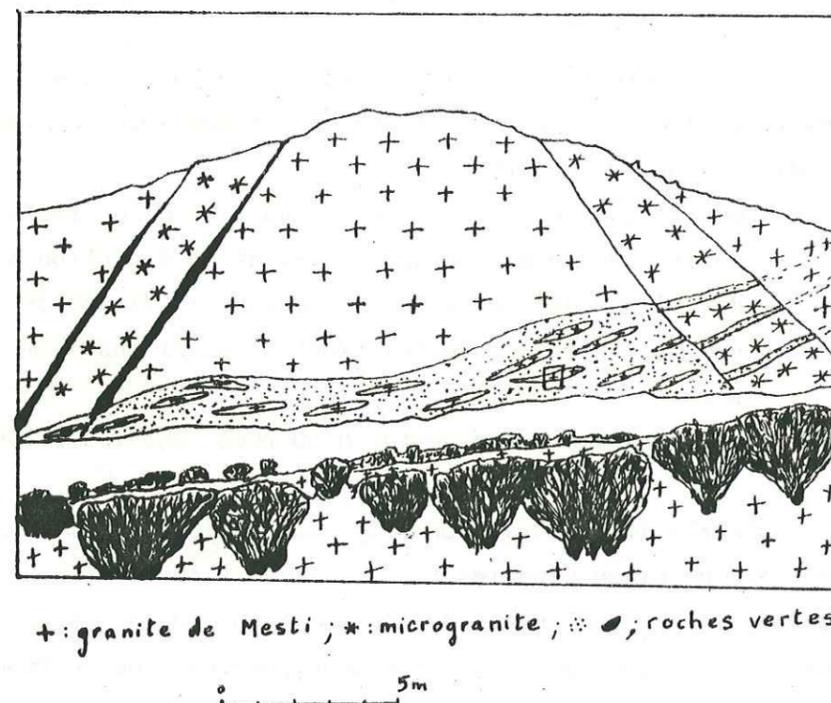
- Le microgranite

Il comporte des phénocristaux de quartz corrodé, d'oligoclase, d'orthose et de la biotite décolorée avec les clivages soulignés par de l'oxyde de fer. La mésostase est formée de microcristaux de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de séricite.

La roche est fracturée, cataclasée et orientée. Les phénocristaux, brisés sont à extinction moirée, et le fond microcristallin est orienté. Dans les fractures et autour des phénocristaux, cristallisent,

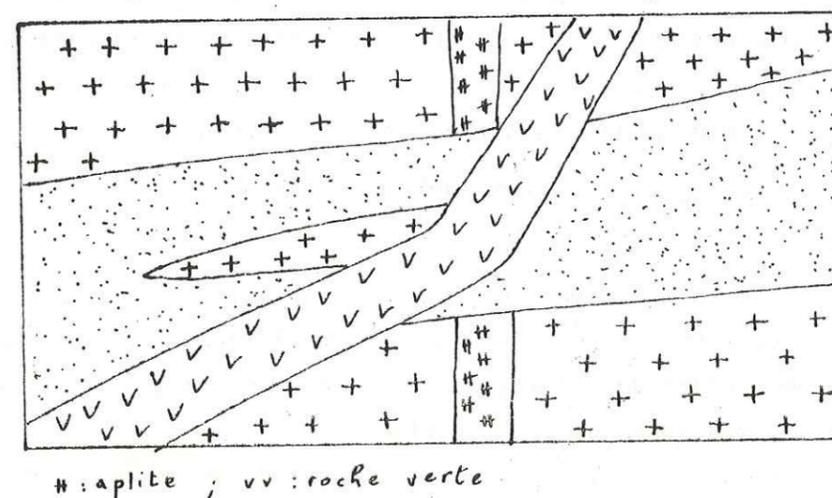
PI 9

Fig. 1: FILONS DANS LE GRANITE DE MESTI



+ : granite de Mesti ; * : microgranite ; o : roches vertes

Fig. 2 : Détail : 0 50cm



: aphte ; vv : roche verte

Coupe au NW du massif de Mesti x= 46, y= 876

parallèlement à l'orientation de la roche, la biotite brun vert, la séricite, l'épidote et le quartz, témoignant de l'existence d'un métamorphisme syntectonique.

b3-5) Coupe sur la bordure NW du massif de Mesti, entre Imi Ouargane et Khanfouf. (x = 46 ; y = 276 ; Ifni 1/100.000). (Pl. 9).

Entre ces deux localités il y a un certain nombre de filons de microgranite et de roches vertes qui se sont mis en place dans des fentes de distension. On observe :

- des filons de microgranite suivant la direction N 20,
- des filons de microgranite suivant la direction N 140,
- des filons de roches vertes suivant la direction N 60,
- une dolérite laminée aux épontes des filons de microgranite N 20.

Les filons de roches vertes N 60 recoupent les filons de microgranite.

D'après les observations régionales, les filons de microgranite N 20 se mettent en place dans les fentes d'ouverture des décrochements dextres N 160. Ces décrochements N 160, comme on l'a vu précédemment, sont contemporains de la mise en place du granite hypovolcanique de Taouleht daté à 575 MA.

Les filons de roches vertes occupent des fentes de distension qui seraient liées à des décrochements dextres N 10-20. Les fractures N 20 ont rejoué lors de l'orogénèse hercynienne en décrochement sénestre affectant l'Adoudounien et le Paléozoïque. On note que cette direction est celle des filons de microgranite N 20 ; le laminage de la dolérite, aux épontes des filons de microgranite N 20, est dû au rejeu des fractures N 10-20.

Pétrographie des roches filoniennes

- Les microgranites

Les microgranites, en filons N 20, ont une matrice orientée et des phénocristaux craquelés. La matrice microcristalline (diamètre des cristaux de l'ordre de 0,1 mm), constituée de quartz, plagioclase, orthose et séricite, contient des phénocristaux de :

- quartz rhyolitique corrodé, de diamètre de l'ordre du centimètre ;

- plagioclase (An. 12 à 15 %) automorphe, présentant la mâcle de l'albite, légèrement séricitisé. La taille des cristaux est de l'ordre du centimètre ;

- orthose présentant la mâcle de Carlsbad et dont le diamètre ne dépasse pas 0,5 cm ;

- biotite décolorée à clivages soulignés par de l'oxyde de fer. De petites biotites brunes cristallisent aux dépendes des grandes biotites décolorées.

Les microgranites, en filons N 140, ont une matrice non orientée. Les microcristaux de quartz xénomorphe, de plagioclase (An. 10 à 12 %) et d'orthose ont une taille qui peut atteindre le millimètre. La pegmatite graphique est fréquente. Les phénocristaux de quartz corrodé et de feldspath automorphe sont rarement craquelés. Leur taille atteint parfois 2 cm et dépasse fréquemment le centimètre.

- Les roches vertes

Il s'agit d'une roche qui s'apparente au lamprophyre (kersantite quartzique) ; elle est constituée de biotite brun vert et d'épidote incluses dans une matrice à microlites de plagioclase, à petites plages de quartz et à grandes plages de chlorite. La calcite y est fréquente.

3) Conclusion à l'étude du massif de Mesti

L'étude pétrographique du granite de Mesti a montré qu'il est très hétérogène ; il peut passer de la tendance granitique calco-alcaline à la tendance grano-dioritique. Ces faciès ne sont pas délimités géographiquement ; on peut penser qu'elle est due à la nature des roches soit assimilées par le granite soit ayant donné celui-ci par anatexie.

L'étude des cinq coupes permet de donner la chronologie suivante des phénomènes observés :

1°/ - mise en place, (dans le granite de Mesti), de roches basiques de nature doléritique, qu'on ne retrouve plus qu'en enclave ;

2°/ - dépôt de la série volcano-détritique d'Ida ou Yagdel composée de conglomérat, de grès et de silt volcaniques épiclastiques ainsi que de rhyolite ;

3°/ - mise en place du granite de Mesti. Il métamorphose les formations antérieures ;

4°/ - mise en place des filons de roches vertes RV1 suivant N 40/70° NW et RV2 suivant N 110/50° NE (cf. coupe b3-1, pp.) ;

5°/ - décrochements dextres suivant N 160 donnant les fentes d'ouverture N 20 où se mettent en place vers 575 MA, les granites hypovolcaniques et les filons de microgranite. Cet épisode tectonique est accompagné par un métamorphisme de type thermique dans le faciès schistes verts, subfaciès quartz-albite-muscovite-biotite-chlorite ;

6°/ - décrochements dextres suivant N 20 donnant les fentes d'ouverture N 60 où se mettent en place les roches vertes RV3 ;

7°/ - rejeu des fractures N 20 en décrochements sénestres lors de l'orogénèse hercynienne.

E - LE GRANITE D'IFNI

Le granite d'Ifni forme un massif allongé N-S à l'Est de la ville d'Ifni. A l'Est, il est en contact par faille N 10 avec le granite de Mesti ; au Sud, il est intrusif dans les formations volcano-sédimentaires et, à l'Ouest, il est recouvert par les conglomérats rouges crétacés d'Ifni.

1) Description pétrographique

C'est un granite rouge, à structure grenue qui devient microgrenue quand on s'approche du contact avec les séries volcano-sédimentaires.

Au microscope, il s'agit d'une grano-diorite où l'on observe :

- le plagioclase dont la taille peut atteindre 1,5 cm. Il se compose de 24 à 26 % d'anorthite. La macle de l'albite y est toujours présente et elle est parfois associée à la macle de Carlsbad. La transformation, plus importante dans le centre du cristal que sur la bordure, aboutit à la formation de muscovite, d'épidote et de quartz ;

- l'orthose est perthitique, moins fréquente que le plagioclase mais de même taille ; elle est séricitisée ;

- le microcline, xénomorphe et poecilitique, présente la macle de l'albite et de la péricline en un quadrillage très fin. Il est frais et ne présente aucune transformation métamorphique ;

- le quartz est également xénomorphe et poecilitique ;

- la biotite se présente sous deux formes : une grande biotite (de l'ordre de 5 mm) décolorée ou chloritisée avec les clivages soulignés par de l'oxyde de fer ; une deuxième biotite verte, de petite taille, à clivages nets, chloritisée ou non. Cette deuxième biotite cristallise soit sur les premières biotites soit sur l'amphibole, soit sur les feldspaths séricitisés.

- la hornblende ne subsiste que sous forme de nodules quadrillés par des trainées d'oxydes de fer marquant les anciens clivages. Elle est complètement transformée en biotite verte, en chlorite et épidote.

- les minéraux accessoires sont la magnétite ou la pyrite, l'hématite, le zircon dans les biotites et de rares apatites.

La séricitisation des feldspaths, la néoformation de microcline, de quartz, de muscovite, de biotite et d'épidote montrent que le granite d'Ifni a subi une transformation post-magmatique. Elle correspondrait, comme pour le granite de Mesti, au phénomène thermique contemporain de la mise en place des granites hypovolcaniques.

2) Les enclaves du granite d'Ifni

Les enclaves dans la grano-diorite d'Ifni sont nombreuses et de taille variant du décimètre à plusieurs mètres. Dans certains cas, le litage des faciès volcano-sédimentaires est conservé.

2a) Les roches vertes

Il s'agit de diabases surbiotitiques. Dans la mésostase constituée essentiellement de petites biotites vertes, sont inclus des phénocristaux de plagioclase automorphe (An. 35 à 40 %), des nids de grande biotite verte et des plages de chlorite. A la périphérie des enclaves, la chloritisation est presque complète. Il est difficile de faire une différence entre les effets du métamorphisme de contact et du métamorphisme thermique.

2b) Les grès volcaniques épicastiques

Les enclaves de grès se présentent en grandes amandes ou en lambeaux de couches. La nature des éléments de ces grès est très variable et leur taille est comprise entre 1 mm et 20 mm. Parmi les éléments plus ou moins arrondis, on distingue du quartz, du plagioclase, de la sanidine, des échardes de quartz et de verre et des galets lithiques de trachyte, de trachy-andésite et de rhyolite. Ces éléments sont inclus dans un ciment cryptocristallin de quartz et de séricite.

La transformation des éléments et la recristallisation du ciment des grès deviennent de plus en plus importantes à mesure que l'on s'approche du contact avec le granite. Le ciment est microgrenu au contact du granite. Les feldspaths sont séricitisés, le quartz est nourri, les échardes de verre sont dévitrifiées. La biotite verte cristallise en amas, préférentiellement sur les galets de roches basiques, et ses cristaux augmentent de taille à mesure qu'on se rapproche du contact avec le granite. Les galets lithiques sont également transformés.

On peut donc affirmer que ces transformations sont dues au métamorphisme de contact provoqué par le granite d'Ifni.

2c) Les rhyolites

Dans les grès épicastiques, on observe des filons rhyolitiques qu'on retrouve en enclaves dans le granite. Dans les grès, ces roches ont gardé les caractères d'une rhyolite dévitrifiée, à mésostase cryptocristalline et à phénocristaux de quartz corrodé, et de feldspath

automorphe. En enclave dans le granite, le coeur est une rhyolite dévitrifiée à phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclase et de sanidine automorphes, inclus dans un fond recristallisé en fibres de quartz et de feldspath. La bordure des enclaves montre une matrice complètement recristallisée ; la structure devient microgrenue. La pegmatite graphique est fréquente, la biotite cristallise en amas.

La rhyolite, postérieure au grès, subit le même métamorphisme de contact que lui et cette transformation aboutit, au contact du granite, à la formation d'une roche microgranitique-granophyrique.

F - LE GRANITE DE MIRLEFT

1) Localisation

Il est situé au NW de la boutonnière. Il forme un massif allongé NNW-SSE, limité au Nord par la mer et passant par les localités de Mirleft et de Tirhratine. Un pointement granitique de même faciès affleure au Sud d'Arkount dans l'Assif Tarhia.

La longueur du massif granitique de Mirleft est de 11 km et sa largeur n'excède pas 1,5 km.

2) Relations avec les autres formations

A l'Ouest, il est en contact par faille avec les dolomies arko-siques de l'Adoudounien et à l'Est, il est intrusif dans les formations à silexites, les ignimbrites supérieures et les formations de la série de Tiguint.

3) Aspect du granite

C'est un granite rose à grands cristaux de feldspaths inclus dans une matrice à grain moyen, à nombreuses enclaves. Au microscope, il a un caractère hypovolcanique accusé ; le microcline et l'orthose, tous deux perthitiques et le quartz sont presque toujours en association pegmatitique graphique. On y observe également du plagioclase (dilogclase) de 5 à 6 mm et des amas de biotite verte à inclusions de zircon.

4) Les enclaves

- Les roches volcaniques acides

Les ignimbrites et les rhyolites traversées par le granite, présentent des phénocristaux de plagioclase, de feldspath alcalin (orthose ou sanidine) séricitisés. La matrice est complètement recristallisée. La recristallisation se présente sous la forme de sphérolites de dévitrification. Sur la bordure des quartz corrodés, la matrice cristallise en fibres quartzo-feldspathiques perpendiculaires aux faces des cristaux. La biotite verte cristallise en amas ou bien dans les fissures.

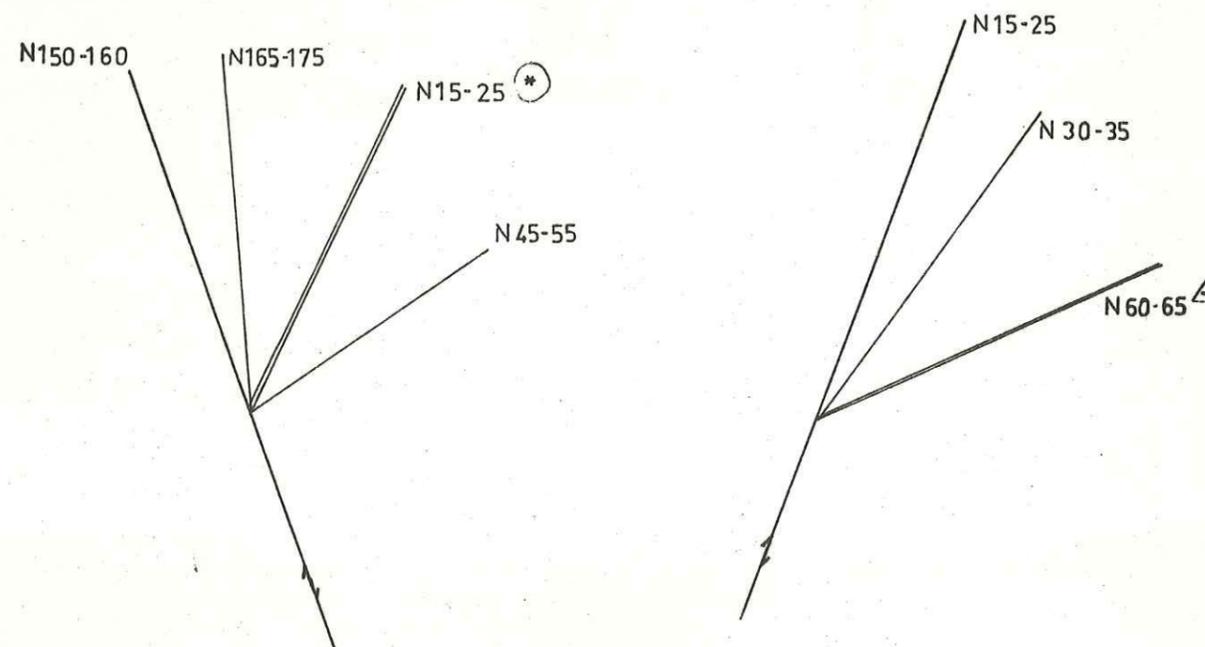
- Les roches volcano-sédimentaires

Parmi les roches volcano-sédimentaires en enclaves, certaines sont complètement transformées en séricite, muscovite de moins d'un millimètre, chlorite en amas ou dispersée dans la roche. La grande concentration de la chlorite donne une couleur verte à la roche.

5) Tectonique et intrusions filoniennes

Comme ailleurs, la fracturation est ici la seule manifestation tectonique observée. Le granite est limité par des failles N 160-170. Des filons de diabase surbiotitique ont une direction N 30 ; (fig. 4). Ils se sûrement mis en place dans les fentes d'ouverture liées aux décrochements N 160-170 dextres. Un autre système filonien de dolérite occupe les fentes d'ouverture N 60-75 du décrochement dextre N 30 ; (fig. 4). Ce deuxième décrochement lamine les diabases surbiotitiques. Lors de l'orogénèse hercynienne, les fractures N 30 jouent en décrochements sénestres, et oblitèrent toutes les autres fractures.

fig 4: FRACTURATION DU GRANITE DE MIRLEFT



* Direction des microgranites dans les fentes d'ouvertures

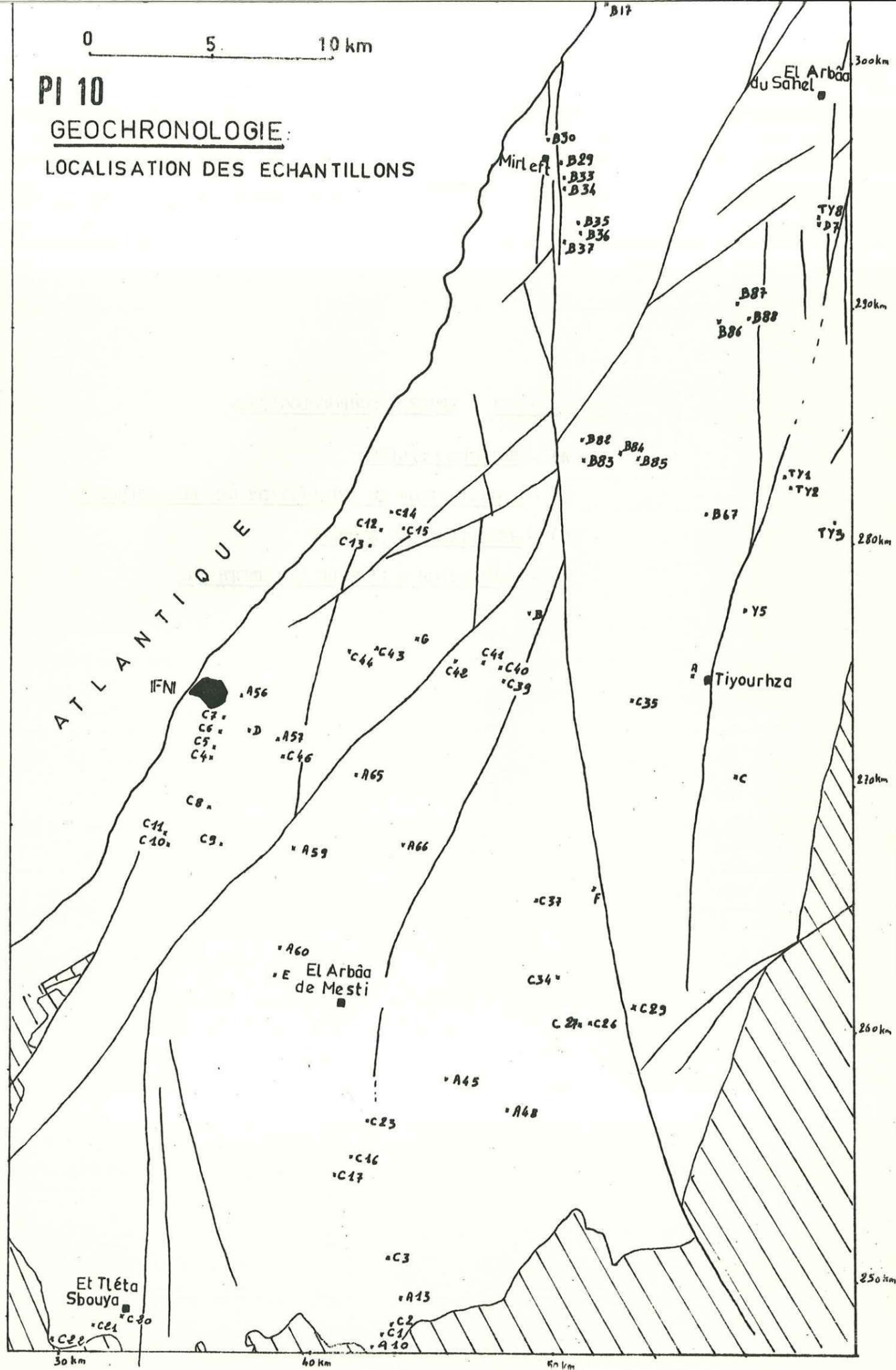
△ " des roches vertes " " "

Chapitre III : ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

- A) - METHODE UTILISEE
- B) - LOCALISATION ET REPARTITION DES ECHANTILLONS
- C) - RESULTATS DES MESURES
- D) - CONCLUSION A L'ETUDE RADIOMETRIQUE

0 5 10 km

PI 10
GEOCHRONOLOGIE:
LOCALISATION DES ECHANTILLONS



III - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

A part les nouvelles analyses faites sur les échantillons du granite d'Alouzad (Y5, TY1, TY2, TY3 et TY8), toutes les autres ont déjà été interprétées par F. Benziane ; mais cette interprétation s'est trouvée faussée par les erreurs d'attribution de terrains et par la non-observation de certains contacts comme il a été rappelé en Introduction (cf. Introduction C4). Par conséquent, l'interprétation des résultats radiométriques sera reprise dans ce qui suit en tenant compte de la nouvelle chronologie géologique.

A/ - METHODE UTILISEE

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de géochronologie de Rabat par D. Tisserant, pour la plupart d'entre elles, et complétées par moi-même, sur un spectromètre de masse MS2 AEI pour analyses solides par la méthode Rb/Sr. La constante de désintégration utilisée pour les calculs est $Rb = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$, selon la méthode décrite par R. Charlot et al. (1970).

B/ - LOCALISATION ET REPARTITION DES ECHANTILLONS

(Voir carte ; planche 10)

Les différents échantillons analysés se répartissent de la façon suivante :

a) les granites

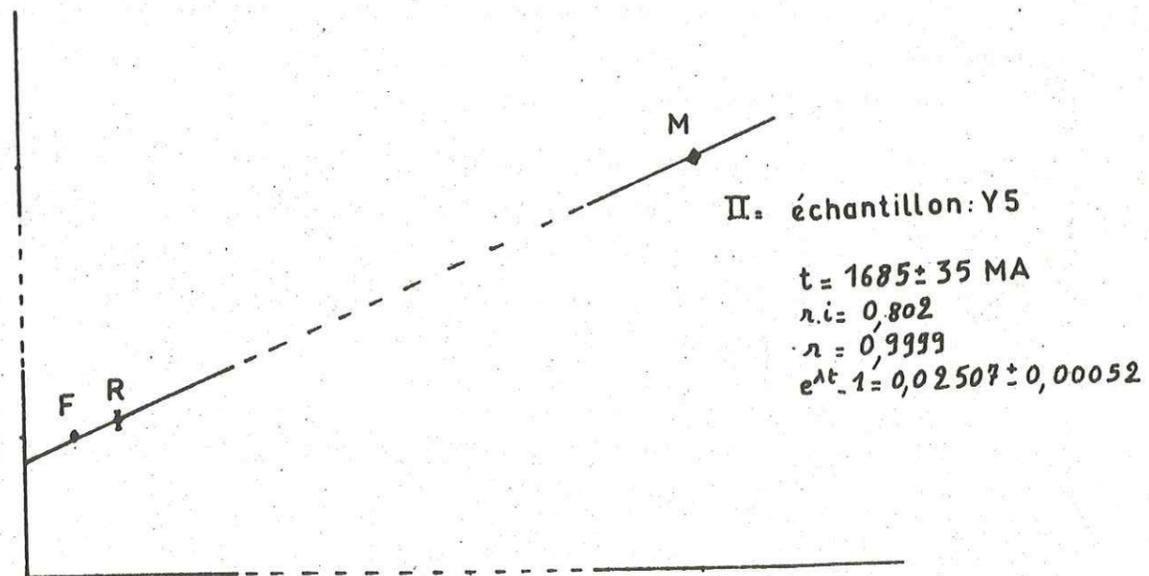
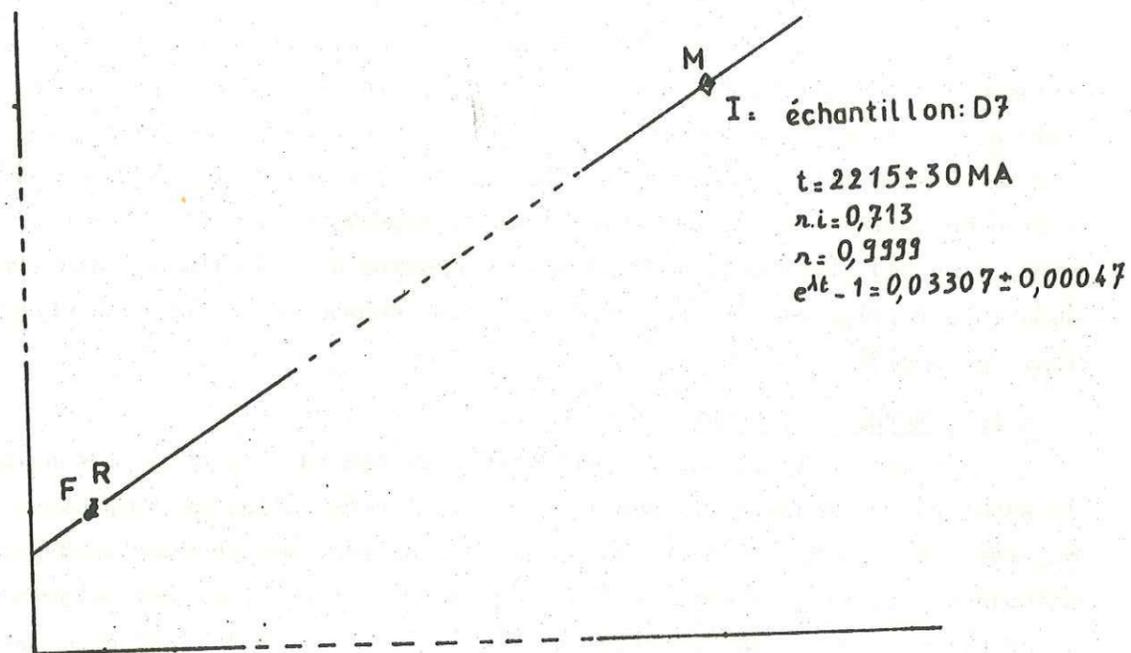
- granite d'Alouzad : 7 RT + 2 M + 2 FK *
- granite de Mesti : 11 RT + 2B + 2 FK
- granite d'Ifni : 4 RT + 1 F
- granite de Mirleft : 6 RT + 1 B + 1 FK
- granite de Taoulecht : 12 RT
- granite de Tiyourhza : 4 RT

b) les formations volcaniques et volcano-détritiques

- ignimbrites inférieures : 5 RT
- brèches ignimbritiques : 4 RT
- trachytes d'Ifni : 8 RT
- ignimbrites supérieures : 11 RT
- série volcanique basique : 3 RT

* RT = roche totale, M = muscovite, B = biotite, FK = feldspath potassique.

Granite d'ALOUZAD



c/ - RESULTATS DES MESURES

a) Le socle

- le granite d'Alouzad (Pl. 11)

Ce granite porphyroïde, à grain moyen en bordure, orienté et à enclaves de schistes, est recouvert par toutes les autres formations. Il est le seul à avoir été rééchantillonné. Les points obtenus sont très dispersés, ce qui donne un nuage de points dû à une réhomogénéisation isotopique incomplète. Deux échantillons (D7 et Y5) ont été analysés sur roche totale et minéraux. Les 2 isochrones sur RT et minéraux donnent les âges de 2 événements qui ont affecté le granite d'Alouzad :

- isochrone I. à 2215±30 MA avec un rapport initial de 0,713 ; cet âge peut être, au minimum, celui de la mise en place du granite d'Alouzad ;

- isochrone II. à 1685±35 MA avec un rapport initial de 0,802. Ce rapport élevé indique une réhomogénéisation isotopique. L'âge obtenu est celui des dernières intrusions granitiques P I et également celui de la stabilisation du craton ouest africain à la fin de l'orogénèse éburnéenne.

b) La couverture volcano-détritique et les granites qui lui sont associés

b1) le granite de Mesti (Pl. 12, Fig. 1)

Il métamorphose par contact la "série sédimentaire de base", tandis que les granites de Taoulecht et de Tiyourzha le recoupent et contiennent de nombreuses enclaves de nature variée. Là aussi, les points RT sont dispersés. On arrive également à tracer 2 droites qui ne correspondent pas à des parties individualisées du granite. Il est à noter que l'étude pétrographique de ce granite, faite par F. Benziane, indique une hétérogénéité de la composition qui va du faciès grano-dioritique au faciès calco-alcalin.

La droite I donne 675 ± 34 MA avec un rapport initial de 0,7157 indiquant un granite d'origine crustale.

La droite II donne 623 ± 34 MA avec un rapport initial de 0,7079 indiquant une origine infracrustale du granite.

Nous avons vu, en Introduction, que F. Benziane et moi-même avons attribué ce granite au Précambrien inférieur, faute d'avoir observé certains contacts. Nous avons vu de même, qu'il est intrusif dans la "série sédimentaire de base" ; donc, il ne peut lui être que postérieur.

fig 1: GRANITE DE MESTI

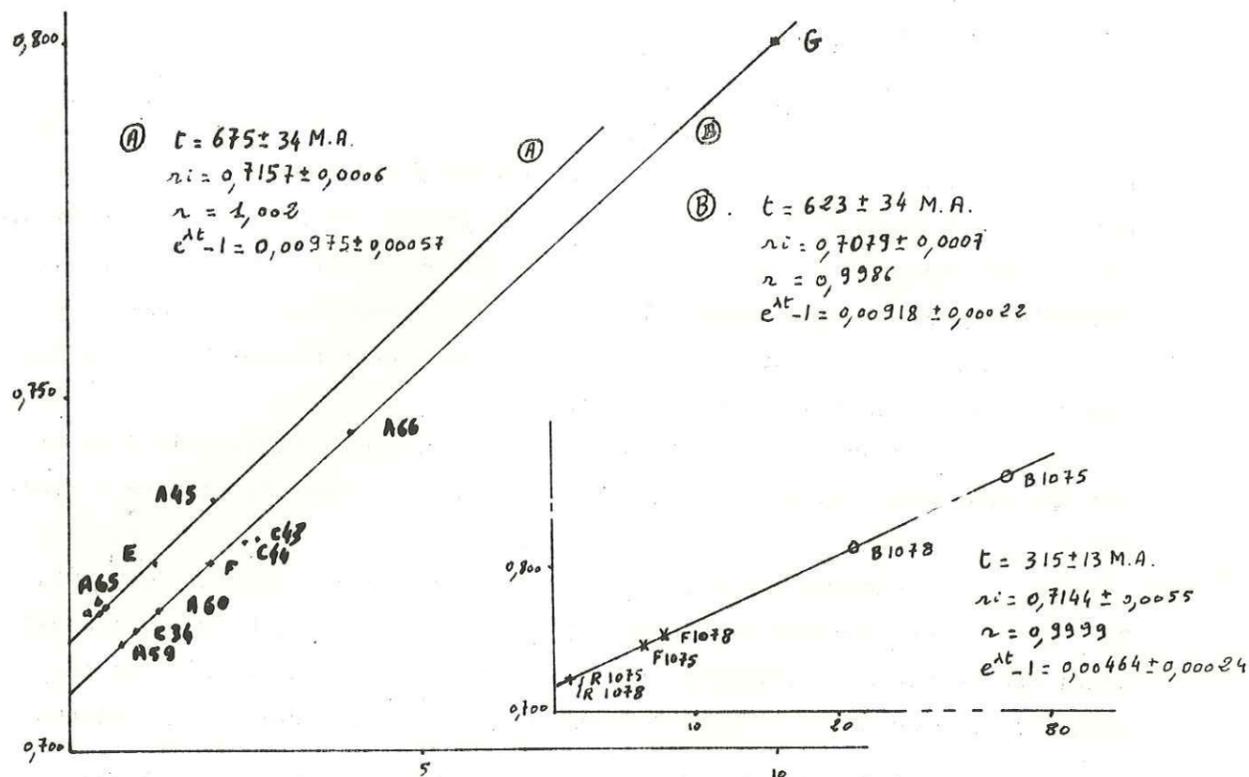
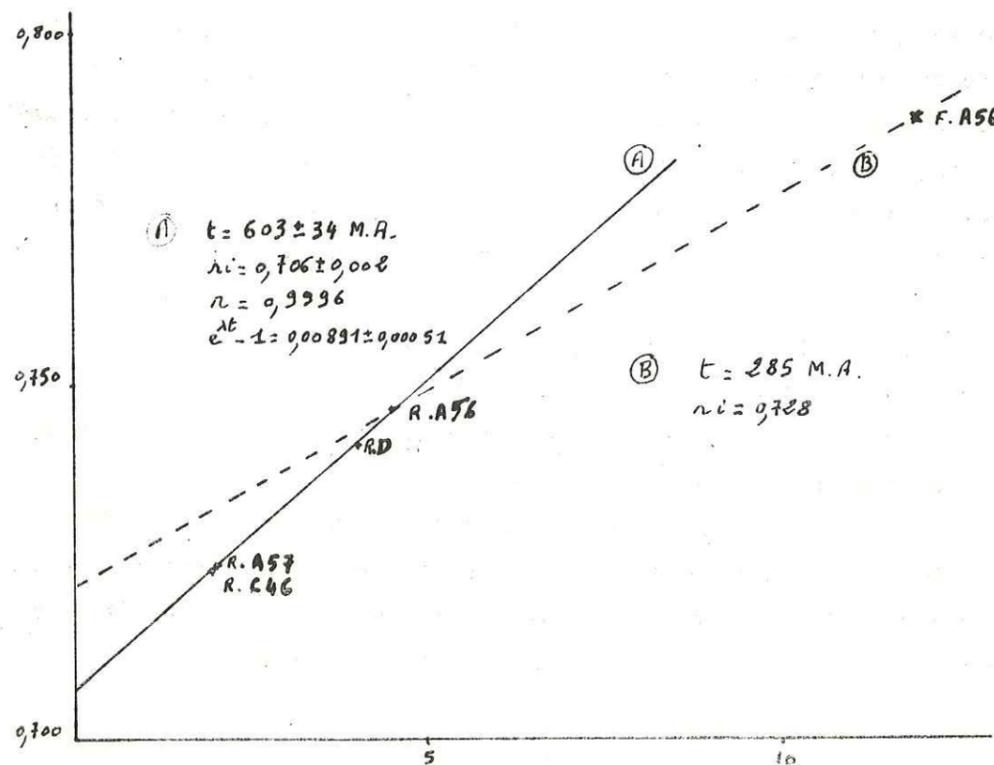


fig 2: GRANITE D'IFNI



Les deux alignements et les aspects pétrographiques différents du granite indiqueraient une première venue granitique calco-alcaline à 675 ± 34 MA et une 2ème venue grano-dioritique à 623 ± 34 MA.

Les minéraux des échantillons A 60 (1075) et C 34 (1078), tous deux situés sur l'isochrone à 623 ± 34 MA, s'alignent avec leurs RT sur une isochrone à 315 ± 13 MA avec un rapport initial de 0,7144 indiquant une réhomogénéisation isotopique lors de l'orogénèse hercynienne.

b2) Les ignimbrites inférieures (Pl. 13, fig. 1)

Elles recouvrent en concordance la série sédimentaire de base. Aucun contact avec le granite de Mesti, n'a été observé. Par contre, le granite d'Ifni les recoupe. Les brèches ignimbritiques, les trachytes d'Ifni, et le complexe à silixites reposent par dessus en concordance.

Les 5 RT analysées s'alignent très mal. On ne peut tracer qu'une droite moyenne à 637 ± 100 MA avec un rapport initial de $0,714 \pm 0,022$.

Cet âge ne peut donc être valable, vue la grande marge d'erreur.

b3) Le granite d'Ifni (Pl. 12, fig. 2)

Il est séparé du granite de Mesti par faille, mais intrusif dans la "série sédimentaire de base" et dans les ignimbrites inférieures.

Il s'agit d'une grano-diorite à enclaves de roches vertes, rhyolites et grès.

Les 4 RT s'alignent parfaitement sur une isochrone à 603 ± 34 MA avec un rapport initial de 0,706 qui indique, pour cette grano-diorite, une origine profonde. Il est difficile d'admettre avec ce rapport initial, une réhomogénéisation isotopique. Cet âge semble être celui de sa mise en place.

Les minéraux donnent un âge hercynien à 285 MA.

b4) Les brèches ignimbritiques (Pl. 13, fig. 2)

Elles reposent en concordance sur les ignimbrites inférieures. Elles ont une nature pétrographique, variée.

Le calcul d'âge permet de tracer une droite moyenne à 538 ± 122 MA avec un rapport initial de $0,702 \pm 0,011$, (aberrant pour des roches volcaniques relativement acides malgré leur variété de composition). Leur âge est entâché d'une grande erreur et ne peut donc être pris en considération.

fig 1: IGNIMBRITES INFÉRIEURES

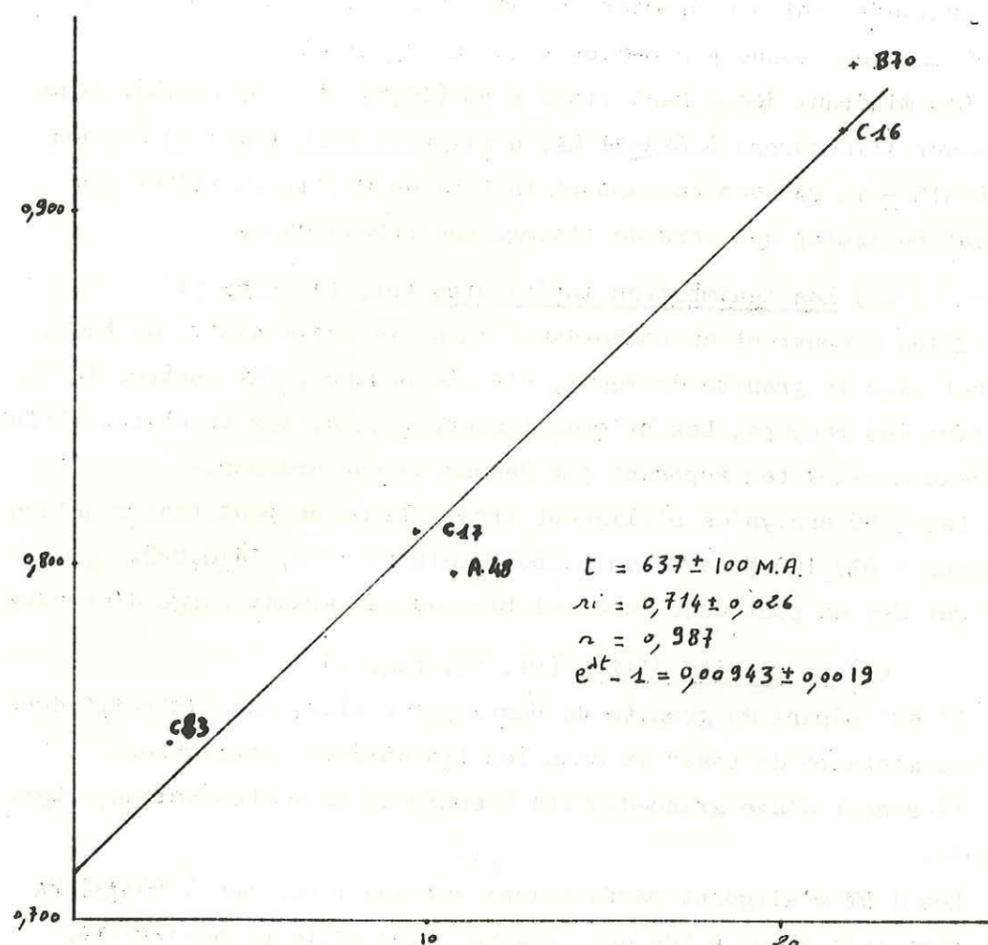
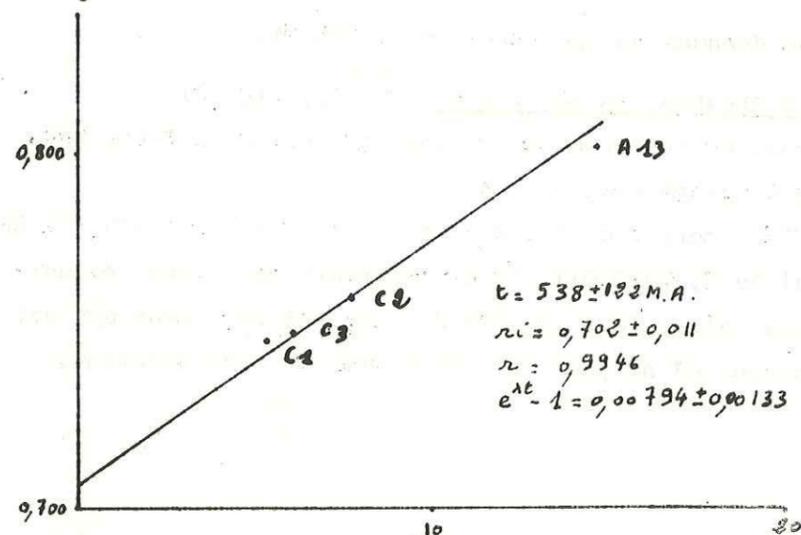


fig 2: BRECHES IGNIMBRITIQUES

b5) Les trachytes d'Ifni (Pl. 14, fig. 2)

Ils sont les équivalents latéraux des brèches ignimbritiques et du complexe à silexites.

Les 8 échantillons analysés s'alignent parfaitement sur une isochrone à 597 ± 21 MA avec un rapport initial de $0,710 \pm 0,002$. Cet âge semble être celui de leur mise en place.

Remarque : A l'origine, ces formations étaient confondues avec la série volcanique basique, ce qui donnait une aberration : le rapport initial égale à $0,710$ n'était pas conforme à une nature basique de ces roches, et surtout pas avec leur caractère pétrographique.

b6) Les ignimbrites supérieures (Pl. 14, fig. 1)

Elles reposent en concordance sur les brèches ignimbritiques et leurs équivalents latéraux ainsi que sur les grès quartziques. Elles sont recouvertes en concordance par la série de Tiguint et sans discordance apparente par la série volcanique basique et l'Adoudounien. Sur la route Mesti-Goulimine, près d'Ourhrâne, elles sont en contact par discordance de ravinement avec le conglomérat de base de l'Adoudounien. Leur contact avec le granite de Taoulecht n'a pas été bien observé pour trancher entre un contact de recouvrement ou un contact d'intrusion. Pour ma part, je pense que ce granite hypovolcanique est postérieur aux ignimbrites et que son intrusion s'est faite sous forme de laccolite. Le problème est équivalent pour le granite de Tiyourhza et les ignimbrites inférieures.

Les 11 échantillons ne s'alignent pas très bien ; on peut tracer une droite moyenne. L'âge calculé est de 630 ± 64 MA avec un rapport initial de $0,722 \pm 0,006$. Cet âge comporte une trop grande marge d'erreur et ne peut donc être valable.

Les ignimbrites supérieures donnent un âge plus ancien que celui des trachytes d'Ifni qu'elles recouvrent. Cependant la marge d'erreur est assez grande pour supposer que les trachytes et les ignimbrites supérieures se sont mis en place vers 600 MA.

b7) Le granite de Mirleft (Pl. 15, fig. 1 et 2)

Il est intrusif dans toutes les formations volcano-détritiques antérieures à la série volcanique basique. Pétrographiquement, il s'agit d'un granite très hétérogène. Ce granite se trouve dans un couloir tectonique où il est fortement broyé.

fig 1: IGNIMBRITES SUPERIEURES

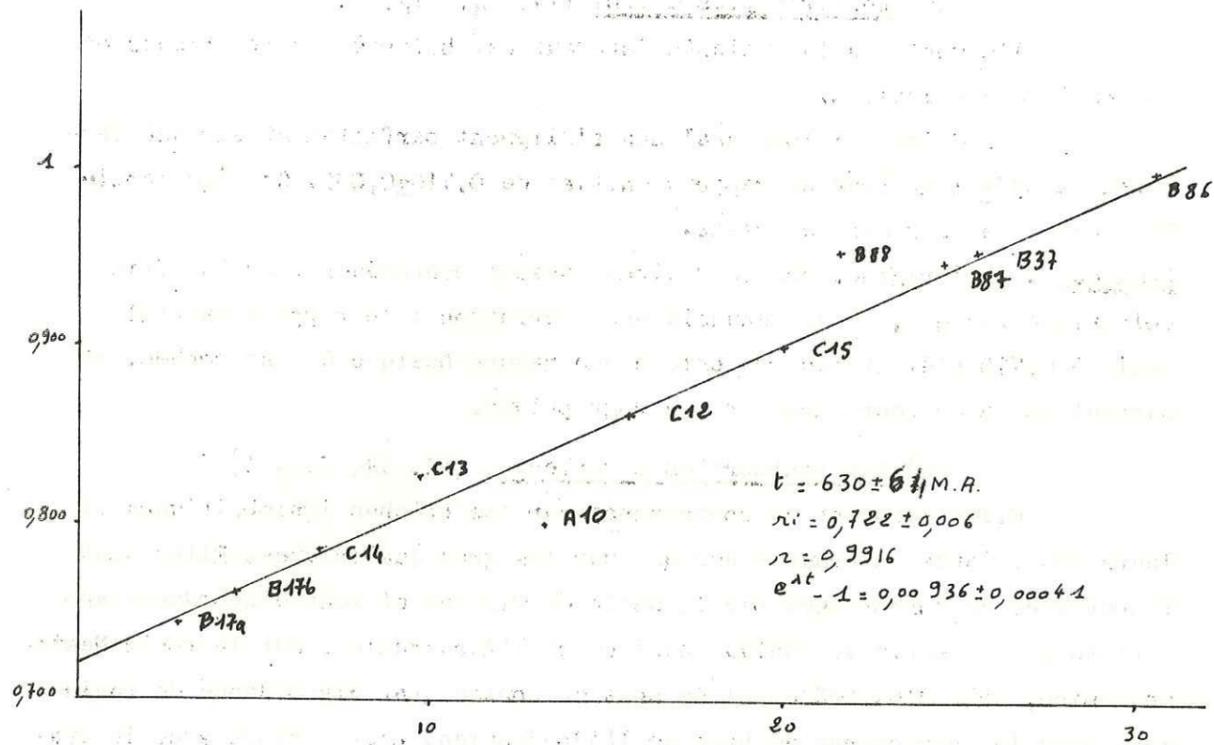


fig 2: TRACHYTES D'IFNI

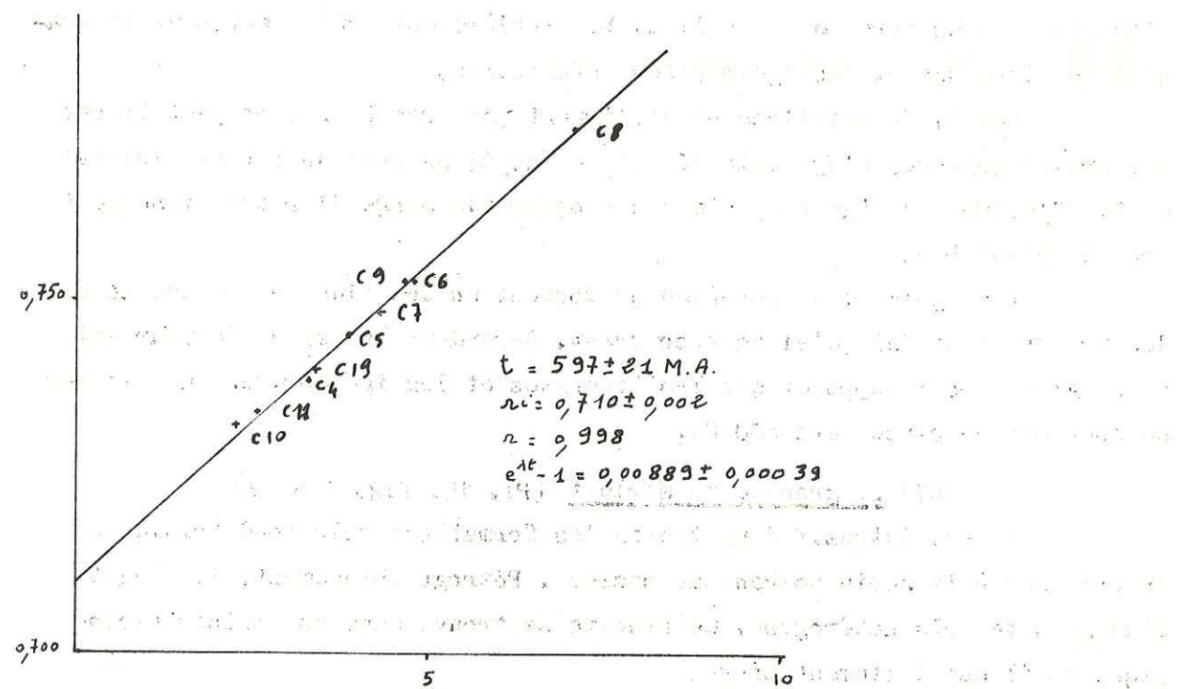


fig 4: GRANITE DE MIRLEFT

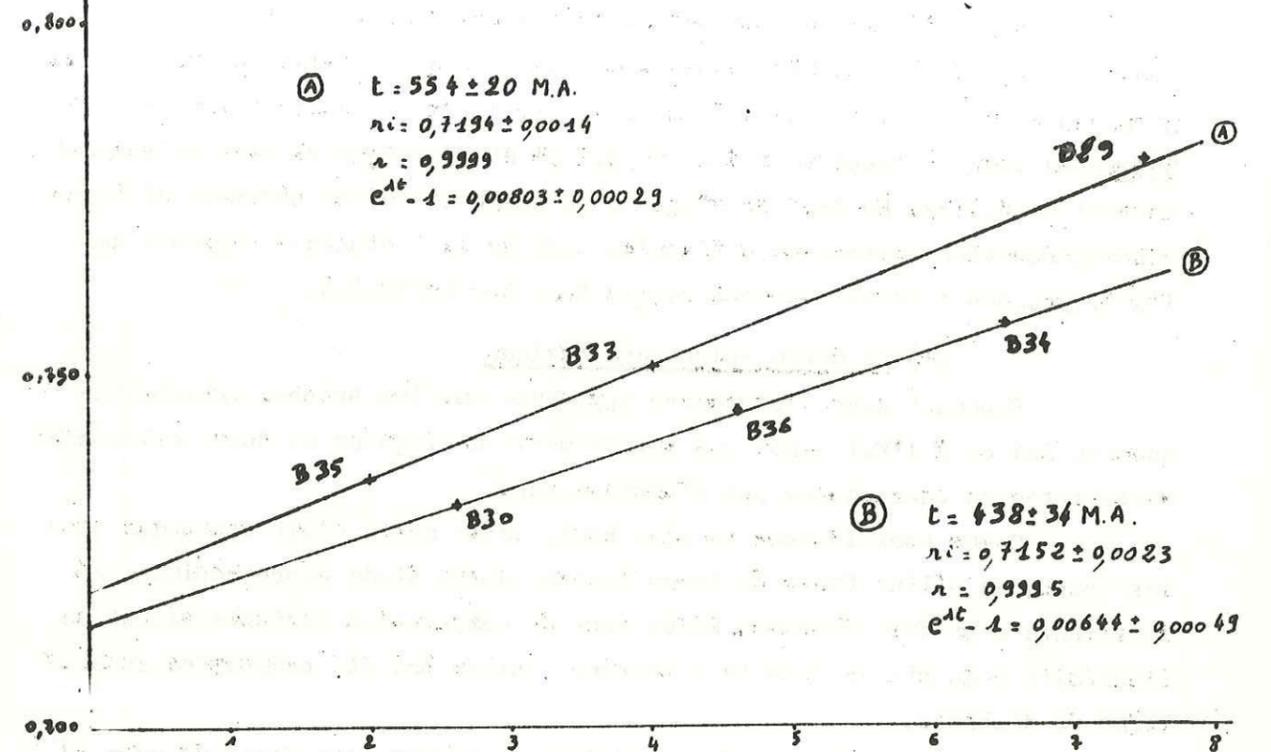
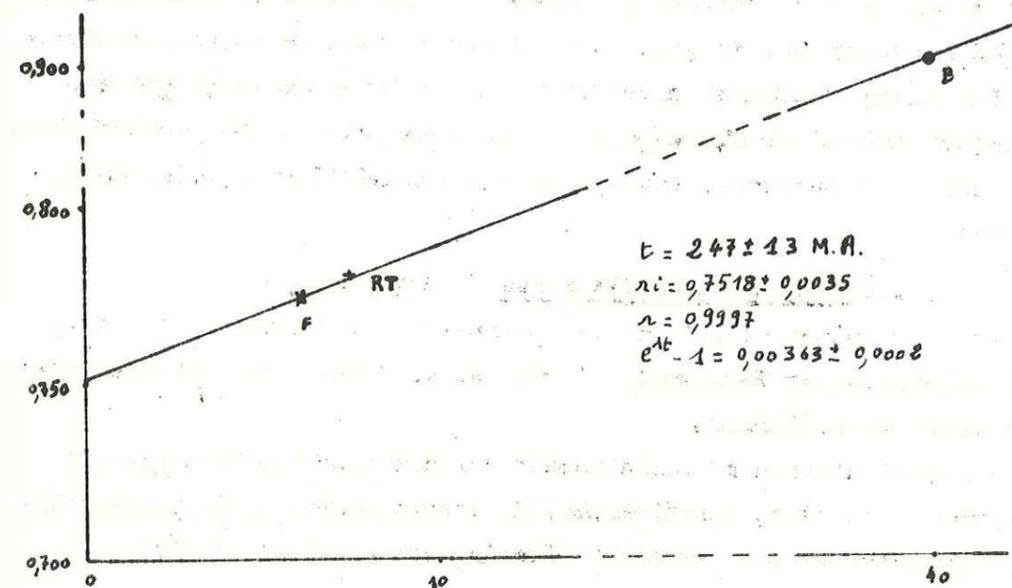


fig 2: B29: Minéraux + roche totale



Les 6 RT donnent des points très dispersés. Il a été tenté de tracer 2 droites à 3 points chacune. Ces dernières ne délimitent pas 2 zones géographiques distinctes dans le massif. Les 2 droites donnent les âges de 554 ± 20 MA avec un rapport initial de 0,7194 et de 438 ± 34 MA avec un rapport initial de 0,7152. En fait il s'agit d'un nuage de points sûrement dû à une réhomogénéisation isotopique hétérogène lors de la tectonique cassante qui l'a broyé. Ses minéraux donnent 247 ± 13 MA ; âge hercynien.

b8) La série volcanique basique

Reposant sans discordance apparente sur les brèches ignimbritiques au Sud et à l'Est ainsi que sur la série de Tiguint au Nord, elles sont recouvertes en concordance par l'Adoudounien.

Comme nous l'avons vu plus haut, cette série était confondue avec les trachytes d'Ifni faute de lames minces. Après étude microscopique, la différence a pu être établie. Elles sont de composition variable allant de l'andésite à quartz au basalte à olivine ; elles ont été regroupées sous le terme de diabases.

3 échantillons ont été pris dans la région d'Et Tleta Sbouya, au Sud de la Boutonnière. L'analyse des roches totales donne des rapports $87 \text{ Rb} / 86 \text{ Sr}$ et $87 \text{ Sr} / 86 \text{ Sr}$ très faibles et très proches pour les 3 échantillons. Ce fait rend impossible de tracer une isochrone à 3 points.

b9) Le granite de Taoulecht (Pl. 16, fig. 1)

Il s'agit d'un granite hypovolcanique micropegmatitique. La texture varie du centre aux bordures du massif ; il est grenu au centre et microgrenu sur les bordures. Ce granite est intrusif dans le granite de Mesti.

Les 10 RT s'alignent assez bien sur une isochrone à 575 ± 14 MA, avec un rapport initial de $0,7108 \pm 0,0024$. Le 11ème point a des rapports très élevés et sort de l'isochrone. Cet âge est vraisemblablement celui de sa mise en place.

b10) Le granite de Tiyourhza (Pl. 16, Fig. 2)

Il a les mêmes caractères pétrographiques et la même forme de gissement que le granite de Taoulecht. Il est intrusif dans les granites d'Alouzad, de Mesti et de Tirhit.

Les 4 RT s'alignent parfaitement sur une isochrone à 554 ± 20 MA avec un rapport initial de $0,7112 \pm 0,006$. En tenant compte de la marge d'erreur, ces 2 granites peuvent avoir le même âge entre 550 et 575 MA.

fig 1: GRANITE DE TAOULECHT

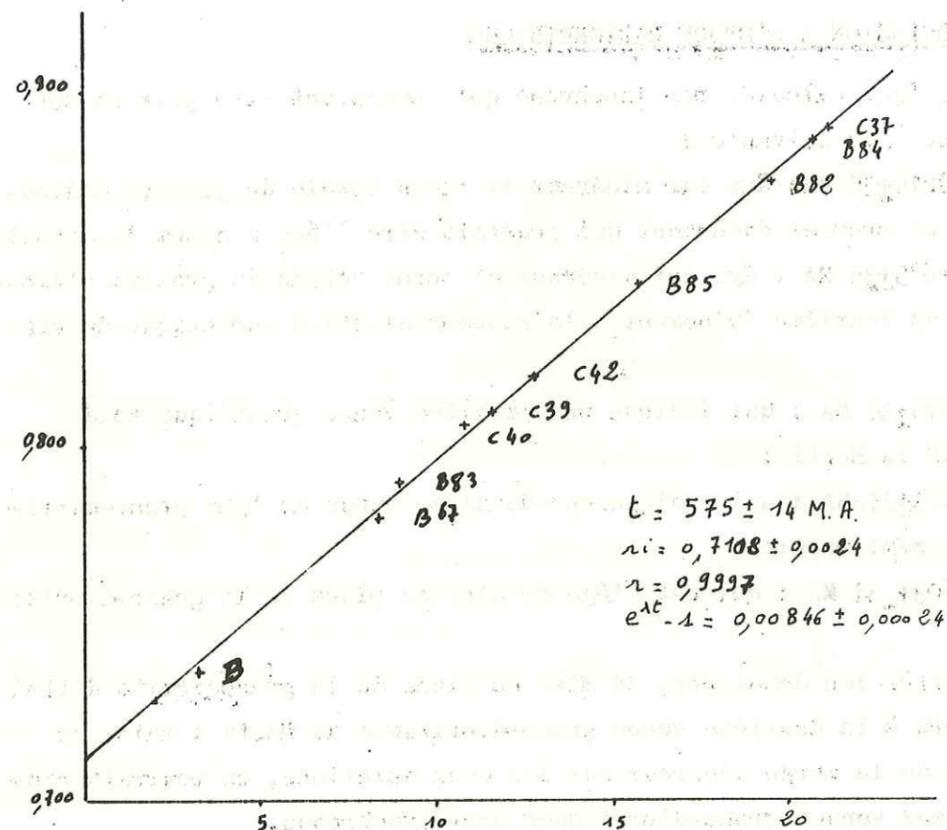
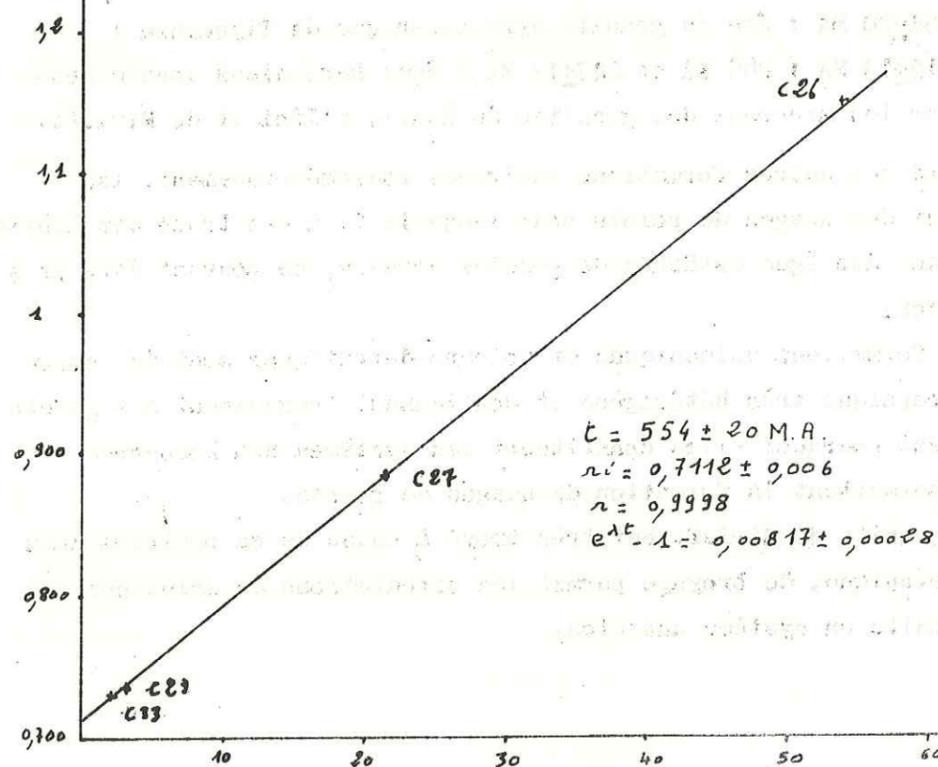


fig 2: GRANITE DE TIYOURHZA



D/ - CONCLUSION A L'ETUDE RADIOMETRIQUE

Les âges calculés par isochrone qui pourraient être pris en considération sont les suivants :

- 2215 \pm 30 MA : âge sur minéraux et roche totale du granite d'Alou-zad marquant un premier événement qui pourrait être l'âge minimum du granite;

- 1685 \pm 35 MA : âge sur minéraux et roche totale du granite d'Alou-zad marquant un deuxième événement : la réhomogénéisation isotopique du granite;

- 675 \pm 34 MA : qui indique une première venue granitique acide pour le massif de Mesti ;

- 623 \pm 34 MA : qui indique une deuxième venue de type grano-dioritique pour le même massif ;

- 603 \pm 34 MA : qui est l'âge de mise en place de la grano-diorite d'Ifni ;

D'après les datations, la mise en place de la granodiorite d'Ifni est postérieure à la deuxième venue grano-dioritique de Mesti ; mais, en tenant compte de la marge d'erreur sur les deux datations, on pourrait penser que ces deux venues grano-dioritiques sont synchrones.

- 597 \pm 21 MA : âge des trachytes d'Ifni ;

- 575 \pm 14 MA : âge du granite hypovolcanique de Taoulecht ;

- 554 \pm 20 MA : âge du granite hypovolcanique de Tiyourhza ;

- 315 \pm 13 MA : 285 MA et 247 \pm 13 MA : âges hercyniens donnés respectivement par les minéraux des granites de Mesti, d'Ifni et de Mirleft.

Quand aux autres formations analysées radiométriquement, les mesures donnent des nuages de points pour lesquels il a été tracé des droites moyennes donnant des âges entâchés de grandes erreurs, ne pouvant être pris en considération.

Les formations volcaniques et volcano-détritiques sont de composition pétrographique très hétérogène et contiennent fréquemment des galets lithiques. C'est pourquoi elles constituent des systèmes non homogènes et non clos qui permettent la formation de nuages de points.

Le granite de Mirleft est très broyé à cause de sa position dans un couloir tectonique. Ce broyage permet les circulations de solutions qui font de ce granite un système non clos.

Chapitre IV : CONCLUSIONS GENERALES

- A) - LITHOSTRATIGRAPHIE, TECTONIQUE ET DATATIONS RADIOMETRIQUES DU PRECAMBRIEN D'IFNI
- B) - COMPARAISON DE LA BOUTONNIERE D'IFNI A L'ANTI-ATLAS
- C) - LA BOUTONNIERE D'IFNI DANS L'OUEST AFRICAIN

IV - CONCLUSIONS GENERALES

L'étude géologique de la boutonnière a permis d'individualiser différentes unités détritiques, volcano-détritiques et volcaniques qui constituent le Précambrien supérieur d'Ifni et de préciser leurs relations avec les différents granites, déjà étudiés par F. Benziane. Les datations radiométriques de certaines formations localisent dans le temps les principaux événements qui se sont déroulés dans la boutonnière. A la lumière de ces données, on envisagera une comparaison avec le Précambrien de l'Anti-Atlas et de l'Ouest africain dont le massif d'Ifni fait partie.

A/ - LITHOSTRATIGRAPHIE, TECTONIQUE ET DATATIONS RADIOMETRIQUES
DU PRECAMBRIEN D'IFNI

L'absence de plissement ainsi que de discordance tectonique majeure ne permet pas la subdivision des terrains précambriens d'Ifni en différents ensembles relevant de cycles orogéniques distincts. Les seules manifestations tectoniques observées relèvent d'une tectonique cassante suivant deux directions principales, N 160 et N 20-30. Les deux familles de failles décrochantes ont formé des systèmes de horsts et grabens bordés par des flexures. Ces dernières s'observent également dans les dolomies adoudouniennes dans lesquelles se sont développés des couloirs de schistosité, surtout liés aux accidents N 20-30 ; ces manifestations tectoniques sont observables également dans le Paléozoïque et sont donc hercyniens.

L'étude pétrographique, les relations entre granites et formations volcaniques et sédimentaires, ainsi que la datation radiométrique ont permis d'établir de bas en haut, la succession suivante :

1) Le granite d'Alouzad

Il est recouvert par toutes les formations volcaniques et sédimentaires. Les granites du Sahel et de Tiyourhza le recourent respectivement au Nord et au Sud, tandis que le granite de Tirhit le borde à l'Ouest, le long d'une faille subméridienne.

Il s'agit d'un granite porphyroïde à muscovite, à rares biotites et à enclaves de schistes ainsi que de roches basiques. Les minéraux sont en moyenne orientés N 50. On observe également dans le granite des passées de type schisteux suivant cette direction.

L'analyse radiométrique de ce granite a donné un nuage de points, montrant une réhomogénéisation isotopique hétérogène. Deux échantillons analysés sur minéraux et roche totale donnent respectivement des âges de 2210 ± 35 MA et de 1685 ± 35 MA. Le plus ancien de ces chiffres indiquerait l'âge minimum du granite, tandis que 1685 ± 35 MA montre que le granite d'Alouzad a subi une réhomogénéisation partielle lors d'un événement qui coïncide avec la fin de l'orogénèse éburnéenne.

2) Le Complexe des Grès Quartziques

Sur le granite d'Alouzad repose, dans la région d'El Arbâa du Sahel au NE de la boutonnière, une série détritique, constituée de grès à matrice, de grès quartziques et de pélites gréseuses. Cette série, équivalent latéral du système des quartzites P II-II a été appelée "Complexe

des Grès Quartziques"; elle présente des figures de sédimentation, du type mud-cracks et ripple-marcks, indiquant un faciès côtier.

A El Arbâa du Sahel, le granite du Sahel est intrusif dans cette série et y développe une auréole de métamorphisme de contact dans le faciès cornéennes à albite et épidote. Les "Ignimbrites Supérieures" et l'Adoudounien reposent sur le Complexe des Grès Quartziques, en légère discordance cartographique.

La tectonique cassante qui a affecté le Complexe des Grès Quartziques, a formé des horsts et des grabens avant la mise en place des Ignimbrites Supérieures (cf. ch. I.A., § 5). Ces accidents ont rejoué à des époques ultérieures puisqu'ils affectent les Ignimbrites Supérieures et l'Adoudounien.

Postérieur au granite d'Alouzad (1685-2215 MA) et antérieur au granite de Mesti à 675 MA, le Complexe des Grès Quartziques se situe donc dans le Protérozoïque moyen ou supérieur. L'âge de sa sédimentation ne peut pas être apprécié; seule une limite supérieure à 675 MA peut-être envisagée.

3) La Série Sédimentaire de Base

Il s'agit d'une formation volcano-détritique constituée de conglomérats et de grès épicycliques à intercalations rhyolitiques. Dans le SE de la boutonnière, elle repose sur le granite d'Alouzad, tandis que dans le centre de la boutonnière, elle est traversée par les granites de Mesti et d'Ifni qui y développent un métamorphisme de contact dans le faciès cornéennes à albite et épidote. Les Ignimbrites Inférieures la recouvrent en concordance.

4) Les Ignimbrites Inférieures

Elles sont composées d'ignimbrites fluidales et d'ignimbrites à pyromérides qui montrent au microscope des structures de dévitrification. Concordantes sur la "Série Sédimentaire de Base" elle sont recouvertes, également en concordance, par les Brèches Ignimbritiques et leurs équivalents latéraux. Le granite d'Ifni y est intrusif.

Comme les Grès Quartziques, l'âge de la sédimentation de cet ensemble ne peut-être déterminé. Le granite de Mesti à 623 MA donne l'âge minimum pour ces formations.

5) Le granite de Mesti

Sa composition varie du faciès calco-alcalin au faciès grano-dioritique. Dans la coupe d'Ida ou Yagdel (la mieux étudiée), il est intrusif dans la Série Sédimentaire de Base qui est recouverte en concordance par les Ignimbrites Inférieures. Le granite de Mesti développe un métamorphisme de contact dans la Série Sédimentaire de Base. Dans le cas des Ignimbrites Inférieures, il est difficile de faire la différence entre la transformation due au métamorphisme thermique général qui affecte toutes les formations de la boutonnière et une transformation éventuelle due au granite de Mesti. Les contacts du granite de Mesti avec les Ignimbrites Inférieures n'ayant pas été bien observés ailleurs dans la boutonnière à cause de la couverture quaternaire, le problème de l'antériorité ou de la postériorité du granite de Mesti par rapport aux Ignimbrites Inférieures, reste posé.

Au N et à l'E, les granites hypovolcaniques de Taoulecht et de Tiyourhza recoupent le granite de Mesti qui est vers l'Ouest en contact par faille avec le granite d'Ifni. De ce granite, on peut rapprocher les granites du Sahel et de Tirhit à cause de leur composition calco-alcaline à grano-dioritique et de leur position par rapport aux granites de Taoulecht et de Tiyourhza.

La datation radiométrique du granite de Mesti effectuée sur roches totales donne deux droites. La première donne un âge à 675 ± 34 MA pour les échantillons à composition calco-alcaline et la deuxième donne un âge à 623 ± 34 MA pour les échantillons à composition grano-dioritique. Bien que la distinction n'ait pas pu être faite sur le terrain, les granites regroupés sous le terme granite de Mesti semble regrouper deux venues distinctes par leur âge et par leur composition.

6) La grano-diorite d'Ifni

Elle est intrusive dans la Série Sédimentaire de Base et dans les Ignimbrites Inférieures, mais, elle n'a aucun contact avec les Brèches Ignimbrtiques et leurs équivalents latéraux : les Trachytes d'Ifni et le Complexe à Silexites. Les Trachytes qui reposent à quelques mètres au-dessus de la grano-diorite d'Ifni n'ont pas subi de transformation par le métamorphisme de contact. Il y a donc eu un épisode érosion entre les Ignimbrites Inférieures et les Trachytes d'Ifni. Cette dernière formation et ses équivalents latéraux sont donc postérieurs à la grano-diorite d'Ifni.

La datation radiométrique de la grano-diorite d'Ifni donne une isochrone à 603 ± 34 MA pour les roches totales.

7) Les "Brèches Ignimbrtiques"

Il s'agit d'une formation très hétérogène, constituée de trachytes, de trachy-andésites, d'ignimbrites, de brèches et de grès épiciastiques. Elle repose localement, sur la piste El Arbâa de Mesti à Et Tléta Sbouya, sur les Ignimbrites Inférieures, par l'intermédiaire d'une série volcano-détritique: la série d'Otoul. Cette dernière a une épaisseur de l'ordre de 150 m à Sidi Ali Otoul et disparaît latéralement à l'Est et à l'Ouest. Ailleurs, les Brèches Ignimbrtiques reposent directement sur les Ignimbrites Inférieures.

Par leur position sur les Ignimbrites Inférieures et sous les Ignimbrites Supérieures, le Complexe à Silexites et les Trachytes d'Ifni constituent l'équivalent latéral des Brèches Ignimbrtiques. Le Complexe à Silexites est formé de brèches volcaniques, de rhyolites, de conglomérats, de grès épiciastiques et de cinérites. Les trachytes sont à sanidine.

Les Trachytes d'Ifni ont été datés radiométriquement et ont donné une isochrone à 597 ± 21 MA, confirmant l'hypothèse de l'antériorité de la grano-diorite d'Ifni par rapport aux trachytes d'Ifni, aux Brèches Ignimbrtiques et au Complexe à Silexites.

8) Les Ignimbrites Supérieures

Elles représentent la formation la plus répandue de la boutonnière. Les Ignimbrites Supérieures recouvrent en très légère discordance cartographique, le Complexe des Grès Quartziques et en concordance les formations volcano-détritiques citées précédemment. Elles sont recouvertes en concordance par la série de Tiguint tandis que l'Adoudounien repose par dessus soit en concordance, soit comme à Ourhrâne, par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement.

Postérieures au granite de Mesti et débutant par les Trachytes, ces formations se sont mises en place après 597 MA. Les granites hypovolcaniques à 575 MA permettent de fixer l'âge minimum de leur sommet.

9) La série de Tiguint

Il s'agit d'une série volcano-détritique qui affleure au NE de Mirleft. Elle est constituée de conglomérats à gros éléments, de grès volcaniques épiciastiques alternant avec des coulées rhyolitiques. La Série Volcanique Basique repose par dessus en concordance au Nord de l'oued Tiguint.

10) Le granite de Mirleft

Il se présente en une amande allongée N-S passant par Mirleft, au NW de la boutonnière. Très diaclasé et mylonitisé, il est bordé à l'E et à l'W par deux failles orientées N 170. Le feldspath et le quartz de ce granite se présentent toujours en association pegmatitique. Il recoupe les Ignimbrites Supérieures et la série de Tiguint. On trouve dans le granite des enclaves provenant de ces deux formations volcaniques et volcano-détritiques.

11) La série Volcanique Basique

Elle affleure sur les bordure sud, sud-est et nord de la boutonnière. Elle est composée de roches allant de l'andésite à quartz au basalte à olivine. Recouverte en concordance par la série de base de l'Adoudounien, la Série Volcanique Basique repose également en concordance sur les Brèches Ignimbritiques au Sud et au SW et sur la série de Tiguint au Nord.

12) L'Adoudounien

Il débute par un conglomérat à éléments de granite, d'ignimbrite, de trachyte, etc... et à ciment volcanique, de 0 à 50 m de puissance. Ensuite, vient la série de base constituée de grès et schistes à influence volcanique ainsi que de dolomie. Sur la série de base reposent les dolomies et arkoses des "Calcaires Inférieurs". La formation des "Calcaires Inférieurs" devient de plus en plus dolomitique quand on monte dans la série, avant de passer aux dolomies de la série Lie de vin. Les puissances estimées dans l'Adoudounien sont :

- 0 à 50 m pour le conglomérat de base,
- 100 m pour la série de base,
- 900 à 1000 m pour les "Calcaires Inférieurs",
- 400 m pour la série Lie de vin.

13) Le granite de Taoulecht

Il s'agit d'un granite à caractères hypovolcaniques francs, à structure micropegmatitique. Son chapeau volcanique n'a pas été différencié des Ignimbrites Supérieures. Il est intrusif dans les granites de Mesti et de Tirhit.

La datation radiométrique effectuée sur des roches totales de ce granite a donné une isochrone à 575±14 MA. Cet âge est très proche de

l'âge de la base du Cambrien : 570 MA. Il faudrait donc admettre que durant le dépôt des dolomies adoudouniennes, ce granite s'est mis en place avec son cortège rhyolitique, à la base du Géorgien. La présence d'échardes de verre et de quartz dans les formations de la série de base de l'Adoudounien, les "arkoses" (épiciastites à matrice dolomitique) et dans les grès fins rapportés à la série Lie de vin de la région de Mirleft, témoignerait en faveur de cette hypothèse.

14) Le granite de Tiyourhza

Il a les mêmes caractères que le granite de Taoulecht avec lequel, il est en contact par faille N 160. Il est intrusif dans les granites d'Alouza, de Mesti et de Tirhit. Sa datation radiométrique donne une isochrone sur roches totales à 554±20 MA, âge Cambrien. Comme pour le granite de Taoulecht, il faut admettre également la mise en place de ce granite durant le Cambrien.

La présence d'éléments volcaniques pyroclastiques (échardes de verre et de quartz, etc...) dans les formations de l'Adoudounien et dans les grès terminaux du Géorgien, permet de penser qu'il y avait une activité volcanique durant cette période. Cette activité volcanique serait liée aux granites hypovolcaniques de Taoulecht et de Tiyourhza. Elle se serait faite dans la boutonnière tandis qu'à sa périphérie se déposaient les formations sédimentaires schisto-dolomitiques de l'Adoudounien et du Géorgien. Les grès épiciastiques (arkose) à ciment dolomitique et les schistes à éléments pyroclastiques constituent des passages entre les formations volcaniques et sédimentaires.

Tableau : Lithostratigraphie des terrains de la boutonnière d'Ifni.

Formations volcaniques et sédimentaires	Granites	Age (MA)
base du Cambrien	Tiyourhza	554±20 570
Adoudounien sup.	Taculecht.....	575±14
" inf.		
Série Volc. Basique		
	Mirleft	
Série de Tiguint		
Ignimbrites Supérieures		
Brèches Ignimbristiques,		
Complexe à Silexites, Tra-		
chytes d'Ifni		597±21
	Ifni.....	603±34
	Sahel, Tirhit, Mesti.....	(623±34 et (675±34
Ignimbrites Inférieures		
Série Sédimentaire de Base		
Complexe des Grès Quartziques		
	Alouzad (minéraux+RT)	1685 ± 35
	Alouzad (")	2210 ± 30

B/ - COMPARAISON DE LA BOUTONNIERE D'IFNI A L'ANTI-ATLAS

Nous avons vu dans le chapitre introduction que la boutonnière d'Ifni présente certaines particularités par rapport aux autres boutonnières de l'Anti-Atlas. Je vais maintenant tenter de comparer les observations faites à Ifni avec les données géologiques de l'Anti-Atlas, en m'appuyant sur les études pétrographique, lithostratigraphique, tectonique et géochronologique.

1) Le Précambrien ancien = Protérozoïque inférieur.

Il est représenté à Ifni par le granite d'Alouzad qui contient quelques enclaves de schistes. Sa datation radiométrique nous donne deux âges sur minéraux et roche totale à 2210±30 MA et 1685± 35 MA. De nombreux granites de l'Anti-Atlas, intrusifs dans un socle schisto-gneissique et gréseux plissé, donnent des âges radiométriques compris entre les deux datations du granite d'Alouzad. Ces granites se répartissent comme suit :

- le granite de Tahala daté à 1920± 40 MA,
- le granite du Tazeroualt daté à 1905± 25 MA,

Ces deux granites sont intrusifs dans les schistes du Précambrien ancien ou P I du Kerdous (Protérozoïque inférieur)

- le granite d'Azguemerzi daté à 1865± 25 MA,
- le granite de Tazenakht daté à 1735± 15 MA,

Ces deux granites sont intrusifs dans les gneiss P I des Zenaga.

- les granites d'Aïn Tamoussift et d'Aouinet n'Aït Oussa

datés à 1895± 20 MA,

- le granite de l'Oued Chaïba daté à 1640± 32 MA.

Ces trois granites sont intrusifs dans les grès et schistes P I du Bas Draa.

2) Du Protérozoïque moyen (?) à supérieur au Cambrien

Comme il a été signalé dans le paragraphe A, l'absence de plissement et de discordance tectonique majeure ne permet pas de subdiviser les séries postérieures au granite d'Alouzad en différents cycles orogéniques. Une comparaison unité par unité s'avère nécessaire.

2a) Le Complexe des Grès Quartziques

Il est de faible épaisseur, non plissé et aucune discordance ne le sépare des formations qui suivent. Quand on se déplace d'Ifni vers l'Anti-Atlas central, l'étage des quartzites ou P II-II augmente d'épaisseur devient

de plus en plus plissé et les formations volcano-sédimentaires qui lui font suite sont discordantes par dessus.

2b) L'ensemble volcano-détritique

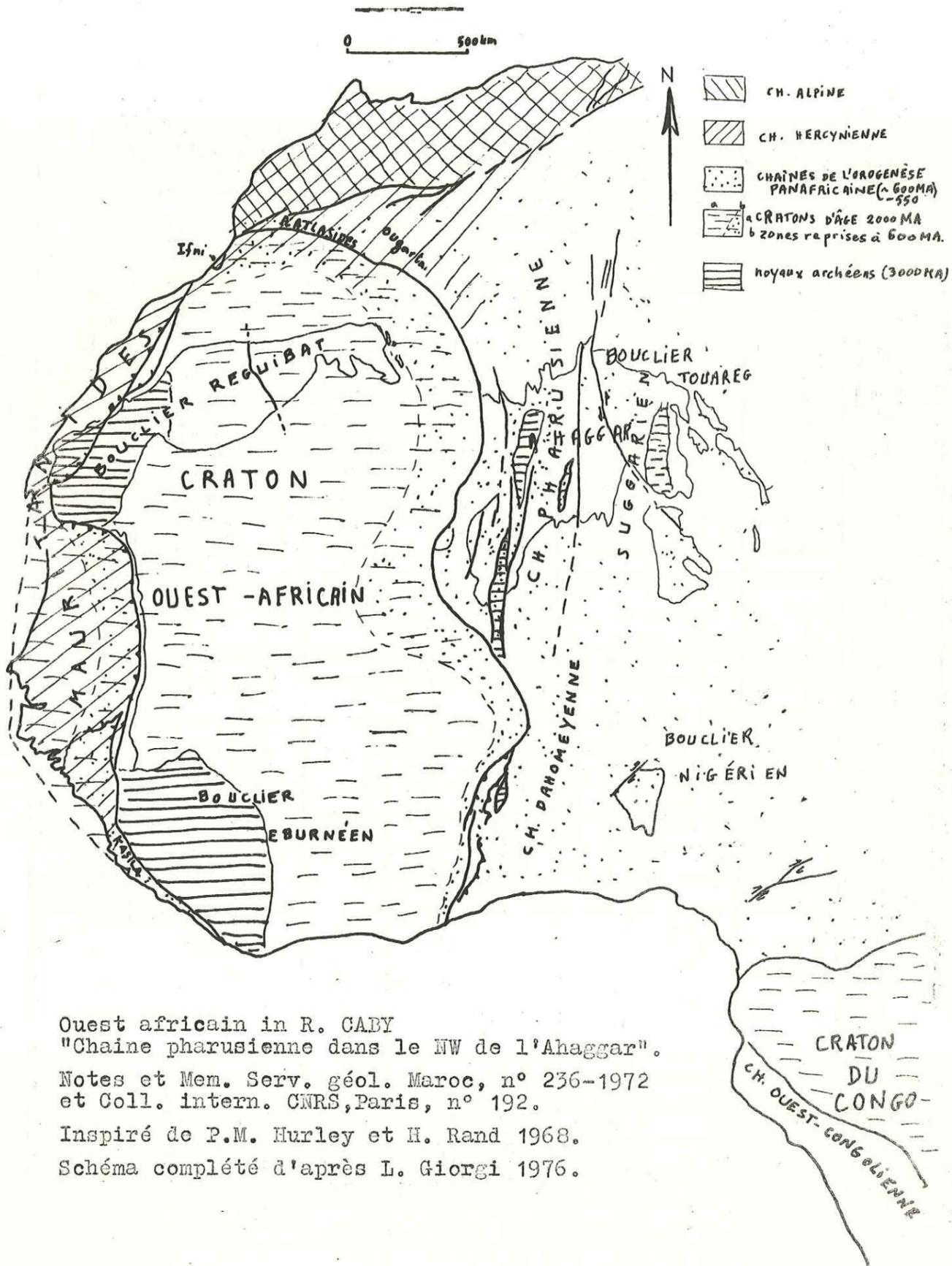
Les formations volcaniques et volcano-détritiques comprises entre l'étage des quartzites et l'Adoudounien, forment une série continue qui repose en concordance sur le complexe des grès quartziques et qui est recouverte en concordance par l'Adoudounien dans la boutonnière d'Ifni. En allant d'Ifni vers le NE, soit vers le Kerdous, le Siroua et Bou-Azzer, des discordances apparaissent et se généralisent entre d'une part, le Complexe des Quartzites et la base de la série volcano-sédimentaire, d'autre part entre la base et le sommet de la série volcano-sédimentaire. Les déformations qui caractérisent ces discordances évoluent également de la simple flexure locale en bordure des horsts et grabens au système de plis droits ou déversés et généralisés. A ces deux discordances correspond à Ifni, d'une part, une tectonique en horsts et grabens propre au Complexe des Grès Quartziques et d'autre part, une surface d'érosion antérieure aux Trachytes d'Ifni.

La limite supérieure de la base de l'ensemble volcano-détritique (P II-III), est datée à Ifni par le granite de Mesti à 675 ± 34 MA et dans le Siroua, par la grano-diorite du Siroua à 680 ± 35 MA. La datation de la grano-diorite d'Ifni à 603 ± 34 MA, nous donne l'âge de la limite inférieure de la surface d'érosion au sein de l'ensemble volcano-détritique et la datation des Trachytes d'Ifni à 597 ± 21 MA, nous en donne la limite supérieure. Ce deuxième âge est également celui de la base du sommet de l'ensemble volcano-détritique (P III). La datation U/Pb des rhyolites de Quarzazate (P III) donne 585 MA. Des granites hypovolcaniques qui recoupent l'ensemble volcano-détritique, donnent des âges à la base du Cambrien ou franchement Cambrien. Il s'agit des granites de Taoulecht daté à 575 ± 14 MA, de Tiyournza daté à 554 ± 20 MA dans la boutonnière d'Ifni et des granites de Tafraout daté à 530 ± 10 MA, d'Ida ou Cougmar daté à 522 ± 10 MA, dans la boutonnière du Kerdous.

Ces âges panafricains nous montrent que les effets de l'orogénèse panafricaine diminuent d'importance d'Est en Ouest dans l'Anti-Atlas; en effet, le plissement intense de l'étage des quartzites (P II-II) et de la base de l'ensemble volcano-détritique (P II-III) à Bou Azzer, passe à des flexures locales dans le Kerdous et disparaît à Ifni.

Tableau : Stratigraphie du Précambrien d'Ifni et de l'Anti-Atlas

Etages et cycles	I f n i	Anti - Atlas	Âges (MA)
Cambrien		granite d'Ida ou Cougmar	522 ± 10
		granite de Tafraout	530 ± 10
		granite de Tiyourhza	554 ± 20
Précambrien:	Adoudounien:	granite de Toulecht	570
		dolomies et schistes	575 ± 14
terminal	P III	Série Volcanique Basique	585 ± 20
		Série de Tiguint	585 ± 35
		Ignimbrites Supérieures	597 ± 2
		Trachytes d'Ifni	
-----érosion-----discordance			
Précambrien:	P II-III	grano-diorite d'Ifni	603 ± 34
		granite de Mesti (2 ^o venue)	623 ± 34
		granite de Mesti (1 ^o venue)	675 ± 34
supérieur		grano-diorite du Siroua	680 ± 35
		série d'Anzi et de Tiddiline	
Précambrien:	P II-II	discordance	
		quartzites, schistes, calcaires à stromatolites.	
moyen ?		série basique à ultrabasique	
		discordance majeure	
Précambrien:	P I	granite Oued Chaïba	1640 ± 32
		réhomogénéisation isotopique du granite d'Alouza	
ancien		granite de Tazenakht	1685 ± 35
		granite d'Azguemerzi	1735 ± 15
		granite d'Aïn Tamoussift	1865 ± 25
		granite de Tazeroualt	1895 ± 20
		granite de Tahala	1905 ± 15
		grès, schistes et gneiss	1920 ± 40
			2210 ± 30



Ouest africain in R. CABY
 "Chaine pharusienne dans le NW de l'Ahaggar".
 Notes et Mem. Serv. géol. Maroc, n° 236-1972
 et Coll. intern. CNRS, Paris, n° 192.
 Inspiré de P.M. Hurley et H. Rand 1968.
 Schéma complété d'après L. Giorgi 1976.

C/ - LA BOUTONNIERE D'IFNI DANS L'OUEST AFRICAIN

La boutonnière d'Ifni est située sur la bordure NNW du craton ouest africain. Une comparaison des événements géologiques qui se sont déroulés à Ifni et dans l'Ouest africain, me paraît intéressante pour les corrélations du Précambrien.

1) Le socle

1a) l'Archéen (2700-3000 MA)

Il a été individualisé dans l'In Ouzzal (Ahaggar), au Libéria-Sierra Leone et dans la dorsale des Réguibat où il est constitué de gneiss, de granulites, de granites, de quartzites et de charnokites. A Ifni et dans l'Anti-Atlas, on ne connaît pas d'Archéen.

2b) Le Protérozoïque inférieur.

Le granite d'Alouzad (2210±30 MA) à Ifni et la granitisation du P I schisto-gneissique (1700-2000 MA) dans l'Anti-Atlas correspondent à la granitisation éburnéenne (1700-2000 MA) de la série du Tassendjanet à 2050 MA (C. J. Allegre et R. Caby 1968, 1971) dans l'Ahaggar, des schistes birrimiens à 2000 MA (M. Bonhomme 1962) au Niger, etc... Une discordance majeure sépare les formations granitisées à l'Eburnéen des séries archéennes.

Le craton ouest africain se stabilise à 1700 MA (J. Sougy 1973), à la fin de l'orogénèse éburnéenne.

2) Les couvertures

Sur le craton stabilisé à 1700 MA, reposent en discordance des couvertures de plateforme qui vont se plisser, à des époques différentes, dans la zone mobile en bordure du craton stable (J. Sougy 1973). Ces couvertures sont les suivantes :

- la première est constituée principalement par des quartzites, des grès, des schistes et des calcaires à stromatolites associés à des séries basiques à ultrabasiques par endroits (série à stromatolites dans l'Ouest Ahaggar, série du Hank des Eglab, grès et quartzites du bassin voltaïen, série d'Oti du Togo-Ghana, quartzites, schistes et calcaires à stromatolites de l'Anti-Atlas, Complexe des Grès Quartziques d'Ifni, etc...)

- la deuxième couverture est surtout volcano-détritique (série verte dans l'Ouest Ahaggar, série du Pendjari au Dahomey-Togo, série d'Anzi et série de Tiddiline dans l'Anti-Atlas, base du complexe volcano-sédimentaire à Ifni, etc...)

- la troisième couverture volcano-sédimentaire et sédimentaire à dépôts glaciaires est infracambrienne et paléozoïque (série pourprée dans l'Ouest Ahaggar, série de la tillite et Paléozoïque en Mauritanie, série de Ouarzazate, Adoudounien et Paléozoïque dans l'Anti-Atlas, formations supérieures du complexe volcano-sédimentaire, Adoudounien et Paléozoïque à Ifni, etc...).

Les deux premières couvertures vont se plisser à l'orogénèse panafricaine (600 MA) sur la bordure est du craton ouest africain et dans l'Anti-Atlas central, mais à Ifni et sur la bordure occidentale du craton, elles ne sont pas plissées. J.C. Chiron (1973) signale la possibilité d'une tectonique panafricaine dans l'Arc Bakel-Moudjeria au Sud de la Mauritanie. La troisième couverture est plissée à l'orogénèse hercynienne sur les bordures septentrionale et occidentale du craton.

L'orogénèse Kibarienne à 1000 MA, n'a pas été individualisée dans l'Ouest africain. Dans l'Ouest Ahaggar, ce qui était attribué au Suggarien (1000 MA), n'est que le niveau structural profond de la chaîne pharusienne (600 MA) (R. Caby 1970).

Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaire de la boutonnière d'Ifni peuvent être rapportées aux Protérozoïques supérieur et terminal en se fondant sur les âges radiométriques. La datation proposée ici pour ces formations est en accord avec les données lithostratigraphiques et radiométriques déterminées sur la périphérie du craton ouest africain et plus particulièrement dans le bassin de Taoudéni. Ainsi, la boutonnière d'Ifni représente-t-elle pour le Protérozoïque supérieur, sur la bordure NW du craton ouest africain un jalon entre une zone ayant subi une tectonique panafricaine importante (Bou Azzer) et des domaines cratonisés comme le bassin de Taoudéni.

TABLEAUX DES MESURES

Le granite d'Alouzad

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr.10 ⁻⁶	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr	Age apparent MA
R.C	344	329,52	89,21	10,6932	1,069	
R. D7	430	292,25	92,84	9,1120	1,0228	
M. D7	432	1505,39	4,46	980,92	33,1546	2214±50
F. D7	431	423,48	141,53	8,6610	0,9973	
R. Y5	475	292,24	61,74	13,6993	1,102	
M. Y5	476	930,85	7,35	365,3976	9,9613	1700±50
F. Y5	477	339,59	140,89	7,0651	1,0173	
R. TY1	478	302,36	77,68	11,2712	1,0376	
R. TY2	479	27,20	95,61	8,2369	0,9994	
R. TY3	480	292,97	85,85	9,8810	0,9925	
R. TY8	481	304,109	95,86	9,1911	0,9462	

Les ignimbrites inférieures

Ech. n°	D.S.	Rb. 10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr	Age apparent MA
R. A48	369	162,21	43,93	10,6984	0,7910	
R. B70	375	220,38	27,55	23,9806	0,9437	
R. C16	376	280,50	37,50	21,6564	0,9217	
R. C17	396	179,20	54,11	9,5878	0,8112	
R. C23	389	84,45	90,11	2,7130	0,7494	

Le granite de Mesti

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age appa- rent MA
R. E	337	116,26	281,06	1,1980	0,7269	
R. F	352	179,42	262,01	1,9827	0,7281	
R. A45	360	155,13	219,91	2,0428	0,7357	
R. A 59	339	72,79	292,30	0,7209	0,7152	
R. A60	340	118,03	272,84	1,2528	0,7201	
F. A60	405	260,27	124,23	6,0658	0,7454	
B. A60	406	838,51	32,03	75,8861	1,0662	320±10
R. A65 a:	341	41,42	301,08	0,3985	0,7194	
R. A65b	342	44,38	290,70	0,4421	0,7202	
R. A66	343	223,38	168,93	3,8285	0,7453	
R. C34	379	82,95	260,86	0,9210	0,7170	
F. C34	407	164,91	63,14	7,5676	0,7545	
B. C34	408	493,32	68,36	20,9012	0,8159	347±15
R. G	348	162,50	46,63	10,0838	0,8006	615±20
R. C4.3	380	185,30	200,72	2,6736	0,7297	
R. C44	381	192,97	225,69	2,4752	0,7293	

Le granite d'Ifni

Ech. n°	D.S.	Rb. 10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age appa- rent MA
R.D	347	160,52	115,29	4,0324	0,7418	
R. A56	349	206,48	132,65	4,5057	0,7469	
F. A56	412	267,88	65,17	11,9072	0,7781	393±20
R. A57	350	167,42	242,11	2,0029	0,7244	
R. C46	364	175,85	255,99	1,9892	0,7240	

Les brèches ignimbrtiques

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age appa- rent MA
R. A13	384	175,59	34,54	14,7069	0,8202	
4. C1	403	160,04	86,17	5,3753	0,7475	
R. C2	397	165,95	62,12	7,7353	0,7596	
R. C3	378	143,80	69,41	5,9987	0,7500	

Les trachytes d'Ifni

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr.10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age app- rent MA
R. C4	389	119,20	101,50	3,4011	0,7397	
R. C5	400	133,13	99,59	3,8689	0,7452	
R. C6	390	124,92	75,48	4,7939	0,7524	
R. C7	391	163,44	110,26	4,2909	0,7480	
R. C8	411	235,70	96,70	7,0578	0,7741	
R. C9	401	129,69	80,86	4,6429	0,7525	
R. C10	402	153,02	193,66	2,2893	0,7321	
R. C11	392	96,06	107,47	2,5889	0,7340	

Les ignimbrites supérieures

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age appa- rent MA
R. A10	368	124,45	27,15	13,2516	0,8053	493±22
R. B86	385	243,49	23,15	30,5115	1,0008	647±20
R. B87	386	215,18	25,08	24,8617	0,9487	653±21
R. B88	413	198,67	26,49	21,7215	0,9554	
R. C12	371	178,03	33,08	15,5914	0,8611	661±26
R. C13	394	193,20	58,03	9,6401	0,8247	
R. C14	387	136,82	57,77	6,8585	0,7855	
R. C15	372	234,84	33,96	20,0288	0,9035	657±23
R. B17a	373	74,46	74,74	2,8454	0,7435	
R. B17b	374	88,34	58,01	4,4074	0,7593	
R. B37	388	170,95	19,50	25,4338	0,9561	658±20

Le granite de Mirleft

R. B29	365	157,35	60,51	7,5286	0,7799	638±32
F. B29	409	222,25	105,50	6,1000	0,7735	
R. B30	361	126,46	142,59	2,5686	0,7315	
B. B29	410	916,93	66,12	40,1532	0,8977	319±12
R. B33	398	118,95	85,95	4,0083	0,7513	
R. B34	399	138,34	64,12	6,5284	0,7570	498±30
R. B36	382	155,30	97,73	4,6000	0,7452	

Le granite de Taoulecht

Ech. n°	D.S.	Rb.10 ⁻⁶	Sr. 10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Age appa- rent MA
R. B	351	140,51	125,29	3,2468	0,7375	
R. C37	359	175,01	23,97	21,1185	0,8900	581±20
R. C39	353	189,49	47,09	11,6491	0,8105	590±24
R. C40	354	197,82	53,37	10,7238	0,8063	614±25
R. C41	355	379,56	7,34	149,7094	2,1292	643±19
R. C42	395	228,20	51,69	12,7749	0,8192	585±23
R. B67	377	175,57	60,48	8,3994	0,7800	572±19
R. B82	356	203,24	30,00	19,5917	0,8752	574±22
R. B83	357	171,73	54,88	9,0534	0,7888	597±27
R. B84	370	207,48	28,97	20,7362	0,8863	579±20
R. B85	358	185,53	34,03	15,7833	0,8460	588±20

Le granite de Tiyourhza

R. C26	345	183,74	9,83	53,9279	1,1528	558±17
R. C27	346	148,57	20,06	21,4159	0,8837	553± 22
R. C29	363	112,57	100,82	3,2346	0,7342	
R. C33	367	66,68	101,69	1,9986	0,7315	

La série volcanique basique

R. C20	383	28,41	591,08	0,1391	0,7127	
R. C21	393	178,87	714,19	0,7252	0,7169	
R. C22	394	20,67	589,89	0,1015	0,7177	

B I B L I O G R A P H I E

- AFFATON (P) - 1975 - Etude géologique et structurale du NW Dahamey, du N Togo et du SE de la Haute Volta, Thèse 3^o cycle - Marseille Saint Jérôme.
- ALLIA-MEDINA (M) - 1952 - El Precámbrico del Sahara meridional español, XIX^o Congrès Géol. Intern. Alger - fasci, n^o 20 pp. 73-74.
- AUBOIN (J), BROUSSE (R), LEHMAN (J.P) - 1968 - Précis de Géologie, t. 1. Pétrologie, Dunod ed Paris.
- AVRAMTSCHEV (L) - 1969 - Prospection et inventaire des minéralisations de la boutonnière d'Ifni - Rapport S.E.G.M, Agadir.
- BENZIANE (F) - 1974 - Pétrologie et géochronologie de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc) - Thèse 3^o cycle - Grenoble.
- BERTRAND (J.M.L) - 1972 - Remarques et hypothèses à propos de l'Ahaggar central et oriental. Notes et Mémoires. Serv. Géol. Maroc n^o 213. pp. 87-89.
- BONHOMME (M), PHILIBERT (J), ROQUES (M), VIALETTE (Y) - 1961 - Technique de la détermination des âges absolus par la méthode Rb/Sr au spectromètre de masse, source pour solide MS25. Coll. trav. Lab. Géol. et Min. Fac. Sci. Clermont, Série Doc. n^o 17.
- BONHOMME (M), VIALETTE (Y) - 1962 - Mode de calcul de l'erreur sur l'âge par la méthode Rb/Sr. Coll. intern. sur la datation au moyen des radio-isotopes-Athènes-19-23/03/1962.
- BOUDDA (A), CHOUBERT (G) - 1972 - Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc - C.R. Acad. Sci. Paris. Série D. pp. 5-7.
- BOUDDA (A), CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A) - 1974 - Note au sujet des "Grès terminaux" du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas et de la transgression du Cambrien moyen. C.R. Som. S.G.F. 1974.
- BOULADON (J), JOURAVSKY (G) - 1954 - Les ignimbrites du P. III de Tiouine et du Sud marocain. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n^o 120. pp. 19-24.

- BOURCART (J) - 1947 - Du Sous au Dra. Rev. Geog. Marocaine. n^o 2-3-4. Rabat.
- CABY (R) - 1970 - La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie), sa place dans l'orogénie du Précambrien Supérieur en Afrique - Thèse. Doc. Montpellier.
- CABY (R) - 1972 - Evolution préorogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara algérien); sa place dans l'orogénèse panafricaine en Afrique occidentale. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n^o 236. pp. 65-80.
- CABY (R), LEBLANC (M) - 1973 - L'orogénèse pan-africaine en bordure (Ahaggar occidental) et Nord (Anti-Atlas) du craton Ouest africain. 7^o Coll. Intern. Géol. Africaine, Firenze, Italia - Avril 1973. Trav. Lab. Sci. Terre. Saint Jérôme - Marseille, B n^o 11.
- CAMEN (L), CHOUBERT (G), DELHAL (J), LEDENT (D) - 1975 - Première donnée sur l'âge précambrien ancien de l'Anti-Atlas (Maroc) par la méthode Rb/Sr. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n^o 183. pp. 63-69.
- CHARLOT (R) - 1976 - Precambrian Research, 3 (1976) pp. 273-299. Elsevier Sci. Publishing. Company, Amsterdam.
- CHARLOT (R), CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), TISSERANT (D) - 1970 - Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc) Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. t. 30. n^o 225. pp. 99-134.
- CHEROTZKY (G) - 1963 - Lexique pétrographique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n^o 171.
- CHIRON (J.C.) - 1973 - La chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Moudjéria et le fleuve sénégal (Mauritanie). 7^o Coll. Intern. Géol. Africaine. Firenze, Italia, Avril 1973. Trav. Lab. Sci. Terre, Saint Jérôme, Marseille (B). n^o 11.
- CHIRON (J.C.) - 1974 - Etude géologique de la chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Mondjeria et le fleuve Sénégal (Mauritanie). Mém. BRGM n^o 84.

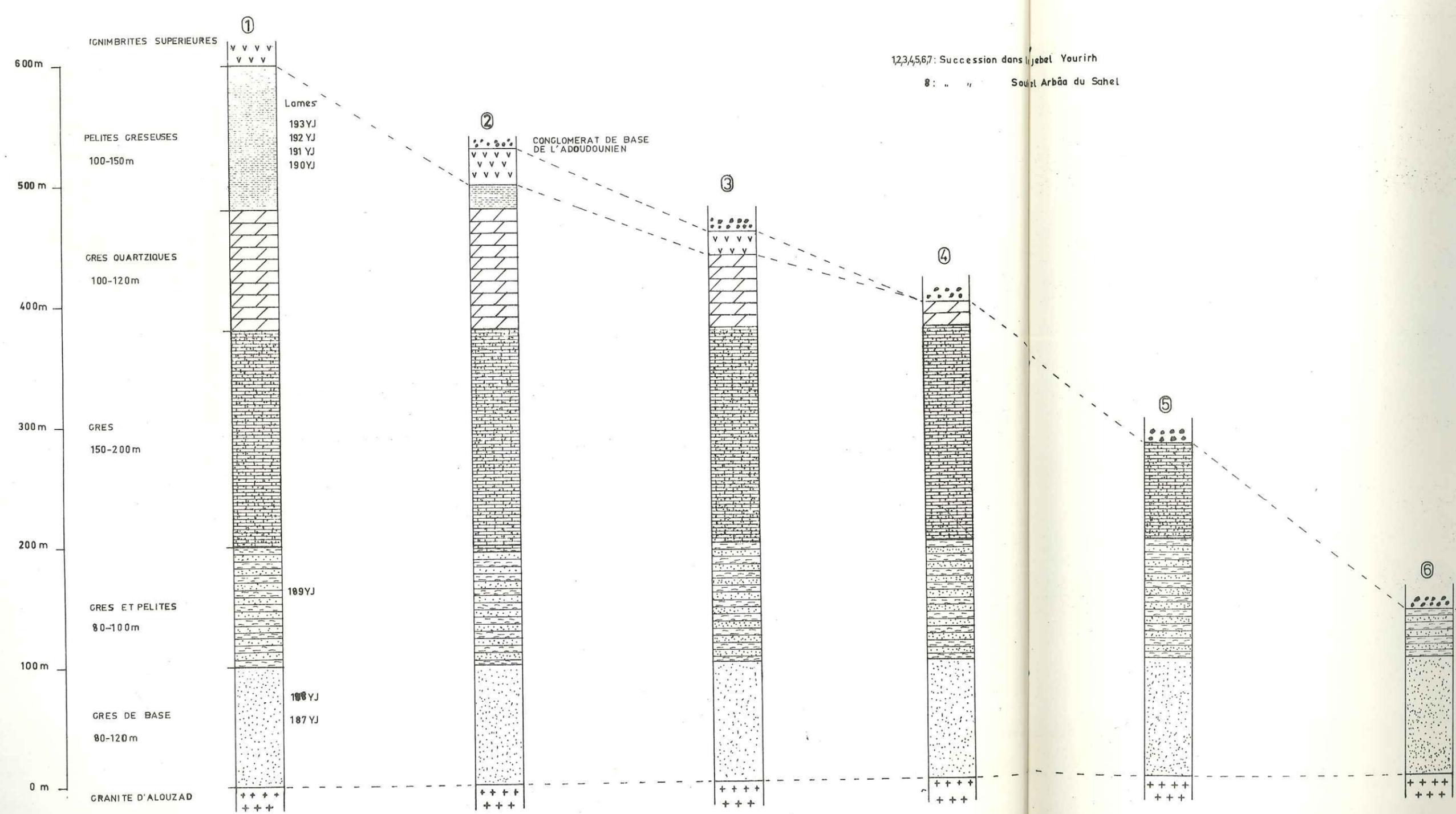
- CHOUBERT (G) - 1967 - Division du Précambrien, en particulier dans l'Anti-Atlas. - C. R. Somm. SGF. Paris.
- CHOUBERT (G) - 1963 - Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas t. 1. - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n° 162.
- CHOUBERT (G), BOUDDA (A), FAURE-MURET (A) - 1973 - Essai de chronologie du Précambrien supérieur du Sud marocain. C.R. Som. SGF. 1973. Paris.
- CHOUBERT (G), DIOURI (M), FAURE-MURET (A) - 1965 - Mesures géochronologiques récentes par la méthode A 40/K 40 au Maroc. Notes. Mém. Serv. Géol. n° 183. pp. 53-62.
- CHOUBERT (G), HOLLARD (H) - 1952 - Livret guide de l'excursion A 36 Anti-Atlas Occidental. XIX Congrès. Géol. Intern. 1952.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A) - 1956 - Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n° 134.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A) - 1972 - Au sujet des rajeunissements des âges isotopiques. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n° 236, pp. 145-170.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), CHARLOT (R) - 1968 - Le problème du Cambrien en Afrique NW. Revue. Géog. phys. et de Géol. Dyn. Vol. X, Fasci. 4 paris. pp. 289-310.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), HASSENFORDER (B), JEANNETTE (D) - 1974 - Nouvelle interprétation du Précambrien ancien de l'Anti-Atlas. C.R. Acad. Sci., Série D, t. 278 - pp. 2095-2098.
- CLIFFORD (T.N) - 1969 - Internal features of some orogenic belts of Africa. Time and place in Orogeny. pp. 285-287. Geol. Soc. of London. 1969.
- CLIFFORD (T.N.) - 1972 - The evolution of the crust of Africa. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc. n° 236 pp. 29-39.

- DUCROT (J), LEBLANC (M), LANCELOT (J) - 1976 - Datation U/Pb du Volcan du Jebel Boho (Anti-Atlas, Maroc), Problème de la limite Précambrien-Cambrien. 4° Réunion Annuelle des sci, de la Terre, Paris 13 -16/04/76.
- FAURE (G), POWELL (J.L) - 1972 - Strontium isotope Géology. Miner. Rocks inorg. Material. Springer - Verlag - Berlin - Heidelberg - New-York.
- FISHER (R.V.) - 1960 - Classification of volcanic breccias. Bull. Géol. Soc. America. Vol 71. pp. 973-982.
- FISHER (R.V) - 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc. America. Bull., V. 72, pp. 1409 - 1414.
- FURON (R). - 1964 - Termes stratigraphiques majeurs : Infracambrien. Lexique stratigraphique international. Vol. III CNRS - GAP. 1964.
- HASSENFORDER (B), JEANNETTE (D) - 1974 - Rapports entre le Précambrien supérieur et l'Infracambrien dans la boutonnière du Kerdous (Anti-Atlas occidental). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, serie D - 1974.
- HERNANDEZ - PACHECO (E et F), ALIA MEDINA (M), VIDAL Box (C), GUINEA LOPEZ (E) - 1949 - El Sahara espagnol. Estudio geologico, geographico y botanico. Instituto de estudios africanos - Madrid.
- JEANNETTE (D), SCHUMACHER (F) - 1976 - L'Infracambrien volcano-détritique de la bordure occidentale du massif du Siroua (Anti-Atlas central). C.R. Acad. Sci. Paris (. 282 - Série. D.
- JUNG (J) - 1958 - Précis de pétrographie. Ed. Masson et Cie PARIS.
- KENNEDY (W.Q) - 1964 - The structural différenciation of Africa in the pan-african(+500 m.y.) tectonic episode. 8 th. Ann. Report ou Sci. Results, Leeds; 1964.

- LEBLANC (M) - 1972 - Un complexe ophiolitique dans le P II de l'Anti-Atlas central (Maroc): description, interprétation et position stratigraphique.
Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc n° 236; pp. 119-144.
- LEBLANC (M) - 1975 - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer - Maroc).
Thèse Doc. Montpellier.
- MICHARD (A) - 1976 - Eléments de géologie marocaine.
Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc n° 252.
- MOODY (J. D.), HILL (M. J.) - 1956 - Wrench fault tectonics.
Bull. Geol. Soc. America; Vol. 67; pp. 1207-1246.
- NELTNER (L) - 1938 - Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas).
Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc n° 42.
- RAGUIN (E) - 1970 - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson et C^{ie}; Paris.
- RUHLAND (M) - 1973 - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux.
Sci. Geol. Bull., 26, 2-3, pp. 91-113, Strasbourg.
- 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 Mem. Serv. Géol. Maroc n° 236. pp. 113-118.
- SCHENK (P. E.) - 1971 - Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa and continental drift.
Canadian Journal of Earth Sci., 8, 1218.
- SOUGY(J) - 1972 - Etat des connaissances géologiques sur la partie mauritanienne de la dorsale des Réguibat précambrienne.
Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc n° 236.
- SOUGY (J) - 1973 - Evolution structurale de l'Ouest africain.
7^{ème} Coll. intern. Géol. africaine, Firenze, Italia; Avril 1973;
Trav. Lab. Sci. Terre, S^t Jérôme, Marseille (B) n° 11.

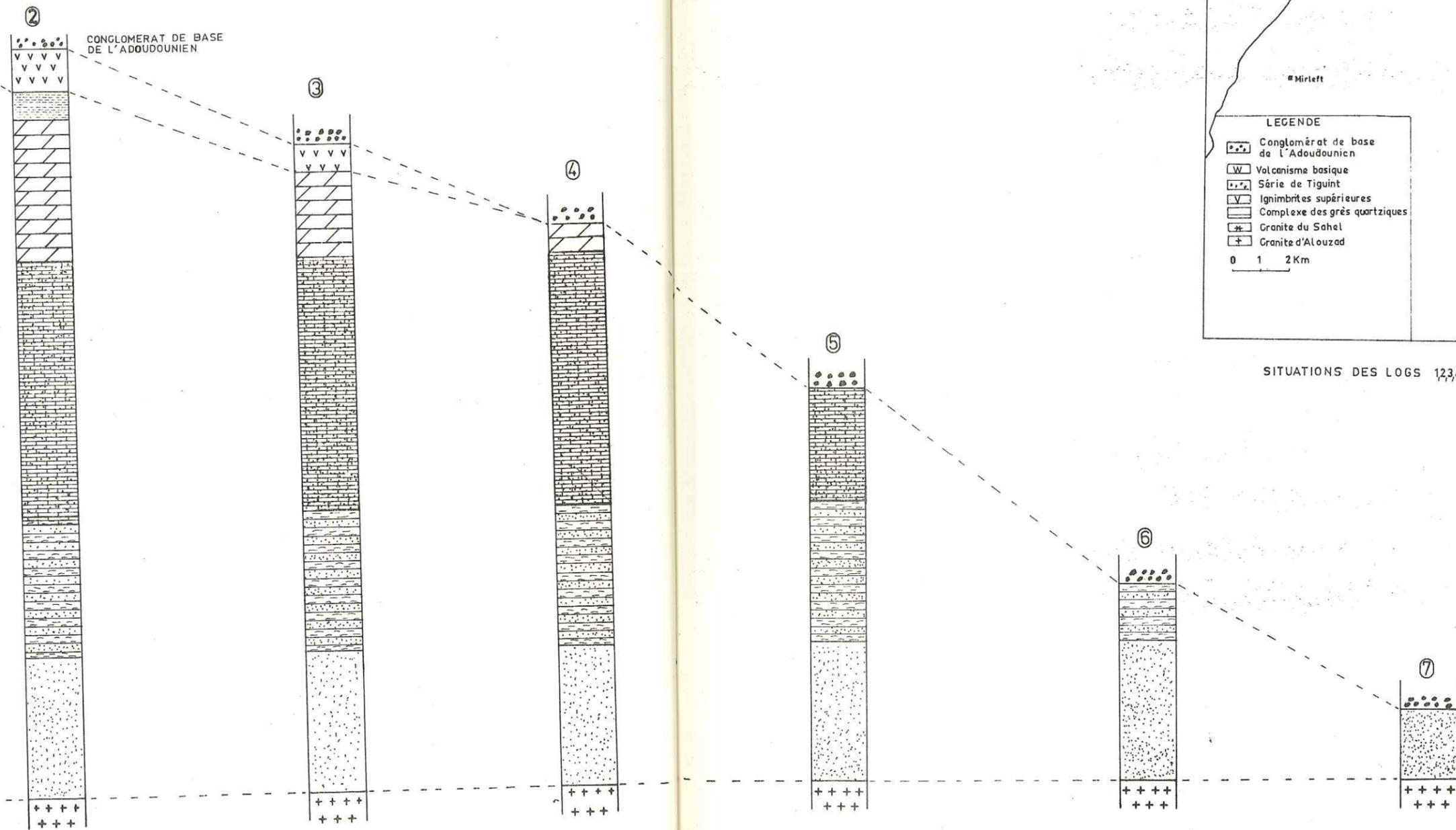
- TROMPETTE (R) - 1973 - Stratigraphie et sédimentologie du Précambrien et du Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (Afrique de l'Ouest), contribution à l'évolution structurale de l'Ouest africain. 7^{ème} Coll. Intern. Géol. africaine, Firenze, Italia, Avril 1973. Trav. Lab. Sci. Terre, S^t Jérôme, Marseille, B, n° 11.
- VACHETTE (M), ROCCI (C), SOUGY (J), CARON (J.P.H.), MARCHAND (J), SIMON (B), TEMPIER (C) - 1973 - Ages radiométriques Rb/Sr de 2000 à 1700 MA de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie).
7^{ème} Col. Intern. Géol. africaine, Firenze, Italia, Avril 1973.
Trav. Lab. Sci. Terre, S^t Jérôme, Marseille, B, n° 11.
- VINCENT (P. M.) - 1963 - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central.
Mem. B.R.G.M. n° 23; 1963.
- WINKLER (H.G.F.) - 1973 - La genèse des roches métamorphiques.
Ed. Ophrys GAP; 1973.
- Rapports annuels d'activité du Service de la Carte Géologique du Maroc; Rabat; 1966 à 1976.
Carte géologique du Maroc au 1/500.000, feuille Marrakech.

SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU PII-2: COMPLEXE DES GRES QUARTZIQUES

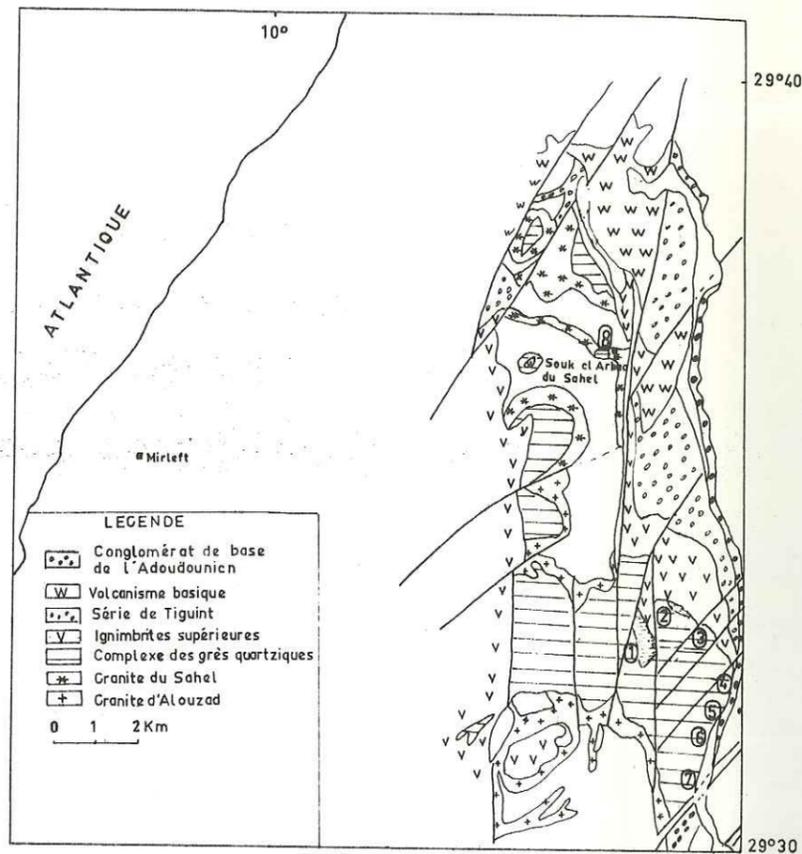


PROFIL LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU PII-2: COMPLEXE DES GRÈS QUARTZIQUES

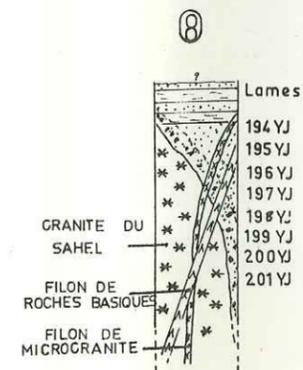
1,2,3,4,5,6,7: Succession dans le Jebel Yaurirh
 8: " " Souk el Arbâa du Sahel



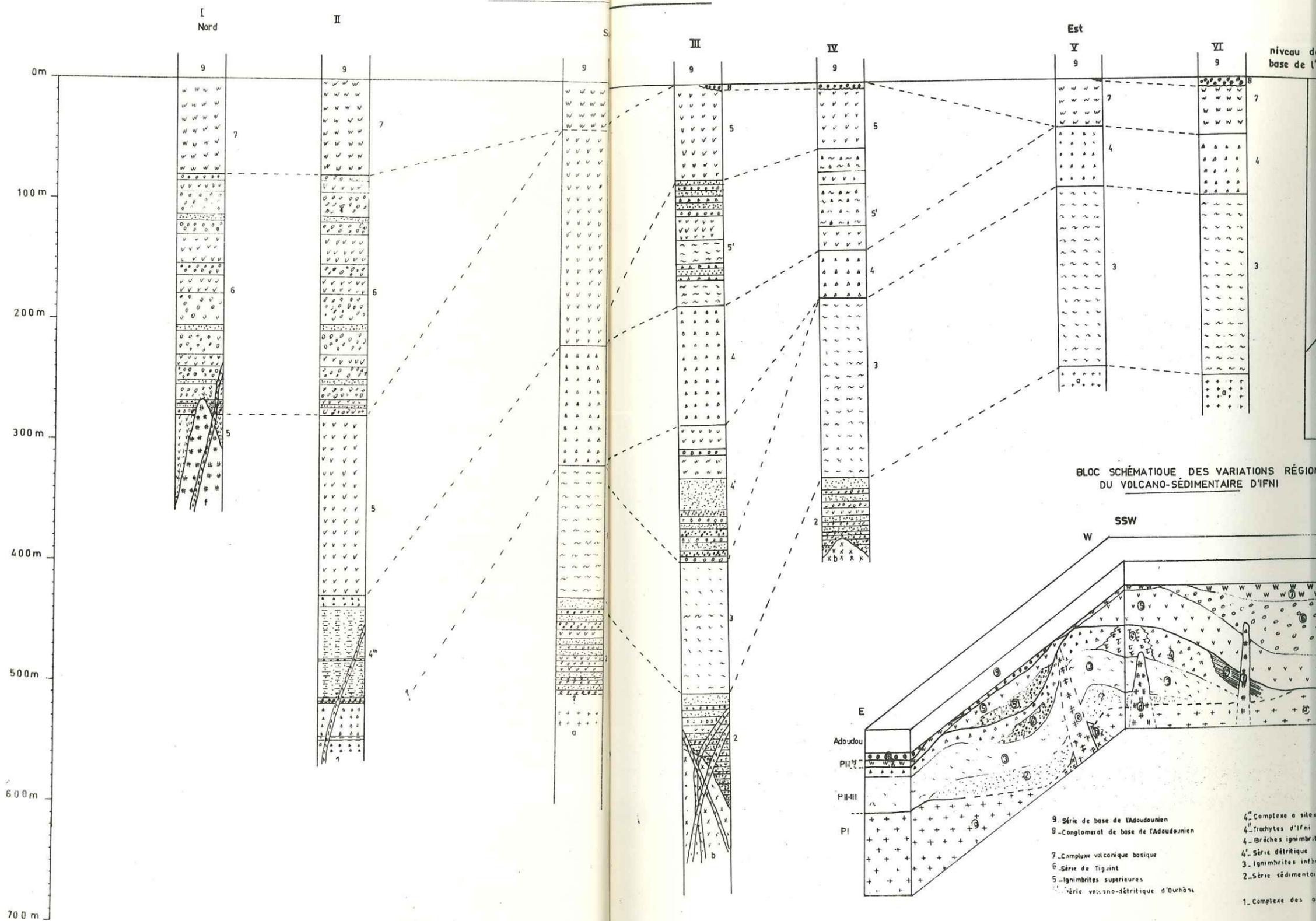
CARTE GEOLOGIQUE DU N-E D'IFNI



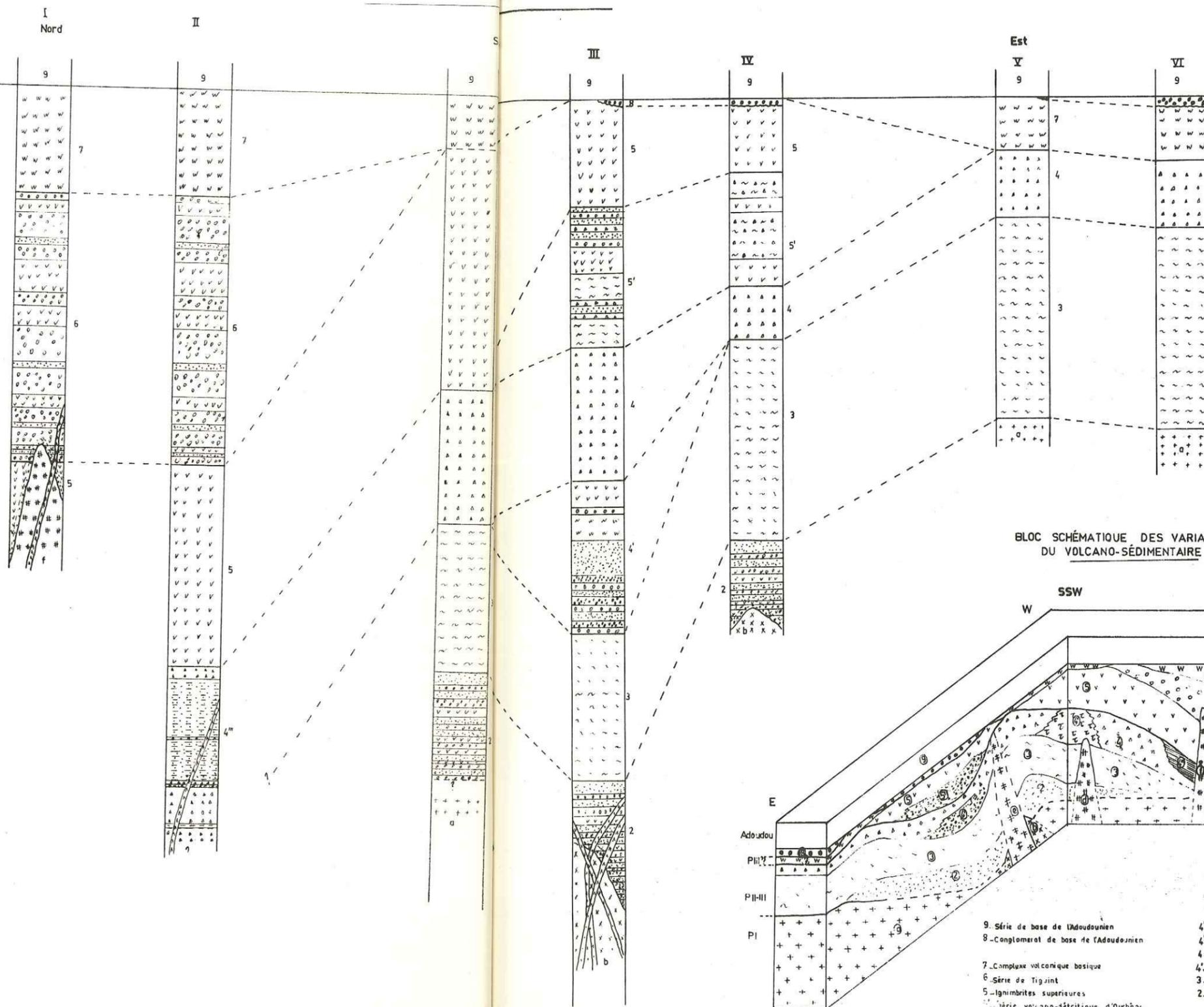
SITUATIONS DES LOGS 1,2,3,4,5,6,7,8.



LOGS STRATIGRAPHIQUES DU VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU PRECAMBRIEN SUPÉRIEUR D'IFNI



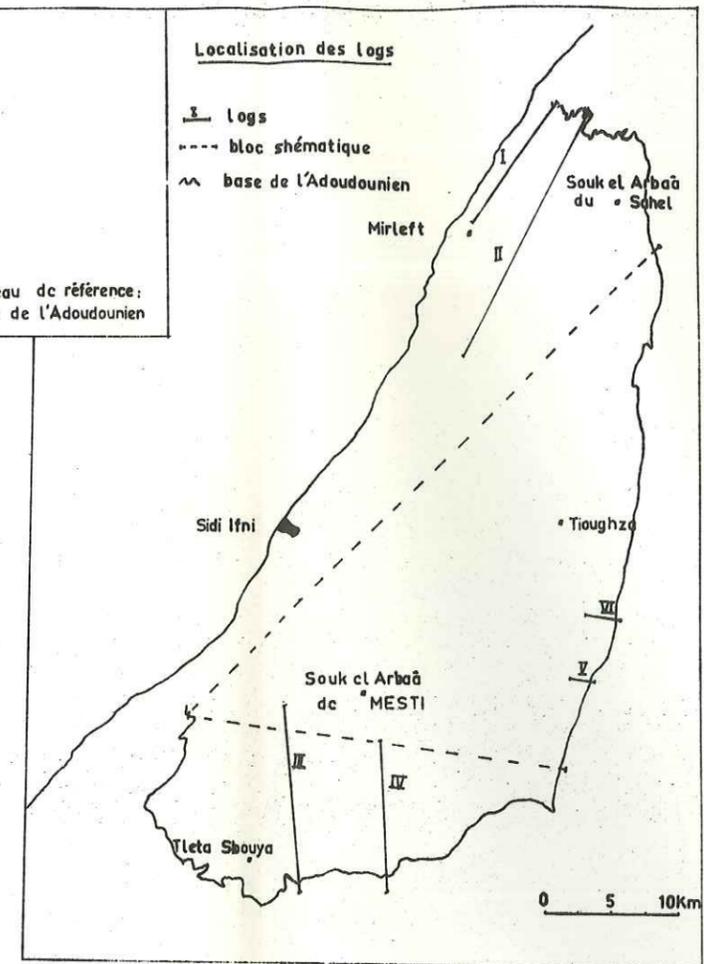
LOGS STRATIGRAPHIQUES DU VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR D'IFNI



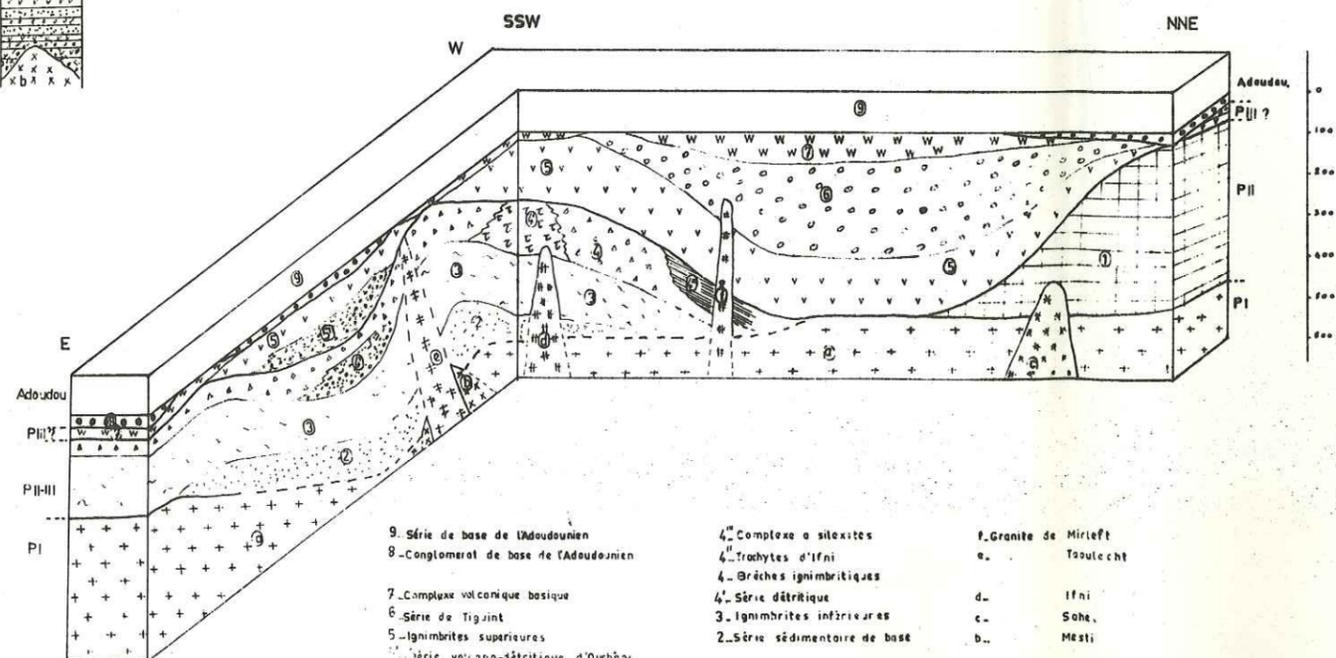
niveau de référence:
base de l'Adoudounien

Localisation des logs

- Logs
- bloc schématique
- ~ base de l'Adoudounien

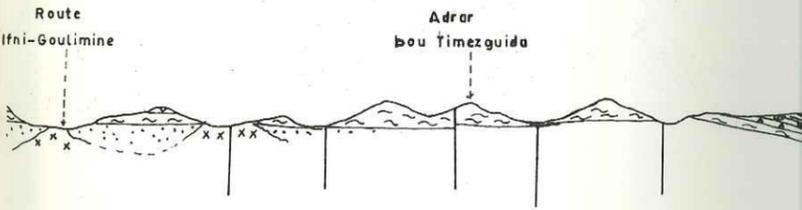
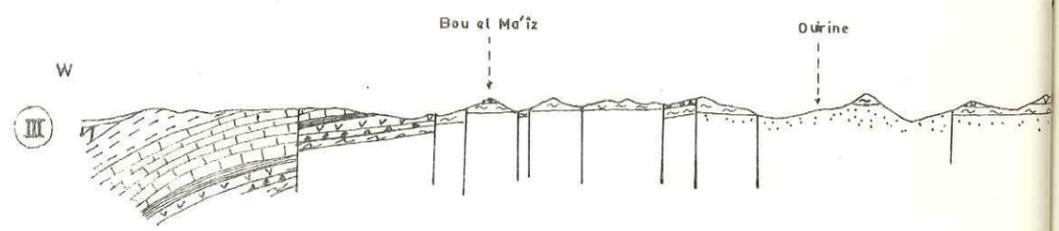
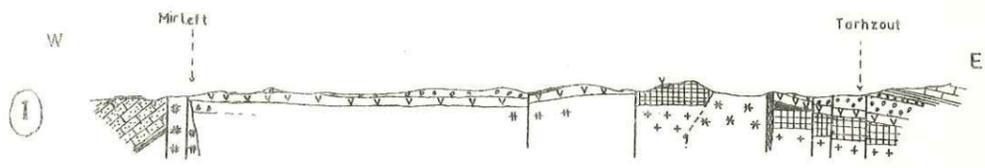


BLOC SCHÉMATIQUE DES VARIATIONS RÉGIONALES DU VOLCANO-SÉDIMENTAIRE D'IFNI



- | | | |
|---|---------------------------------|-----------------------|
| 9. Série de base de l'Adoudounien | 4. Complexe à silicites | f. Granite de Mirleft |
| 8. Conglomerat de base de l'Adoudounien | 4. Trachytes d'Ifni | a. Taoulcht |
| 7. Complexe volcanique basique | 4. Brèches ignimbritiques | d. Ifni |
| 6. Série de Tigrint | 4. Série détritique | c. Sohe |
| 5. Ignimbrites supérieures | 3. Ignimbrites inférieures | b. Mesti |
| 2. Série sédimentaire de base | 2. Série sédimentaire de base | |
| 1. Série volcano-sédimentaire d'Ourbâh | 1. Complexe des grès quartaires | a. Alouzad |

COUPES W-E A TRAVERS LA BOUTONNIERE PRECAMBRIENNE D'IFNI



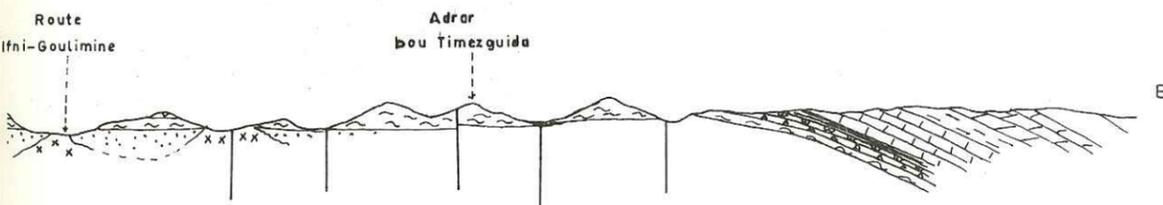
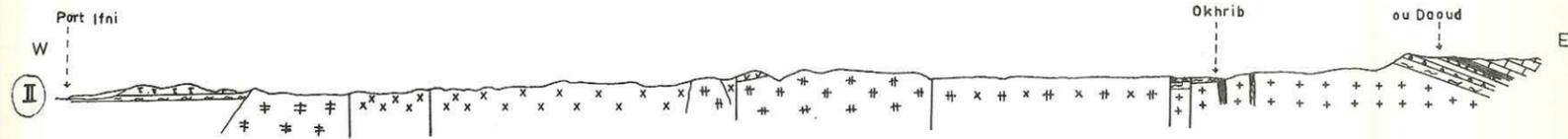
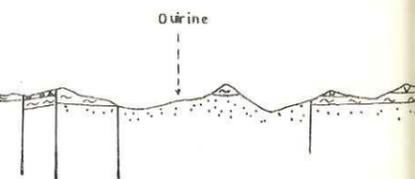
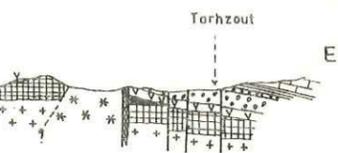
LEGENDE

- Adoudounien**
- Calcaires superieurs
 - Série lie de vin
 - Calcaires inférieurs
 - Série de base
 - Conglomérat de base

- Volcano-sédimentaire**
- Volcanisme basique
 - Série de Tiguint
 - Ignimbrites supérieures
 - Brèches ignimbritiques
 - Ignimbrites inférieures
 - Série de base

- Grès-quartzites**
- Pélites gréseuses
 - Grès quartziques

- Granites**
- Mirleft
 - Taulecht
 - Tioughza
 - Ifni
 - Mesti
 - Sahel
 - Alouzad



LEGENDE

cano-sédimentaire

- ☐ Volcanisme basique
- ☐ Série de Tiguint
- ☐ Ignimbrites supérieures
- ☐ Brèches ignimbritiques
- ☐ Ignimbrites inférieures
- ☐ Série de base

Grès-quartzites

- ☐ Pélites gréseuses
- ☐ Grès quartziques

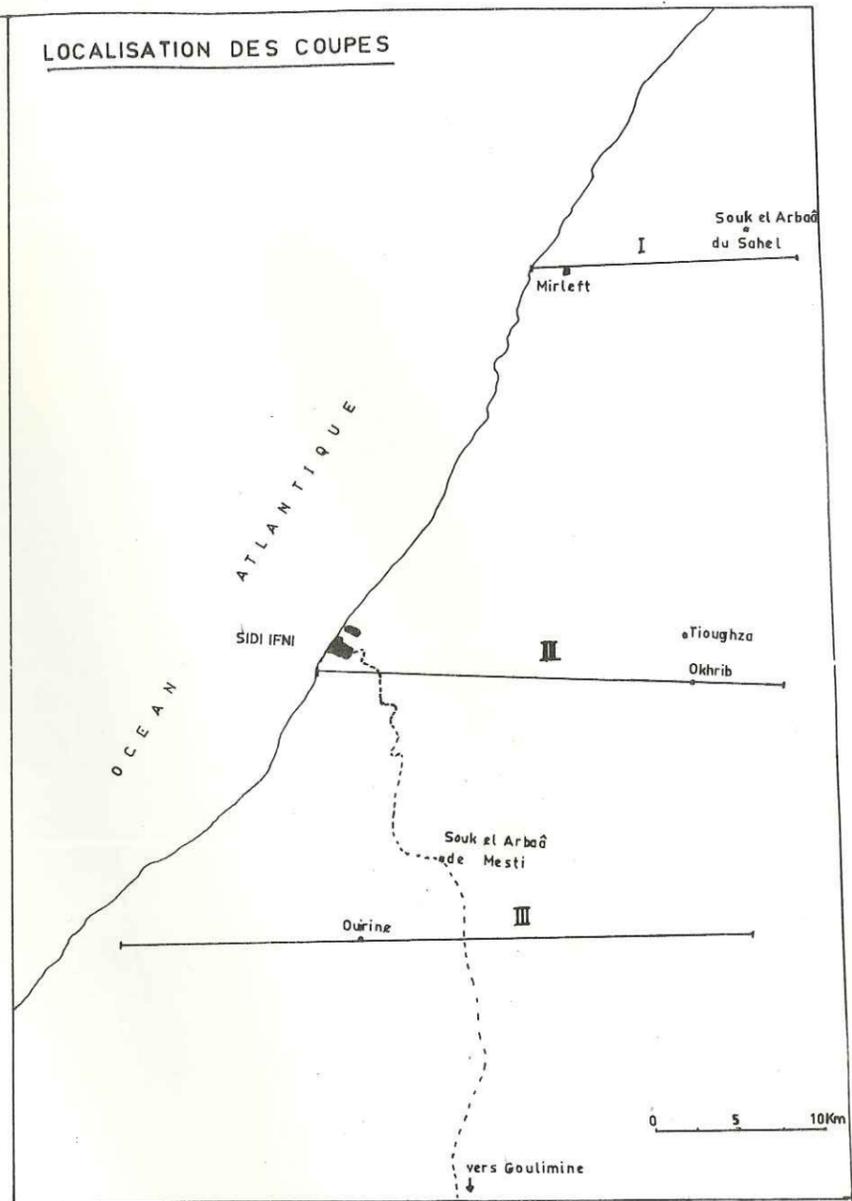
Granites

- ☐ Mirleft
- ☐ Taoulecht
- ☐ Tioughza
- ☐ Ifni
- ☐ Mesti
- ☐ Sahel
- ☐ Alouzad

Filons

- ☐ Roche verte
- ☐ Quartz

LOCALISATION DES COUPES



CARTE GEOLOGIQUE DE LA BOUTONNIERE PRECAMBRIENNE D'IFNI

PAR YAZIDI-BENZIANE

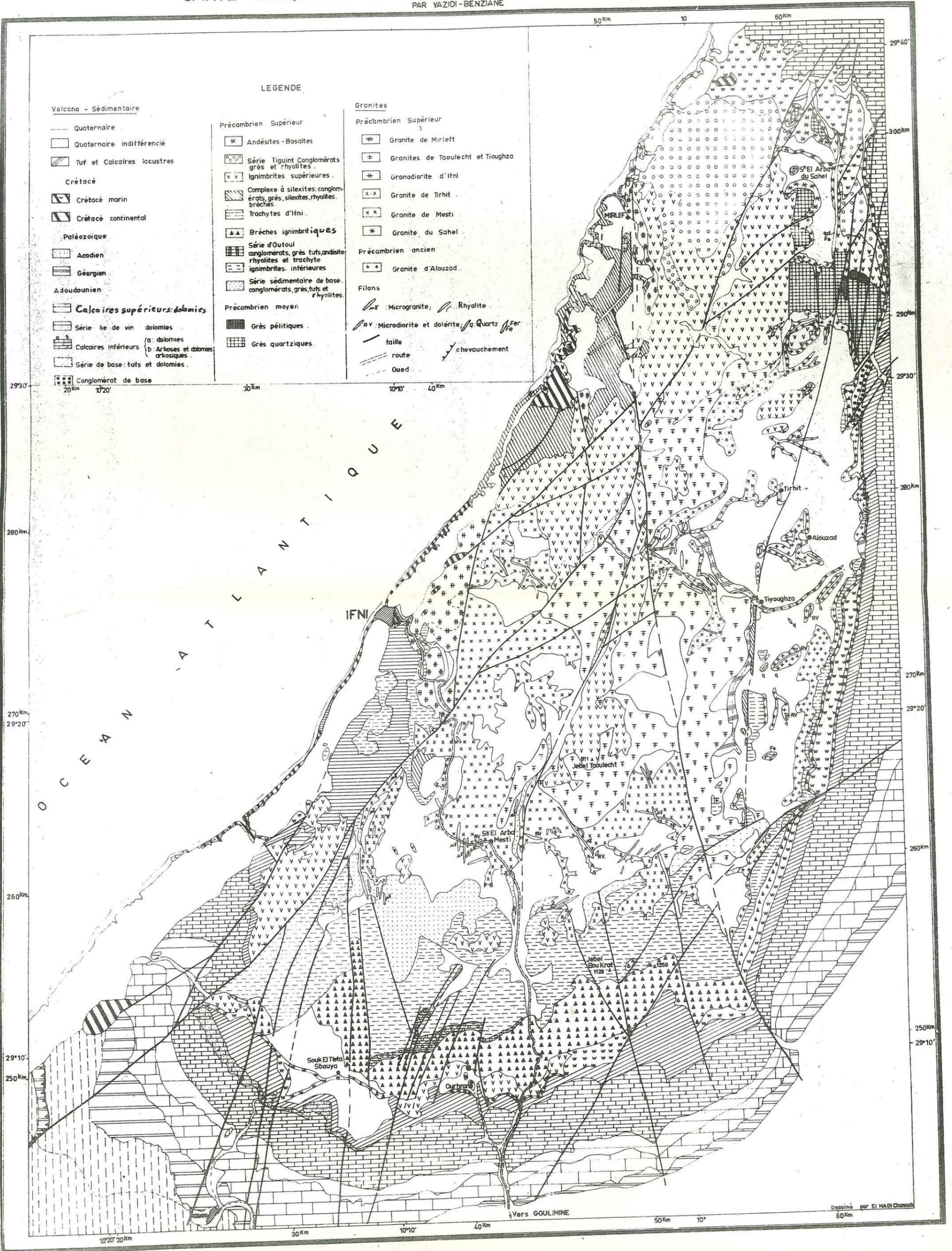


PLANCHE PHOTOS N° 1

=====

Photo 1 : Flexure dans l'Adoudounien à Mirleft.
(Cf. chapitre IC ; § 3 c ; page 54).

Photo 2 : Filons de microgranite et de roches vertes dans le granite
de Mesti à 1 km à l'Ouest de Souk El Arbaa de Mesti.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-1 ; pages 69-71).

Photo 3 : Débit en damier du granite de Mesti. 1 km à l'Ouest
d'Aourir et 2 km au NE de Souk El Arbaa de Mesti.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-3 ; pages 71-74).

Photo 4 : Filon de microgranite dans le granite de Mesti.
Le débit se fait en amandes. (Cf. idem, photo 3).

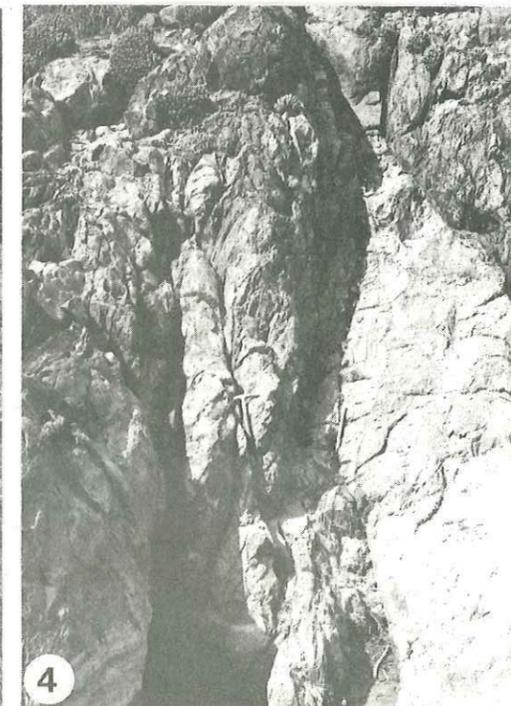
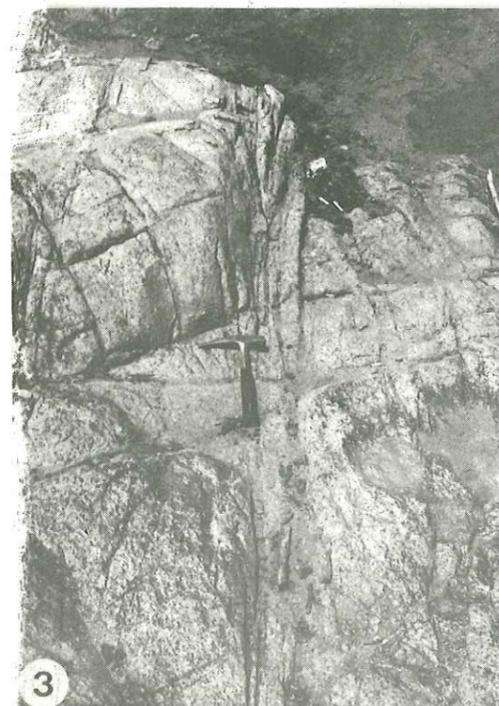


PLANCHE PHOTOS N° II

Photo 5 : lame mince de grès quartzique.
(Cf. chapitre IA ; § 2 a ; page 20).

Photo 6 : Élément d'ignimbrite dans un grès volcanique épicyclastique
de la Série Sédimentaire de Base.
(Cf. chapitre I B ; § b 4-2 ; pages 36-37).

Photo 7 : Grès volcanique métamorphisé.
(Cf. idem photo 6).

Photo 8 : Grès volcanique épicyclastique.
(Cf. idem photo 6).

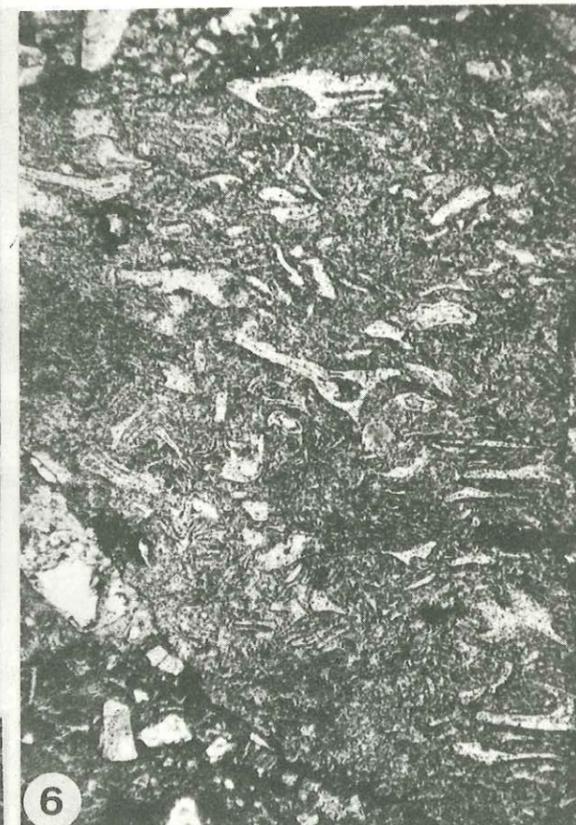


PLANCHE PHOTOS N° III
=====

Photo 9 : Rhyolite schistifiée de la Série Sédimentaire de Base.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-4 ; page 76).

Photo 10 : Microconglomérat de la série d'Otoul.
(Cf. chapitre I B ; § b 4-1 et b 4-2 ; pages 36-37).

Photo 11 : Brèche volcanique.
(Cf. chapitre I B , § c 3 ; page 39).

Photo 12 : Grès volcanique dans le Complexe à Silexites.
(Cf. chapitre IB ; § c 4-2 ; page 42).

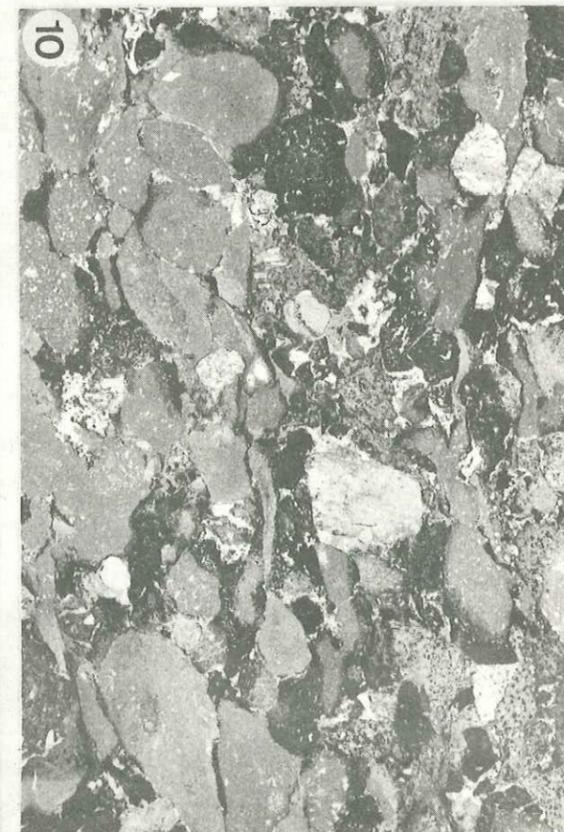
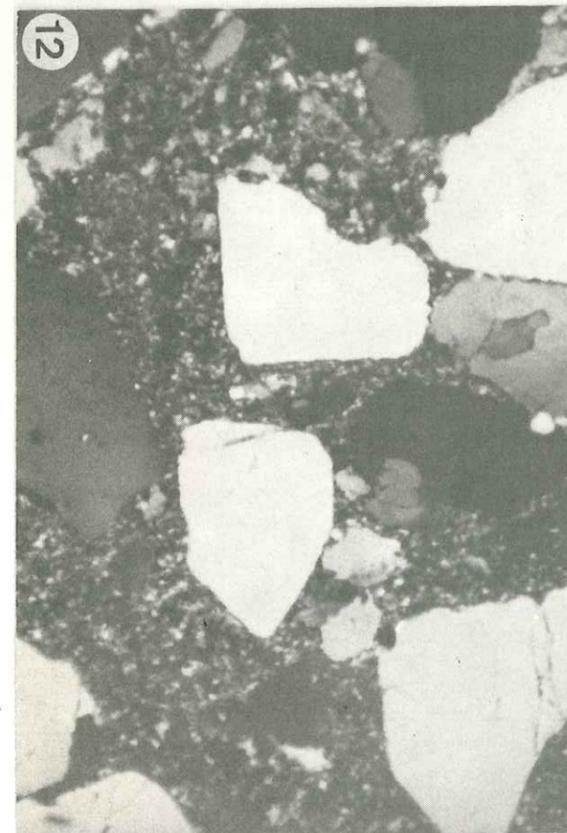
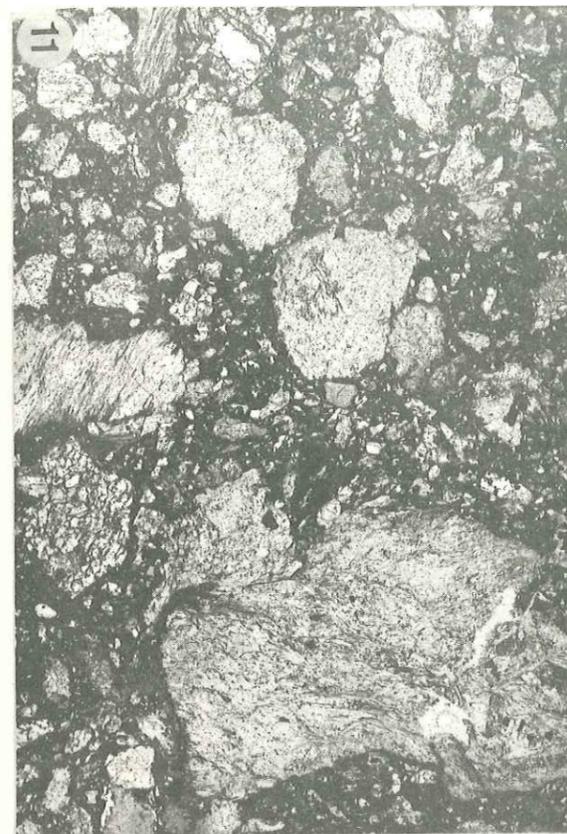


PLANCHE PHOTOS N° IV

Photo 13 : Ignimbrite à fiames.
(Cf. chapitre I B ; § d 3 ; page 44).

Photo 14 : Ignimbrite à fiames.
(Cf. idem photo 13).

Photo 15 : Ignimbrite à pyromérides.
(Cf. chapitre I B ; § d 4 ; pages 45-46).

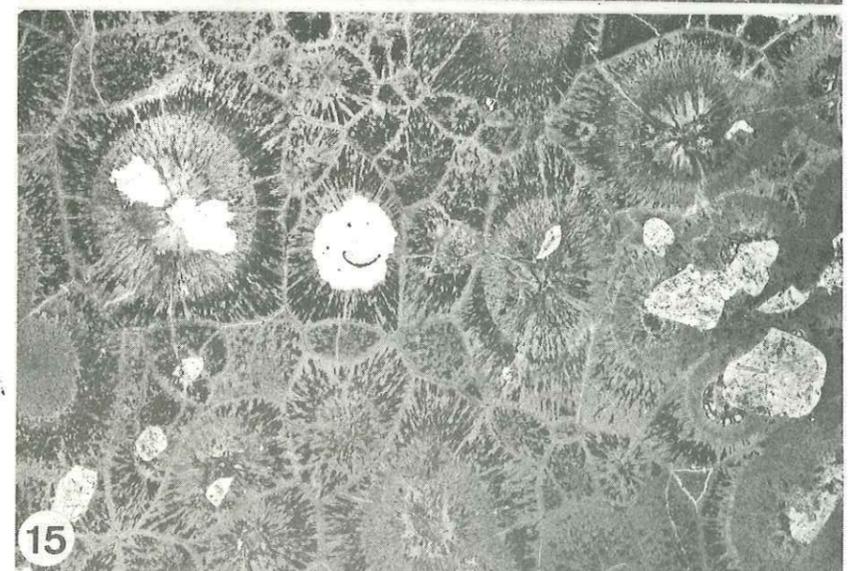
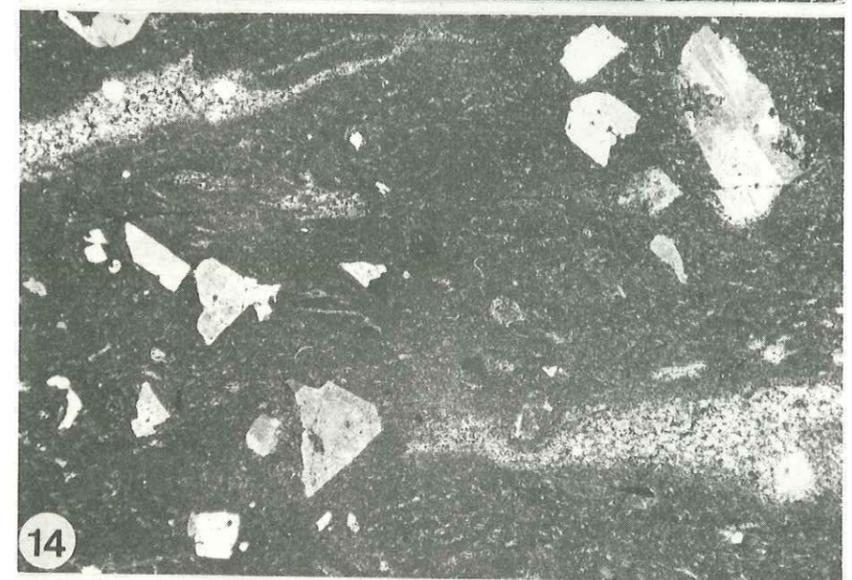
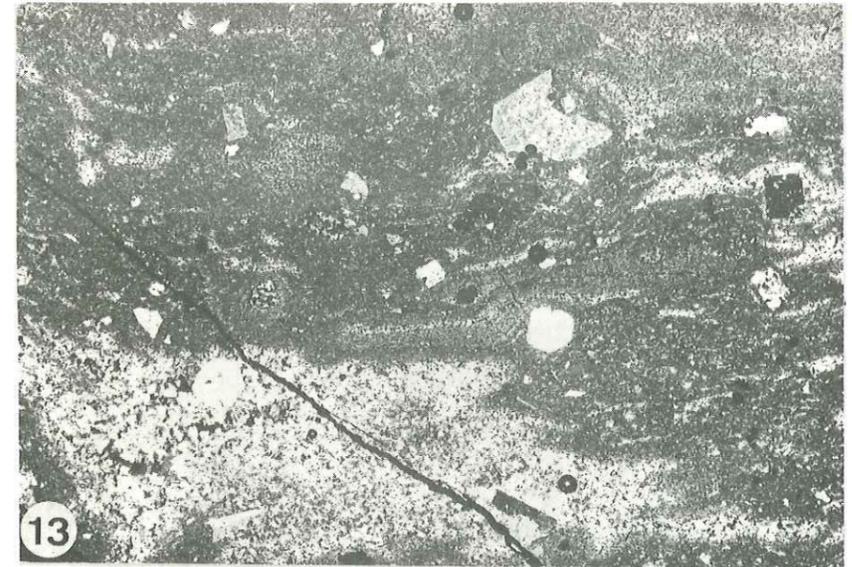


PLANCHE PHOTOS N° V

=====

Photos 16 et 17 : Andésite.
(Cf. chapitre I B ; § f 2-b ; pages 49-50).

Photo 18 : Granite de Mirleft.
(Cf. chapitre II F ; § 3 ; page 84).

Photo 19 : Microgranite en filon dans le granite de Mesti.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-1 ; page 70)



PLANCHE PHOTOS N° VI

Photo 20 : Granite d'Alouzad orienté.
(Cf. chapitre II A ; § 3 ; pages 61-62).

Photo 21 : Granite de Mesti laminé.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-4 ; page 76).

Photo 22 : Granite de Mesti orienté.
(Cf. chapitre II D ; § b 3-3 ; page 73).

