

**ETUDE STRUCTURALE ET GEOLOGIQUE
DU
HAUT ATLAS CALCAIRE
ENTRE
LE JEBEL AYACHI ET RICH
(MAROC)**

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

Yves-Alain BRECHBÜHLER

Université de Neuchâtel



1041066650

0712660

A-1-1-131+1

UNIVERSITE DE NEUCHÂTEL

INSTITUT DE GEOLOGIE

**ETUDE STRUCTURALE ET GEOLOGIQUE
DU
HAUT ATLAS CALCAIRE
ENTRE
LE JEBEL AYACHI ET RICH
(MAROC)**

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

Yves-Alain BRECHBÜHLER

Jury : MM.

Schaer J.P., président
Kübler B. }
Michard A. } examinateurs
Pfiffner A. }

KUN 12220

-1984-



IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

*Etude structurale et géologique du Haut-Atlas
calcaire entre le jebel Ayachi et Rich*

(Maroc)

de Monsieur Yves-Alain Brechbühler

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs J.-P. Schaer, B. Kubler,

A.O. Pfiffner et A. Michard (Strasbourg)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 25 octobre 1984

Le doyen:



H. Beck

AVANT-PROPOS

La chaîne intracontinentale du Haut Atlas s'étend sur plus de 2000 km de l'Atlantique à l'Algérie méditerranéenne. Dans sa partie marocaine, elle est subdivisée en trois segments:

- le Haut Atlas Occidental, principalement formé de roches cristallines paléozoïques, affleure entre l'Atlantique et la région du Tizi n'Tichka,
- le Haut Atlas Central s'étend de la région du Tizi n'Tichka aux gorges du Ziz,
- le Haut Atlas Oriental, des gorges du Ziz à la frontière algéro-marocaine.

Le Haut Atlas Central et Oriental exhume une ossature de roches carbonatées et détritiques mésozoïques de 60 à 80 km de largeur.

La région comprise entre le jebel Ayachi et Rich est située sur la moitié septentrionale de la chaîne, à la limite entre le Haut Atlas Central et Oriental (Figure A). La cartographie de la partie nord de la carte N° 65 au 1:100'000 de Rich, base de ce travail, nous a conduits à examiner les roches sédimentaires et leur diagénèse, les roches éruptives et les auréoles métamorphiques qu'elles induisent. L'analyse des déformations tectoniques nous permet de proposer une reconstitution de l'histoire mésozoïque et tertiaire du Haut Atlas.

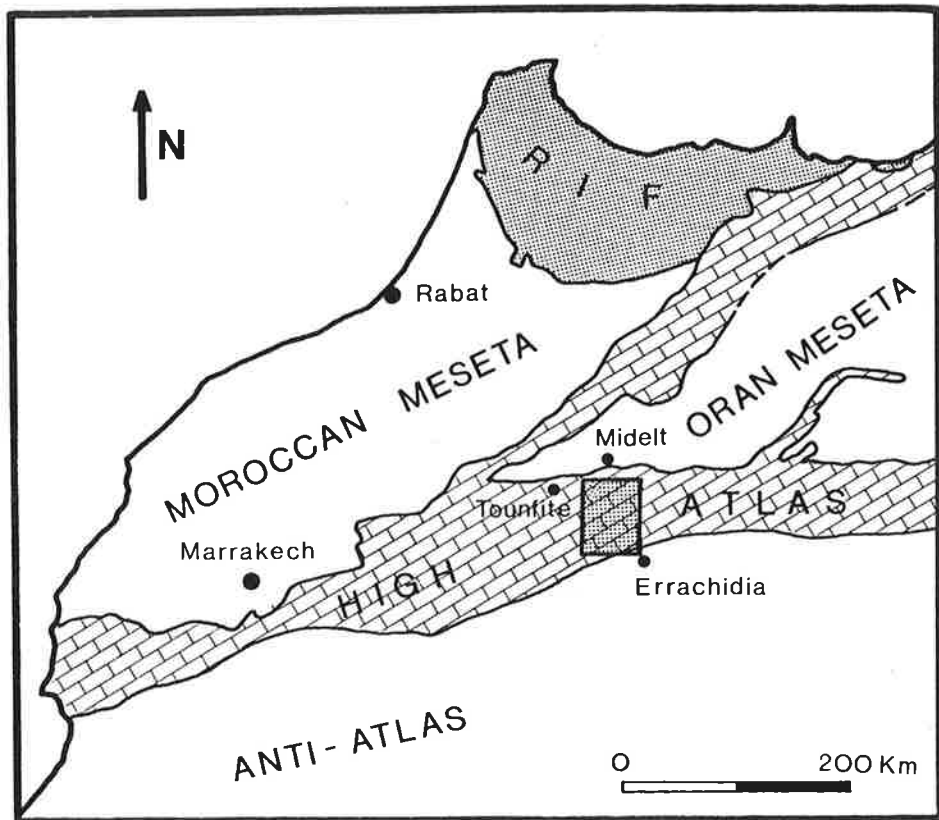


Figure A : Situation et géologique de la coupure régulière au 100'000 de Rich

SOMMAIRE

STRATIGRAPHIE

1.1 Introduction	p. 1
1.2 Trias	p. 1
1.3 Le Jurassique	p. 3
1.3.1 Introduction	p. 3
1.3.2 Formations lithostratigraphiques	p. 4
1.3.3 Coupes	p. 4
1.3.4 Les calcaires massifs d'Idikel	p. 5
1.3.5 Calcaires lithés de l'Aberdouz	p. 9
1.3.6 Alternances de calcaires et de marnes de l'Ouchbis	p. 11
1.3.7 Récifs du Lias inférieur et moyen	p. 13
1.3.8 Grès calcaires et marnes gréseuses de Tagoudit	p. 14
1.3.9 Marnes et marno-calcaires d'Agoudim	p. 16
1.3.9.1 Marnes d'Agoudim, membre inférieur	p. 16
1.3.9.2 Marnes et marno-calcaires d'Agoudim, membre supérieur	p. 18
1.3.9.3 Récifs dans la formation des marnes et marno-calcaires d'Agoudim	p. 20
1.3.10 Le cycle jurassique entre le jebel Ayachi et Rich	p. 20
1.4 Membre de Ait Dadoud	p. 22
1.4.1 Introduction	p. 22
1.4.2 Cadre géologique	p. 22
1.4.3 Coupes	p. 23
1.4.4 Types de dépôts	p. 32
1.4.5 Interprétation	p. 34
1.4.6 Evolution spaciales des dépôts	p. 35
1.4.7 Extension du delta	p. 36
1.4.8 Evolution temporelle	p. 36
1.4.9 Paléogéographie	p. 37
1.4.10 Bathymétrie	p. 38
1.4.11 Age	p. 39
1.4.12 Conclusion	p. 39
1.5 Quaternaire	p. 40
1.5.1 Généralités	p. 40
1.5.2 Phénomènes glaciaires au jebel Ayachi	p. 41

MINERALOGIE ET DIAGENESE

2.1 Introduction	p. 43
2.2 Minéralogie	p. 44
2.2.1 Les minéraux en présence	p. 44
2.2.2 Résultats	p. 44
2.2.2.1 Les Carbonates	p. 45
2.2.2.2 Tectosilicates	p. 46
2.2.2.3 Les argiles	p. 47
2.2.3 Evolution de la composition des argiles	p. 50
2.3 Etude régionale de la diagénèse par la cristallinité de l'illite	p. 51
2.3.1 Introduction	p. 51
2.3.2 Cadre général	p. 52
2.3.3 Méthode	p. 52
2.3.4 Limites de la méthode	p. 53
2.3.5 Echantillonnage	p. 53
2.3.6 Résultats	p. 54
2.3.7 Reconstitution des épaisseurs totales de sédiments	p. 58
2.3.8 Echantillonnage d'un niveau isolithologique et isochrone du Toarcien inférieur	p. 60
2.3.9 Conclusion à l'étude minéralogique et diagénétique	p. 61

LES ROCHES ERUPTIVES

3.1 Introduction	p. 63
3.2 Généralités	p. 63
3.2.1 Les roches éruptives jurassiques	p. 63
3.2.2 Les roches éruptives tertiaires	p. 64
3.3 Les filons basiques du Tamazht	p. 64
3.3.1 Localisation	p. 64
3.3.2 Affleurements	p. 64
3.3.3 Aspect macroscopique	p. 65
3.3.4 Microscopie et analyse au rayon X	p. 65
3.3.5 Classification	p. 66
3.3.6 Chronologie	p. 68

METAMORPHISME DE CONTACT

4.1 Introduction	p. 69
4.2 Auréole du Jebel Ayachi	p. 69
4.2.1 La Boutonnière de roches éruptives	p. 69
4.2.2 Auréole métamorphique	p. 70
4.2.3 Minéralogie de la roche non transformée	p. 70
4.2.4 Minéraux métamorphiques	p. 70
4.2.5 Minéraux sédimentaires	p. 72
4.2.6 Zonation minéralogique de l'auréole métamorphique de l'Ayachi	p. 74
4.2.7 Isogrades de réaction	p. 74
4.2.8 Conditions de pression et température	p. 77
4.2.9 Pressions partielles de CO ₂ et d'H ₂ O	p. 78
4.3 Métamorphisme de contact dans l'Atlas	p. 78
4.3.1 Occurences entre l'Ayachi et Rich	p. 78
4.3.2 Modèle des intrusions du Haut Atlas	p. 79
4.4 Hydrothermalisme	p. 82
4.4.1 Smectites et Corrensites (occurrence)	p. 82
4.4.2 Kaolinite et Prehnite	p. 82
4.4.3 Age des transformations hydrothermales	p. 84
4.4.4 La palygorskite	p. 84

TECTONIQUE

5.1 Généralités	p. 87
5.1.1 Introduction	p. 87
5.1.2 Description structurale du Haut Atlas	p. 88
5.2 Mouvements synsédimentaires	p. 89
5.2.1 Cadre général	p. 89
5.2.2 Discontinuités synsédimentaires jurassiques entre l'Ayachi et Rich	p. 90
5.2.3 Conclusion	p. 95
5.3 Tectonique postérieure au Bajocien, les intrusions	p. 95
5.3.1 Introduction	p. 95
5.3.2 Les plutons	p. 96
5.3.3 Les filons	p. 97
5.3.4 Discussion	p. 99

5.4 Etude paléomagnétique des filons doléritiques jurassiques	p. 99
5.4.1 Introduction	p. 99
5.4.2 Echantillonnage et méthode	p. 100
5.4.3 Mesures	p. 100
5.4.4 Conséquences	p. 101
5.5 Etude des microdéformations dans les calcaires métamorphiques du jebel Ayachi et relations temporelles avec l'intrusion des gabbros jurassiques	p. 102
5.5.1 Introduction	p. 102
5.5.2 Observations macroscopiques de terrain	p. 103
5.5.3 Etude microscopique	p. 104
5.6 Ich n'Idalioun, exemple des déformations superposées de phases syn et post intrusives du Haut Atlas	p. 108
5.6.1 Introduction	p. 108
5.6.2 Carte de la région de l'Ich n'Idalioun	p. 108
5.6.3 Clivages de dissolution	p. 109
5.7 Clivage de dissolution à l'échelle de la région étudiée	p. 110
5.7.1 Généralité	p. 110
5.7.2 Géométrie	p. 111
5.7.2 Particularités	p. 111
5.7.4 Second clivage de dissolution	p. 112
5.7.5 Conclusion	p. 113
5.8 Déformations post-intrusives	p. 113
5.8.1 Localisation	p. 113
5.8.2 Secteur Sidi Hamza - Col du Talrhemt	p. 113
5.8.3 Terminaison est du jebel Afadaï	p. 117
5.8.4 Glissement bancs sur bancs sur le versant nord du jebel Adraka	p. 118
5.8.5 Conclusion	p. 119
5.9 Relations socle-couverture	p. 119
5.10 Evolution structurale du Haut Atlas	p. 120
 Bibliographie	 p. 123

REMERCIEMENTS

Le Prof. Jean-Paul Schaer, directeur de thèse, m'a conseillé avec compétence et rigueur tout au long de ce travail. Je lui sais gré de la disponibilité sans faille qu'il m'a offerte et des excellentes conditions de travail rencontrées tant à Neuchâtel qu'au Maroc. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Le Prof. Bernard Kübler m'a fait bénéficier de ses vastes connaissances de la géologie des argiles et de la diagenèse. Je lui suis extrêmement reconnaissant des conseils et commentaires qu'il m'a prodigués.

Je remercie tout particulièrement le Prof. Francis Persoz à qui j'ai si souvent soumis mes questions et problèmes. Son aide dans les domaines de la pétrographie, du métamorphisme a été précieuse et les nombreuses discussions que nous avons eues sur le Maroc furent très stimulantes.

Ma reconnaissance va également au Dr. Adrian Pfiffner qui m'a souvent permis d'entrevoir les solutions aux problèmes de géologie structurale que je lui ai soumis.

Le Prof. André Michard m'a fait le grand honneur d'accepter de participer au jury de cette thèse et je l'en remercie très sincèrement.

Riccardo Bernasconi et Marc Studer ont été mes collègues durant ce travail, le partage de la vie de "bled" et les discussions passionnantes et passionnées m'ont permis de progresser dans la réalisation de ce travail. Que les souvenirs du Maroc conservent notre amitié.

Je tiens encore à relever l'amabilité des personnes sans l'appui desquelles ce travail n'aurait vu le jour. Je remercie très sincèrement et chaleureusement:

- M. le Prof. J. Remane pour son aide en sédimentologie des carbonates;
- M. R. Du Dresnay du Service géologique du Maroc, pour la détermination des ammonites du Haut Atlas;
- M. le Prof. W. Lowrie, de l'Institut de géophysique de Zurich pour les mesures paléomagnétiques;
- M. le Dr. J. Mullis de l'Université de Fribourg pour l'analyse des inclusions fluides des quartz;

- M. le Dr. K. Kiraly, pour ses conseils dans l'analyse statistique;
- Mme J. Moret du Centre de Calcul de l'Université de Neuchâtel, grâce à qui j'ai pu accéder au traitement statistique par ordinateur;
- MM Monbaron M., Heitzmann P. et Jenny J., géologues travaillant au Maroc avec qui j'ai pu échanger de nombreuses idées;
- Jaqueline et Michel Monbaron dont la maison était pour moi un foyer à Rabat;
- Mme M. Lemrich qui a soigné la bibliographie;
- M. R. Brechbühler qui a assuré la reproduction des photographies;
- Mmes Bourquin I., Jaquet M. et Gretillat Cl. qui en tant que collaboratrices de l'Institut de géologie m'ont rendu de multiples services;
- M. G. Magranville, préparateur de l'Institut qui s'est occupé de tous mes échantillons;
- Mary-Lise et Marc Béatrix-Urech ont assuré la dactylographie et les travaux de réduction photographique de ce travail;
- MM Attoch Moa au Assou, et Sori Mustapha, cuisinier et porteur berbère qui m'ont accompagné durant toutes les missions dans le Haut Atlas;
- Aux chauffeurs du Service de la carte géologique du Maroc, et en particulier à El Hadj Louafi;
- A mes parents enfin, pour le soutien qu'ils m'ont apporté durant la préparation de cette thèse.

Le soutien financier de ce travail a été assuré par:

- Le Fonds national suisse de la recherche scientifique (Requêtes 2.771-0.77; 2.450-0.79; 2.206-0.81)
- L'Université et l'Etat de Neuchâtel
- Le ministère des Mines et de l'Energie du Maroc

Je remercie très sincèrement les personnes responsables de ces institutions sans lesquelles ce travail n'aurait jamais pu être réalisé.

RESUME

Le dépôt des pélites et basaltes du Trias marque le début de l'histoire du Haut Atlas. Une épaisse série sédimentaire d'âge jurassique inférieur à moyen se dépose au-dessus des pélites et basaltes du Trias. Les dépôts calcaires du Lias inférieur et moyen dépassent 1000 mètres d'épaisseur. Dès le Toarcien, la sédimentation carbonatée, marneuse est parcourue de discontinuités qui résultent d'une déformation cisailante sénestre. Cette déformation individualise des rides synsédimentaires sur lesquelles les dépôts post-toarciens sont minces et n'excèdent probablement jamais 2000 à 3000 m. Entre les rides, la déformation cisailante provoque l'approfondissement du bassin où la sédimentation marneuse puis détritique carbonatée clastique accumule jusqu'à 8000 mètres de sédiments.

Le comblement de l'auge atlasique survient durant le Jurassique moyen à supérieur. Des dépôts continentaux gréseux rouges, terminent la séquence sédimentaire jurassique.

La série sédimentaire jurassique est fortement érodée entre l'Ayachi et Rich, et il ne subsiste que 2000 à 3000 mètres de sédiments. La reconstitution des épaisseurs de sédiments repose sur l'étude de l'évolution de la cristallinité de l'illite qui s'est avérée dans l'Atlas être un bon traceur de la diagenèse et de l'enfouissement.

Au Jurassique moyen, (Bathonien-Callovien) des roches éruptives basiques et alcalines se mettent en place dans les sédiments jurassiques. La déformation cisailante sénestre en distension entre le Toarcien et le Bajocien s'est progressivement transformée en une déformation à composante maximale horizontale. Le long des discontinuités tectoniques synsédimentaires, cette déformation cisailante sénestre crée des ouvertures qui permettent l'intrusion des magmas.

L'abondance d'eau, issue des pélites du Trias, empêche la naissance d'auréoles métamorphiques, particulièrement le long des rides où des bourrages de Trias sous-compacté ont permis son accumulation. Localement, cependant comme au jebel Ayachi, l'absence de zone sous-compactée permet la formation d'une auréole métamorphique.

La naissance d'un clivage de dissolution d'orientation générale E-W accompagne les déformations syn-éruptives; son développement est associé aux intenses circulations d'eau activée par les magmas.

Durant la majorité du Jurassique supérieur et du Crétacé, le Haut Atlas reste une zone tectoniquement peu active.

Dès le début du Tertiaire, une réactivation progressive de la tectonique parachève la déformation de la chaîne. Les déformations cisailantes ont une composante dextre; les plis en échelons de la région de Endt - Col du Tahrhemt en témoignent. L'intrusion éocène des syénites néphéliniques du Tamazhrt accompagne les premières phases de déformation qui se poursuivent parallèlement à la mise en place d'un cortège filonien basique. La mise en horst du Haut Atlas survient durant cet épisode tectonique.

STRATIGRAPHIE

1.1 Introduction

Le golf de l'Atlas, appendice occidental de la Thétys, s'ouvre au Trias (Du Dresnay, 1975). Un épisode détritique continental rouge et des laves basiques se déposent dans un bassin qui s'étend au travers du Moyen et Haut-Atlas (Choubert, Faure-Muret, 1960-1962).

Dès le Lias inférieur, l'approfondissement de deux sillons subsidés séparés, permet l'apparition de dépôts carbonatés (Dubar, 1960-62) (Choubert, Faure-Muret, 1960-62) qui préfigurent les limites du Moyen et Haut-Atlas.

Au Lias supérieur, l'ouverture de l'"océan" atlasique avorte. L'auge se comble de sédiments marneux puis continentaux gréseux et conglomératiques.

Dans la région étudiée, les dépôts préservés de l'érosion ne représentent pas la totalité de la série jurassique. Tous les sédiments continentaux rouges post-bajociens sont érodés.

1.2 Trias

Pélites

Les dépôts transgressifs de conglomérats et de pélites rouges affleurent en discordance sur les schistes paléozoïques, plissés de la boutonnière de Gourrama et dans la région de Mibladen.

Entre l'Ayachi et Rich, les pélites apparaissent uniquement comme matériel injecté le long des plis failles atlasiques. Les amas de pélites, rouges, lie de vin ou violacées, visibles de très loin jalonnent de manière discontinue certaines failles anticlinales. Elles sont absentes le long de l'accident du jebel Ayachi. Dans la faille du jebel Maoutfoud, elles affleurent en deux endroits. Les failles des plis plus méridionaux, des jebels Adraka, Afadai, Assamer, Aari Mdourt, Idhirt et Igli contiennent à intervalles réguliers des amas de pélites d'extension limitée. Ces caractéristiques seront rediscutées dans le chapitre tectonique (Voir 5.9).

Basaltes

Dans la partie supérieure des dépôts péliques, s'intercalent des coulées basaltiques. Ces épanchements de fissures marquent une phase de fracturation intense du socle atlasiq (Du Dresnay, 1979). Selon Manzpeiser (1976) ces émissions de lave correspondent aux phases initiales de l'ouverture de l'Atlantique.

Les basaltes affleurent dans les boutonnières qui jalonnent les plis failles du Haut Atlas. Le matériel éruptif est presque toujours fortement altéré et recouvert par les éboulis des calcaires qui le surplombent.

Deux faciès principaux ont été décrits par Chèvremont (1975):

- Les basaltes doléritiques à géodes centimétriques de calcite blanche et de quartz ont un faciès amygdaloïde qu'on distingue des basaltes à faciès fin et rare amygdales millimétriques.

Basaltes triasiques de la Boutonnière de Tabennaïht (coord: 566,6/199,2)

La boutonnière étendue de roches intrusives jurassiques (Voir 3.1) et de basaltes du Trias contient, le long de sa bordure sud, deux coulées basaltiques redressées à la verticale par le plissement. La coulée septentrionale est un basalte de faciès amygdaloïde, la coulée méridionale est un basalte fin où l'altération habituelle n'est que peu marquée.

Des coussins de lave dus à l'épanchement subaquatique de ces basaltes sont visibles sur un affleurement de 10 m². L'épanchement subaquatique des basaltes de l'Atlas est par ailleurs prouvé par l'existence de niveaux calcaires intercalés entre deux coulées, 2 km à l'est (coord: 568,5/202,2). Ces calcaires d'environnement peu profond (Cogney, Normand et Termier 1974) et les dépôts de gypse et de sel fréquents dans la partie supérieure des pélices attestent d'un milieu confiné.

Des coussins de même âge avaient déjà été décrits près de Maaziz (Maroc central, Cogney, 1974). Jamais ils n'étaient apparus dans le domaine des Atlas.

Outre ces basaltes en coussin, des orgues basaltiques ont été découverts dans le Haut Atlas de Midelt par Heitzmann (comm. orale) et à Gourrama par Bernasconi (1983). Les orgues basaltiques peuvent apparaître au sein d'une coulée aérienne et, si l'épaisseur de coussins de laves et de hyaloclastites est suffisante, dans une coulée sous-marine

épaisse. Il n'est donc pas possible de conclure à l'existence ou non de relief à cette époque, relief qui auraient pu individualiser des bassins et rides primaires.

Age

L'âge des séries rouges et des coulées basaltiques du Haut Atlas de Midelt est carnien à hettangien (Du Dresnay, 1979). Pour des questions de commodités on les décrira désormais comme "Trias" dans ce travail.

1.3 Le Jurassique

1.3.1 Introduction

Des sédiments carbonatés succèdent aux pélices du Trias. Ils marquent un approfondissement de la fosse atlasiq et le passage à un domaine marin côtier, supra à intertidal (Du Dresnay, 1979). La subsidence excédant la vitesse des dépôts, on passe à des faciès carbonatés franchement marins (Sinémurien, Domérien). Dès le Toarcien la sédimentation essentiellement calcaire du Lias devient de plus en plus marneuse. Dans le secteur compris entre l'Ayachi et Rich, l'épaisse série des marnes et marno-calcaires du Dogger termine la séquence sédimentaire observable.

En d'autre secteur de l'Atlas, les dépôts du Jurassique moyen deviennent de plus en plus gréseux et marquent le comblement du sillon marin comme à Beni Mellal (Jenny et al, 1981) et Tounfite (Studer, 1980).

On peut raisonnablement supposer que la mer s'est retirée de l'Atlas dès le Jurassique supérieur (Du Dresnay, 1979).

Avertissement

Les dépôts du secteur étudié, compris entre le jebel Ayachi et Rich correspondent aux faciès du centre du bassin jurassique du Haut Atlas (Dubar, 1943). Nous avons repris, pour décrire les différentes formations de notre secteur la nomenclature établie par Studer (1980) dans l'Atlas du Tounfite. Les localités types se trouvent sur la carte topographique N° 67 au 1:100'000 du Maroc et sur la carte au 1:100'000 de l'Atlas géologique (à paraître).

1.3.2 Formations lithostratigraphiques

Les formations décrites sont:

- les calcaires massifs d'Idikel	Lias inférieur - Sinémurien
- les calcaires lités de l'Alberdouz	Sinémurien - Carixien
- l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis	Carixien - Domérien
- les grès calcaires et marnes gréseuses de Tagoudit	Toarcien inférieur
- les marnes et marno-calcaires d'Agoudim	Toarcien - Bajocien (ev. Bathonien inf.)

Les marnes et marno-calcaires d'Agoudim ont pu être séparés en deux membres cartographiquement distincts dans l'Atlas de Rich:

Un membre inférieur marneux, d'âge:	Toarcien à Bajocien inf.
Un membre supérieur marno-calcaire, d'âge:	Bajocien à Bathonien?

Des variations régionales de faciès nous ont obligés à définir:

- dans les calcaires massifs d'Idikel, trois membres A, B, et C, dans un secteur compris entre les Jebel Maoutfoud et l'intrusion des syénites nephéliniques du Tamazht.
- dans la série des marnes et marno-calcaires d'Agoudim, le membre de Ait Daoud, formé par les dépôts de courants de gravité en un delta turbiditique. Ce membre de Ait Daoud se place à la limite entre le membre inférieur marneux et le membre supérieur marno-calcaire de la formation d'Agoudim.

1.3.3 Coupes

Les coupes échantillonnées dans le Haut Atlas sont (Figure S1):

Coupe de Endt (Figure S2)

Cette coupe de référence du secteur étudié décrit toutes les formations ci-dessus, y compris la série de Ait Daoud.

Coupe d'Afraskou (Figure S3)

Coupe en faciès "normal" sans les membres A, B, C du Lias inférieur ni la série de Ait Daoud.

Coupe de Taguendoust

Coupe échantillonnée, pour les mesures pétrographiques, non décrite.

1.3.4 Les calcaires massifs d'Idikel

Ces calcaires affleurent exclusivement le long des accidents anticlinaux. Ils forment les principales falaises de la région.

1.3.4.1 Epaisseur

Les calcaires massifs d'Idikel ne se trouvent jamais en contact stratigraphique avec les pélites du Trias. La mesure de leur épaisseur est prise à partir de la bordure des accidents anticlinaux. Un faciès à laminites noires (Voir 1.3.4.2) est décrit comme le niveau inférieur des calcaires massifs (Du Dresnay, 1979).

Mesures

Les calcaires massifs d'Idikel ont des épaisseurs qui diminuent depuis l'Ayachi en direction du Sud.

Au N de la vallée de Sidi Hamza - Ait Yacoub leur épaisseur est de 500 m.

A l'Ayachi la série de calcaire en banc métrique bien lités atteint au minimum 800 m. Jamais les faciès à laminites n'apparaissent; la série stratigraphique observable n'est donc jamais complète.

Le long de la seconde chaîne du Maoutfoud, les calcaires massifs d'Idikel sont moins bien lités et des variations latérales de faciès, perturbent la continuité des séries (Voir 1.3.4.3). L'épaisseur des calcaires massifs mesure 500 m dans la région d'Afraskou (coord: 538.5/ 198.5) où la présence des laminites noires laisse supposer que la totalité de la formation est visible.

Au Sud de la vallée de Sidi Hamza la formation des calcaires massifs d'Idikel s'amincit encore et ne mesure plus que 200 à 300 m, au Jebel Idhirt.

1.3.4.2 Lithologie

Les calcaires massifs d'Idikel succèdent aux pélites du Trias par un niveau de laminites noires centimétriques d'origine stromatolitique probable (Du Dresnay, 1979). Les bancs massifs, métriques à décamétriques qui les surmontent sont des calcaires brun-ocres dans lesquels la recristallisation a épargné quelques structures sédimentaires, bird-eyes, fausses brèches. Des bancs biodétritiques rares formés par l'accumulation de coquilles de brachiopodes et de lamellibranches apparaissent dans la seconde moitié de la série.

Des calcaires blancs, marmoréens affleurent au jebel Ayachi et au jebel Assamer. Toute la structure sédimentaire a disparu par recristallisation diagénétique (ce ne sont pas des auréoles métamorphiques). On a pu reconnaître des bryozoaires dans un échantillon provenant de l'Ayachi.

Des récifs de spongiaires prennent naissance dans les niveaux supérieurs des calcaires massifs d'Idikel (Ils seront discutés sous 1.3.7)

1.3.4.3 Coupe de Endt (Figure S2)

Dans la région de Endt, les calcaires peuvent être divisés de bas en haut entre trois membres A, B et C.

1.3.4.3.1 Membre A

Épaisseur visible 400 m

Lithologie

Ce sont des calcaires massifs en bancs décamétriques gris à patine rousse.

Faune

Le membre A est pratiquement dépourvu de fossiles. On y observe des débris rares d'échinodermes, des fragments de coquilles de lamellibranches et des gastéropodes.

Microfaciès

Une recristallisation secondaire altère les faciès de dépôts. On reconnaît cependant dans ces grainstones, des fantômes d'oolithes ou de pellets. Quelques échantillons contiennent des quartz automorphes. La partie supérieure du membre A contient presque 40 % d'oolithes.

Age

Aucune faune ne permet de dater ce membre. On admet un âge liasique inférieur car il succède aux pélites et basaltes carnien et hettangien (Du Dresnay 1979).

1.3.4.3.2 Membre B

Épaisseur : 200 m

Lithologie

Ce sont des calcaires en bancs décimétriques, fins et noirs à rognons de silex alignés au centre des bancs. Les interlits sont parfois soulignés par quelques millimètres de marnes violacées. Des bancs biodétritiques rares s'intercalent dans la série.

Faune

Les calcaires du membre B sont relativement pauvres en fossiles; spicules de spongiaires, débris d'échinodermes. Quelques bancs biodétritiques concentrent des coquilles de mollusques, des gastéropodes, des foraminifères planctoniques (lingulina) et une ammonite (Arietites sp.)

Microfaciès

Ce sont des micrites à pellets et intraclastes de type mudstone. La biophase n'excède jamais 20 %. Des grains de quartz apparaissent régulièrement. Ils ne sont pas idiomorphes.

Age

On peut grâce à l'ammonite récoltée, assurer un âge Sinémurien moyen à ce membre.

1.3.4.3.3 Membre C

Epaisseur : 150 m

Lithologie

Les calcaires massifs du membre C sont très comparables à ceux du membre A. Les bancs calcaires sont cependant plus minces, métriques à plurimétriques.

Faune

Débris d'échinodermes, coquilles, de mollusques de gastéropodes, foraminifères agglutinés (vulvulina et trocamina).

Microfaciès

Les bancs micritiques à oolithes, pellets et intraclastes alternent avec des niveaux sparitiques de recristallisation secondaire. Les niveaux non recristallisés sont des wackestones (Dunham).

Age

Aucun fossile ne permettant de dater ce membre, on peut par interpolation proposer un âge Sinémurien moyen à supérieur.

1.3.4.4 Milieu de sédimentation

Les calcaires massifs marquent le début de l'envahissement du bassin du Haut Atlas par la mer. Les laminites noires sont d'après Du Dresnay caractéristiques d'un milieu marin restreint, supratidal à intertidal. Un léger approfondissement et le passage à un milieu plus franchement intertidal remplace les dépôts des laminites par celui des calcaires massifs en gros bancs. Les membres A et C de Endt correspondent à ce type de dépôts. Les biohermes de spongiaires (Voir 1.3.7) et le membre B de Endt sont des dépôts plus profonds, hémipélagiques. Les biohermes d'après Du Dresnay (1978) correspondraient à des constructions situées sous le niveau d'agitation des vagues.

Les dépôts du membre B, à foraminifères planctoniques et bancs lités indique le passage à un milieu marin ouvert. Dans l'Atlas de Rich ce passage à un milieu ouvert passe par une récurrence intertidale (membre C de Endt) avant de confirmer la tendance à l'approfondissement durant le dépôt des calcaires lités de l'Aberdouz. On peut ain-

si admettre que la subsidence, compensée par les dépôts des calcaires massifs, s'accomplit par pulsion dès le Sinémurien moyen.

1.3.5 Calcaires lités de l'Aberdouz

1.3.5.1 Epaisseur

Comme les calcaires massifs d'Idikel, les calcaires lités de l'Aberdouz diminuent d'épaisseur du nord vers le sud, de 500 à 200 m environ.

1.3.5.2 Lithologie

Les bancs décimétriques de calcaires noirs déposés au-dessus des calcaires massifs d'Idikel sont des calcaires fins qui ressemblent beaucoup aux dépôts du membre B de Endt.

La couleur très sombre de ce calcaire devient plus grise vers le sommet de la formation. Des silex apparaissent dans les bancs. Les calcaires lités ont parfois un caractère ondulé, de bancs moulés les uns sur les autres. Des dépôts millimétriques rose-violacés jalonnent certaines limites de bancs.

Dans la partie centrale du bassin (Foum Tillich, Coord: 579.5/192.5) (Ich n'Idalioun, Coord: 556.0/198.5) (Igli, Coord: 541.6/182.4) des récifs de spongiaires très localisés se perpétuent dans les calcaires lités et les remplacent parfois sur toute leur épaisseur (Jebel Igli).

1.3.5.3 Faune

Les échinodermes sont souvent présents et des segments de crinoïdes en étoiles émergent, dégagés par l'érosion. Les spicules de spongiaires et les radiolaires, généralement épigénétiés en calcite sont abondants. On observe de rares débris de coquilles de bivalves.

1.3.5.4 Age

Un âge Sinémurien s.l. est assuré par les ammonites (Arnioceras, Asteroceras, Dubar 1972).

1.3.5.5 Microfaciès

Les calcaires lités de l'Aberdouz sont des micrites à pellets et rares intraclastes. Ce sont des mudstones et wackestones pauvres en éléments figurés, à rares quartz idiomorphes et cubes de pyrite.

1.3.5.6 Milieu de sédimentation

Ces calcaires lités comparables au membre B de Endt marquent un approfondissement du bassin atlasique par rapport aux dépôts des calcaires massifs du membre C.

Les ammonites y apparaissent plus nombreuses et l'abondance des spicules de spongiaires et des radiolaires atteste d'un milieu marin ouvert de type hémipélagique.

Studer (1980) voit dans ces dépôts des apports de turbidites distales positives transportant dans le bassin du matériel carbonaté produit sur le paléoseuil de la Haute Moulouya. A l'appui de cette interprétation Studer signale des granoclassesments et stratifications obliques observés au N, dans les zones directement adjacentes au paléoseuil de la Haute Moulouya. Dans le bassin des bancs lités décimétriques correspondraient à des turbidites distales positives.

Dans le secteur situé entre le jebel Ayachi et Rich, les bancs calcaires de la formation de l'Aberdouz n'évoquent pas des dépôts turbiditiques:

- Jamais les bancs calcaires ne sont séparés par des niveaux marneux qui traduiraient les périodes de sédimentation autochtone comme on les observe dans les formations indubitablement turbiditiques de l'Ouchbis (Voir 1.3.6) et de Ait Daoud (Voir 1.4).
- L'épaisseur des bancs calcaires de la formation de l'Aberdouz ne diminuent pas du nord au sud, évoquant les dépôts par déccélération progressive d'un courant de gravité (Eder, 1970).
- Aucune structure sédimentologique, ni stratification oblique, ni granoclassesment n'a

été observée dans la formation de l'Aberdouz, dont les bancs de calcaires micritiques sont symétriques dans leur structure interne.

Le litage régulier des bancs calcaires de la formation de l'Aberdouz pourrait avoir été acquis postérieurement au dépôt des bancs calcaires. Localement la silice se concentre au centre des bancs, formant les rognons de silex. Ce phénomène de litage diagénétique s'observe dans les calcaires du Lias du sud des Alpes (Lombardikieselkalk) (Bernouilli, comm. orale).

1.3.6 Alternance de calcaires et de marnes de l'Ouchbis

1.3.6.1 Epaisseur

La formation de l'Ouchbis est plus épaisse au N de la crête du Jebel Maoutfoud que dans la région de Rich, passant de 300 m à 150 - 200 m. Au nord les bancs calcaires y sont plus épais (jusqu'à 1,5 m), ils mesurent 0,5 m dans le centre du bassin.

1.3.6.2 Lithologie

L'alternance des calcaires, marno-calcaires et marnes gris clairs à patine beige succède aux calcaires lités de l'Aberdouz. Les bancs gris du sommet de la formation inférieure (Aberdouz) deviennent, brun clair en même temps qu'apparaissent des interlits marneux. Les marnes plus minces à la base de la formation atteignent 1 m vers le sommet de la série, leur couleur est gris verdâtre.

Au Jebel Ayachi, on découvre des niveaux à granoclassesment vertical, stratifications obliques, slumps (Taarart Coord: 544.5/205.6). Dans la partie centrale du bassin, entre Sidi Hamza et Rich, les structures sédimentaires sont plus rares; néanmoins on observe fréquemment des bancs à granoclassesment frustré et à laminations qui prouvent le caractère turbiditique de ces dépôts.

1.3.6.3 Faune

Des radiolaires, des spongiaires et des débris d'échinodermes forment les rares fossiles visibles au microscope. Les ammonites sont abondantes au sommet des bancs calcaires, où se marquent les traces d'une bioturbation.

1.3.6.4 Age

Les ammonites abondantes permettent de dater précisément l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis. Elle débute dans le Carixien avec *Crucilobicerias* (Studer, 1980), englobe la totalité du Domérien avec *Argutapites* (Domérien moyen); *Tauromeniceras gr. mazetieri* Dubar et *Canavaria sp.* (Domérien terminal). Les derniers bancs de la formation sont Toarcien inférieur (*Dactylioceras*).

1.3.6.5 Microfaciès

Les bancs calcaires sont des micrites fines où les éléments bioclastiques représentent 5 % de la roche. Des lithoclastes de quartz roulés sont toujours présents dans des proportions variant entre 5 et 20 %. Certains bancs du sommet de la série peuvent même en contenir plus de 50 %. Un litage interne apparaît, souligné par des niveaux plus riches en quartz.

1.3.6.6 Milieu de sédimentation

L'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis est formée de dépôts de turbidites. Les éléments sédimentologiques macroscopiques: granoclassement vertical, stratification entrecroisée, concentration des ammonites au sommet des bancs calcaires et dans les marnes en atteste. Les structures microscopiques lentiformes ou à stratification fines sont à rapporter à des niveaux laminés de la séquence de Bouma.

La direction des apports est N-S. Le paléoseuil de la Moulouya (Dubar, 1948, Du Dresnay, 1964) fonctionne comme zone de production des carbonates. Les turbidites se déposent dans le bassin et les niveaux les plus épais se placent en bordure de la fosse, à la base du talus. Studer (1980) signale des olistolithes et des conglomérats au N de Tounfite. Ces observations permettent de situer les zones de dépôts proximaux. Dans la zone étudiée les turbidites sont distales.

Le bassin est marin ouvert, hémipélagique. D'après Du Dresnay (1979) cette formation correspond aux dépôts de plus grande profondeur du Jurassique de l'Atlas.

1.3.6.7 Extension latérale

L'alternance calcaréo-marneuse est très uniformément répartie du N au S du bassin atlasique. Un sillon plus profond (ou plus subsident) peut-être mis en évidence au droit de la vallée de Taarart (Coord: 544.0/203.0), où les dépôts sont les plus épais.

1.3.7 Récifs du Lias inférieur et moyen

Des récifs de spongiaires apparaissent localement dans la partie supérieure des calcaires massifs d'Idikel. Il s'agit de constructions dues à des éponges de type Hexactinellidés (Du Dresnay, 1978). Ces récifs se perpétuent dans les formations de l'Aberdouz et de l'Ouchbis. Ils deviennent dès le Sinémurien supérieur des constructions dues à des coraux ahermatypiques (Beauvais, 1970).

Les récifs du Lias inférieur et moyen affleurent dans les zones anticlinales. Dans la région étudiée on les observe au sud de la vallée de Sidi Hamza - Ait Yacoub:

- le récif du Foum Tillicht (coord: 580/192) décrit par Du Dresnay (1978) est ennoyé par les bancs de la partie sommitale de la formation de l'Aberdouz.
- Au jebel Igli (coord: 544/193) et au Tizi n'Oulrout (coord: 553/197) les récifs du Lias moyen sont ennoyés dans les premiers bancs de la formation de l'Ouchbis.

On constate donc que les récifs du Lias inférieur et moyen disparaissent avec l'arrivée des premiers bancs turbiditiques.

La localisation de ces récifs dans les zones anticlinales du Haut-Atlas de Midelt est due à des conditions d'affleurement car en zones synclinales les formations du Lias inférieur et moyen sont toujours recouvertes par des dépôts plus jeunes (Voir 5.2). Il paraît donc hasardeux d'évoquer une relation entre ces faciès et un paléo-environnement structural du Lias inférieur et moyen avec des rides favorables au développement des récifs.

A l'exception de la base de la formation d'Idikel, les récifs du Lias inférieur et moyen semblent totalement absents du secteur Ayachi-Taarart-Maoutfoud. On peut supposer que la profondeur du bassin excédait, à cet endroit, le niveau photique de vie des récifs.

1.3.8 Grès calcaires et marnes gréseuses de Tagoudit

1.3.8.1 Lithologie

Au sommet de la formation de l'Ouchbis les bancs turbiditiques disparaissent brusquement et seules subsistent les marnes sableuses gris-vertes. Au-dessus apparaissent des bancs de calcaires sableux ou de grès calcaires turbiditiques.

1.3.8.2 Épaisseur

Cette formation a une puissance maximale au nord de la chaîne, en bordure de la Haute Moulouya (flanc N du jebel Ayachi). La formation mesure jusqu'à 200 m d'épaisseur. Dans la vallée de Taarart, il subsiste 100 à 150 m de grès calcaires et de marnes gréseuses. Au sud du jebel Maoutfoud, entre Sidi Hamza et Ait Yacoub, la formation mesure environ 50 m. Entre le jebel Adraka et le Jebel Aari M'dourt (synclinal perché de l'Agounon n'bou Imchet) cette formation est réduite à un épisode mince (10 m).

L'épaisseur des bancs est proportionnelle à l'éloignement de la bordure de la chaîne:

Au N du jebel Ayachi, les bancs mesurent environ 50 cm. Dans le synclinal de Taarart, l'épaisseur des bancs varie entre 5 et 20 cm. Plus au Sud, ce sont des bancs centimétriques à décimétriques qui donnent son allure caractéristique en dalles à la formation de Tagoudit.

1.3.8.3 Faune

Les bancs turbiditiques gréseux renferment peu d'ammonites, Paléodyction apparaît localement à la surface des bancs.

On observe au microscope des foraminifères agglutinés (Trocamina), hyalin (Lingulina) et quelques débris d'échinodermes.

1.3.8.4 Age

Cette série débute au-dessus des derniers bancs à Dactylioceras de la formation de l'Ouchbis; quelques Dactylioceras apparaissent encore dans la formation de Tagoudit (Bernasconi, 1983). Au sommet de cette formation nous avons découvert des Hildoceras bifrons. L'âge de cette formation est donc Toarcien inférieur à moyen.

1.3.8.5 Microfaciès

Les bancs turbiditiques gréseux sont formés de grains de quartz et de pellets calciques d'un demi-millimètre. La matrice est souvent micritique mais peut parfois passer à une microsparite. Les éléments bioclastiques sont très mal représentés, outre les faunes il apparaît de fines lentilles de matière organique et des morceaux de charbon.

1.3.8.6 Milieu de sédimentation

Le dépôt de grès calcaires de la formation de Tagoudit marque une accentuation des apports détritiques par rapport aux apports carbonatés. Ce changement pourrait traduire l'émersion et l'érosion d'un haut fond situé au Nord (paléoseuil de la Haute Moulouya). Notons cependant que des ripple-marks, mesurées dans la vallée de Taarart fossilisent des courants de direction E-W, parallèles à la chaîne. Ces courants peuvent évoquer une structuration synsédimentaire précoce du bassin avec des rides toarciennes E-W, parallèles aux anticlinaux actuels. Ce modèle est incompatible avec l'existence de ride et l'épandage large, de ces turbidités gréseuses dans tout le bassin.

Une autre hypothèse considère que ces ripple-marks, limitée à la zone N du bassin, sont l'enregistrement d'un courant E-W n'ayant aucune relation avec les turbidites et correspondant plutôt à un courant marin.

1.3.9 Marnes et marno-calcaires d'Agoudim

Cette formation a pu être divisée en deux membres cartographiquement différents sur la feuille de Rich.

I. les marnes d'Agoudim membre inférieur

II. les marnes et marno-calcaires d'Agoudim membre supérieur.

Un épisode détritique carbonaté clastique (le membre de Ait Daoud) formant un delta sous marin dans la formation d'Agoudim, entre le col du Tarhemt et Sidi Hamza est décrit sous 1.4.

1.3.9.1 Marnes d'Agoudim, membre inférieur

Les marnes d'Agoudim, gris bleue à patine beige affleurent à la base des flancs de la plupart des anticlinaux. Des bancs calcaires à patine brun-ocre, identiques aux calcaires sableux de la formation de Tagoudit subsistent dans la partie inférieure de ce membre marneux. Ces bancs sont souvent discontinus et déformés en boules ou phacoïdes. Ils sont abondants dans les zones de rides synsédimentaires (Voir 5.2).

1.3.9.1.1 Epaisseur

Les marnes d'Agoudim ont des épaisseurs très variables traduisant les premiers soubresauts de la tectonique atlasique. Leur puissance varie de quelques mètres (N du Jebel Igli, Coord: 541.6/182.4) à plus de 500 m dans les synclinaux.

1.3.9.1.2 Faune

Les marnes d'Agoudim contiennent des ammonites, parfois pyritisées, (Lythoceras, Phylloceras) (Studer, 1980) des lamellibranches type Bositra B., des spicules de spongiaires, des radiolaires et quelques foraminifères planctoniques. La répartition des faunes est irrégulière. Les Bositrae et les ammonites pyritisées sont surtout nombreuses dans la partie méridionale de la zone étudiée.

1.3.9.1.3 Age

L'âge de la base de la formation est Toarcien moyen et supérieur (Lythoceras). Le sommet du membre marneux se situe à l'intérieur de l'Aalénien.

Le passage entre le membre marneux et marno-calcaire d'Agoudim n'est pas isochrone.

1.3.9.1.4 Microfaciès

Les marnes sont des micrites, mudstones (selon Dunham) à très rares éléments figurés.

1.3.9.1.5 Milieu de sédimentation

Les marnes d'Agoudim se déposent en milieu hémipélagique. Les apports turbiditiques abondants du Toarcien inférieur à moyen cessent progressivement durant cette période. Des discordances stratigraphiques (Voir 5.2) révèlent des rides qui divisent la fosse atlasique en bassins séparés par ces reliefs. La disparition des bancs turbiditiques peut s'expliquer par ces barrières qui isolent les bassins du paléoseuil de la Haute Moulouya, zone de production du matériel turbiditique.

Les mouvements synsédimentaires déterminent des variations importantes de l'épaisseur des marnes d'Agoudim. Les biseautages sont fréquents en direction des rides anticlinales (Afraskou, Taarart, Jebel Igli, N du Jebel Adraka, Jebel Idhirt). (Figure S5)

La bathymétrie du milieu de dépôt doit être précisée:

Les dépôts sous-jacents du Domérien et Toarcien inférieur sont relativement profonds. Les marnes d'Agoudim ont été considérées également comme dépôts profonds. Du Dresnay (1979) émet quelques réserves en regard de l'abondance de Bositra B. Or ce fossile, d'après Jefferie et Minton (1965) est un organisme planctonique, probablement nageur. Sa présence ne permet donc aucune conclusion sur la bathymétrie.

L'absence de benthos dans les marnes d'Agoudim révèle un milieu peu favorable à la vie (profondeur ? milieu réducteur ?). Les éléments les plus probants de détermination bathymétriques sont les suivants:

- la présence ponctuelle de traces de zoophycons sur les bancs marno-calcaires sus-jacents traduit selon Rhoads (1975) un faciès de talus (slope)
- une autre trace fossile, Paléodyction, existe à la surface des niveaux turbiditiques du Toarcien inférieur; selon Crimes (1975) il s'agit de traces parmi les plus distales et abyssales connues.

1.3.9.2 Marnes et marno-calcaires d'Agoudim, membre supérieur

1.3.9.2.1 Lithologie

Ces dépôts succèdent sans transition nette aux marnes d'Agoudim. Les bancs calcaires et marno-calcaires deviennent plus nombreux et plus épais. L'alternance de ces niveaux de calcaires gris bleus à patine grise ou beige et des niveaux de marnes grises à patine beige donne aux paysages des synclinaux de l'Atlas leurs reliefs caractéristiques en questas de toutes dimensions. Vers le haut de la série les niveaux calcaires deviennent plus épais; ils forment une ou plusieurs barres et ont reçu le nom de calcaires corniches (Termier, 1936). Les calcaires et marno-calcaires fins de la base du membre supérieur d'Agoudim font place à des niveaux biodétritiques; des niveaux oolithiques et des biostromes apparaissent au sommet des coupes (Jebel Assamer n'aït Fergame (Stanley, 1975) Bou Maich, Tissidelt, Taguendoust).

1.3.9.2.2 Épaisseur préservée jusqu'à 2000-2500 m

Les marnes et marno-calcaires d'Agoudim sont les plus jeunes dépôts de la zone étudiée. La série est érodée et n'apparaît jamais en totalité.

1.3.9.2.3 Faune

La base de la série est relativement pauvre en fossiles, avec quelques rares ammonites (Cadomites), Bositra B, Zoophycons et quelques foraminifères planctoniques. Plus haut apparaissent localement des niveaux riches en rostrés de bélemnites.

Dans les bancs biodétritiques de la partie supérieure de la série on observe des débris de lamellibranches, brachiopodes, échinodermes et coraux.

Des bancs à grands lamellibranches (indéterminé) sont associés à de petits récifs de coraux et de polypiers au Tissidelt (Coord: 557.4/191.0).

1.3.9.2.4 Age

La série débute dans l'Aalénien supérieur. D'après Dubar (1943), une arrivée massive de bélemnites marque le Bajocien inférieur. Ces bancs se trouvent dans le secteur étudié peu au-dessus de la base du membre supérieur d'Agoudim. D'après Studer (1980), les termes tout à fait supérieur de la formation d'Agoudim sont Bathonien inférieur.

1.3.9.2.5 Microfaciès

Les dépôts de marnes et marno-calcaires sont des carbonates micritiques. Selon la classification de Dunham ce sont principalement des mudstones et wackestones. Les bancs biodétritiques du sommet de la formation passent à des packstones. La teneur en lithoclastes (pellets et intraclastes augmentent parallèlement au niveau stratigraphique; des oolithes apparaissent vers le sommet de la série).

1.3.9.2.6 Milieu de sédimentation

Le membre supérieur d'Agoudim marque le début de la régression marine jurassique et du comblement de la fosse atlasique. La profondeur des dépôts diminue et les récifs aaléno-bajocien limités jusqu'alors le long des rides anticlinales s'étendent dans les zones synclinales.

Le comblement des auges synclinales nivèle progressivement les reliefs synsédimentaires nés de la tectonique toarco-bajocienne inférieure (Voir 5.2).

1.3.9.3 Récifs dans la formation des marnes et marno-calcaires d'Agoudim (Figure S4)

Les corps récifaux liasiques ont été ennoyés durant le Domérien. Aucun récif n'a été découvert dans les dépôts du Toarcien et de l'Aalénien inférieur.

Sur les rides créés par les mouvements synsédimentaires toarco-bajocien des récifs de coraux et polypiers se développent. On les observe au N du Jebel Igli, à l'Ich n'Idalioun, et dans la région du col du Talrhem, en bordure N du bassin atlasique. Leur âge est bajocien inférieur, daté par ammonites au Tizi n'Oulrout. A cette époque, des rides bordent des bassins synclinaux plus profonds dans lesquels se sédimentent des marnes et où se déposent par courants de gravité des calcaires issus des rides. (Voir exemple de Ait Daoud, 1.4.1).

Le comblement de ces bassins synclinaux s'opère durant le Bajocien, un épizone récifal marque le retour à un milieu peu profond. Entre l'Ayachi et Rich, les récifs du Bajocien supérieur-Bathonien apparaissent, en zones synclinales: (Tissidelt (Coord: 557/191), Bou Maich (Coord; 539/194)).

1.3.10 Le cycle jurassique entre le jebel Ayachi et Rich

L'étude des formations du Haut Atlas entre le jebel Ayachi et Rich ne permet de suivre qu'une partie du cycle sédimentaire jurassique, visible dans sa totalité peu à l'W (Studer, 1980, Figure S6).

Les dépôts jurassiques de la région étudiée sont situés dans la zone centrale et nord de la fosse atlasique. L'apparition d'un milieu marin peu profond au Lias inférieur, et le dépôt des premiers niveaux carbonatés s'opère par pulsions successives. Les calcaires massifs en gros bancs (faciès intertidal) passent brusquement à une alternance de bancs décimétriques d'environnement plus profond (subtidal). Une récurrence des calcaires massifs (membre C de Endt) marque dans la partie nord de la zone étudiée (et donc de la bordure nord de l'auge atlasique) un retour à un milieu agité, intertidal. La subsidence se poursuit et l'approfondissement de l'auge se marque dans les formations liasiques pauvres en fossiles par des faciès de plus en plus profonds (calcaires fins, turbidites, marnes). L'axe de subsidence maximale du Lias inférieur et moyen (formation d'Idikel, de l'Aberdouz et de l'Ouchbis) se place en bordure nord du golf atlasique où les formations liasiques sont les plus épaisses (vallée de Taarart, jebel Ayachi, région ouest du Tamazhrt).

La profondeur maximale du bassin est atteinte au Domérien et Toarcien inférieur comme le prouve l'absence de faunes benthiques dans les sédiments autochtones, ormis paléodyctions.

Dès le Toarcien moyen, des mouvements synsédimentaires (Du Dresnay, 1979) provoquent l'apparition de rides et de zones subsidentes parallèles, grossièrement est-ouest, dans l'auge atlasique (Voir 5.2). Dès cette époque, les variations latérales de faciès abondent et les formations récifales qui se développent sur les rides s'opposent aux dépôts détritiques marneux et aux turbidites qui emplissent les zones subsidentes. De nombreuses discordances apparaissent à l'intérieur de la formation d'Agoudim (Voir 1.4).

La subsidence générale du golf atlasique se ralentit dès le Bajocien et le comblement progressif des dépressions toarco-aaléniennes permet aux récifs jusqu'alors cantonnés aux rides de se développer dans les zones synclinales.

Entre l'Ayachi et Rich, les dépôts rouges jurassiques moyen à supérieur qui marquent le comblement du golf atlasique, sont érodés, s'ils s'y sont jamais déposés.

1.4 Membre de Ait Daoud

1.4.1 Introduction

Le membre de Ait Daoud est formé par des dépôts clastiques caractéristiques de la bordure d'un bassin subsident. Il marque la limite entre les membres inférieur et supérieur de la formation d'Agoudim. Le membre de Ait Daoud s'étend de la région de Sidi Hamza vers le NE, jusqu'au col du Talrhem et au-delà. Les diverses zones paléogéographiques qui le composent sont du NE au SW:

- une zone d'arrière barre à dépôts minces et fond durci
- une barre récifale à biohermes de polypiers
- un bassin dans lequel se sont déposés les matériaux transportés depuis la plate-forme par des courants de gravité.

L'étude de ce domaine comprend une cartographie générale et une série de huit coupes qui permettent une visualisation de l'évolution latérale des faciès. Les séquences de dépôts liés aux courants de gravité ont particulièrement retenu notre attention. Leur évolution permet une reconstitution spatiale de la géométrie du bassin.

1.4.2 Cadre géologique

Durant l'Aaléno-Bajocien, le Maroc oriental, domaine marin, est formé de deux bassins subsidents dans lesquels se déposent des marnes et marno-calcaires: le Haut et Moyen Atlas. Entre ces deux fosses la Haute Moulouya, prolongée vers le NE par les Hauts Plateaux, constitue un haut-fond peu subsident sur lequel se sédimentent des calcaires et dolomies (Du Dresnay, 1967).

Le système sédimentologique de Ait Daoud se rattache à cet ensemble et traduit une zone de passage entre la plate-forme et le bassin du Haut Atlas.

Les affleurements de ce système sédimentaire sont continus et permettent de bonnes corrélations latérales directes. Seul le secteur NW a disparu, par érosion et intrusion des syénites néphéliniques éocènes du Tamazht.

1.4.3 Coupes

Les coupes lithologiques (Figure A1) sont:

1. Coupe du Tizi n'Talremt	(580.3/222.8; 580.8/221.9)
2. Coupe du Jebel Ahrabout	(584.0/220.8; 583.5/219.9)
3. Coupe de Ait Daoud	(580.3/215.1; 580.8/215.5)
4. Coupe de Tasserourt	(574.3/216.0; 574.8/216.4)
5. Coupe du Jebel Amrar	(582.2/211.2; 574.5/212.1)
6. Coupe de Endt	(568.0/209.4; 568.7/209.1)
7. Coupe de Tayrouft	(562.2/206.0; 562.7/206.6)
8. Coupe de Ayaouz	(588.6/203.9; 558.4/202.8)

Toutes ces coupes ont été mesurées et décrites sur le terrain. Quatre d'entre elles ont été étudiées en lames minces pour les microfaciès (1-3-5-6). Quelques lames ont été examinées sur la coupe No 2. La coupe No 6 est une partie détaillée de la coupe générale représentative du Lias et du Dogger de la zone Ayachi-Rich. Les échantillons ont été analysés au rayon X pour déterminer les teneurs relatives en divers minéraux.

Les deux coupes de Endt (Voir 1.2) et du Tizi n'Talrhem ne se limitent pas au membre de Ait Daoud. Elles englobent les formations encadrantes et permettent de préciser la position stratigraphique du membre de Ait Daoud.

1.4.3.1 Coupe du Tizi n'Talremt (Figure A2)

Epaisseur 300 m

- Formations
- Calcaires et marnes gréseuses de Tagoudite
 - Marnes d'Agoudim
 - Membre de Ait Daoud
 - Marnes et marno-calcaires d'Agoudim
 - Série rouge du Talrhem.

Description

La formation de Tagoudite et les marnes d'Agoudim mesurent respectivement 30 et 100 à 150 m. Les calcaires gréseux de Tagoudite et les marnes grises à rares bancs décimétriques de calcaires micritiques fins du membre inférieur d'Agoudim ne se différencient pas des faciès connus dans le bassin.

Le membre de Ait Daoud, mince série (10 m) de bancs conglomératiques, type courants de gravité, de 50 cm à 1 m se termine, par un fond durci ferrugineux. La taille des galets les plus gros est de 5 cm.

Au-dessus, le membre supérieur d'Agoudim mesure 60 à 100 m. Des niveaux décimétriques de marnes alternent avec des bancs décimétriques de calcaires biodétritiques à accumulations de rhynchonelles. Cette série passe progressivement à des dépôts de marnes gréseuses rouges. Des bancs de grès calcaires marquent le sommet de la série affleurante. Ces dépôts rouges, attribués au Bathonien par analogie de faciès ne furent pas étudiés.

Faune des marnes d'Agoudim et du membre de Ait Daoud

Dans les niveaux calcaires du sommet de la formation inférieure d'Agoudim, on observe des échinodermes, des foraminifères planctoniques, des filaments algaires, du charbon et des débris de coquilles.

Les niveaux conglomératiques du membre de Ait Daoud outre les mêmes fossiles contiennent encore des débris de coraux et des coquilles de lamellibranches, de crinoïdes et des gastéropodes.

Microfaciès

Les marnes du membre inférieur d'Agoudim sont des micrites pauvres en éléments figurés. Dans les bancs calcaires qui semblent constituer les premières venues turbiditiques on observe, en montant dans la série, une augmentation des grains de toutes natures, quartz, micas détritiques, bioclastes.

Age

D'après Du Dresnay (1964) les niveaux à accumulations de rhynchonelles marquent la partie tout à fait supérieure du Bajocien.

La base de la coupe du Tizi n'Talrhemt est datée du Toarcien inférieur (formation de Tagoudit). Les marnes d'Agoudim sont datées du Toarcien supérieur-Aalénien dans d'autres coupes.

Le membre de Ait Daoud est donc probablement Aaléno-Bajocien.

Sédimentologie

Les marnes d'Agoudim se déposent en milieu hémipélagique ouvert, comparable à celui de la fosse du Haut Atlas. Au Tizi n'Talrhemt les niveaux turbiditiques du membre de Ait Daoud ne donnent pas d'indications du milieu de dépôts. Le fond durci qui les surmonte traduit un relief que confirme la faible épaisseur des dépôts et la proximité immédiate des zones de calcaires construits du Jebel Ahkrabout.

La zone du Tizi n'Talrhemt se place en arrière de la barre récifale, en direction de la bordure du bassin. Les sédiments d'âge comparable sont malheureusement érodés plus au N.

Les dépôts sus-jacents au membre de Ait Daoud plus calcaires, marquent le passage vers les dépôts continentaux gréseux rouges. Dans cette zone de bordure de bassin, les dépôts post-Toarciens sont très minces et le comblement du bassin est réalisé avec des séries peu épaisses (1 km?).

Extension latérale

Le niveau de conglomérats coiffé d'un fond durci affleure sur la bordure N du synclinal situé à l'W du Tizi n'Talrhemt. Vers le N les dépôts sont érodés, vers le sud on passe aux faciès construits du Jebel Ahkrabout, vers l'ouest-sud-ouest les dépôts s'épaississent et passent à la série complète de Ait Daoud. Vers l'Est les niveaux conglomératiques s'épaississent quelque peu (50 m) pour disparaître en direction de la bordure Nord du Haut Atlas.

1.4.3.2 Coupe du Jebel Arhabout (Figure A2)

Épaisseur 100-120 m

Lithologie

Au Sud du col du Talrhemt, les dépôts à conglomérats et marnes sont remplacés par des calcaires massifs en gros bancs.

"Ces calcaires gréseux, oolithiques ou pisolithiques succèdent à des dolomies dont les pisolithes dissous sont remplacés par des cavités arrondies." (Dubar, 1943) Cette description des faciès du Jbl Arhabout traduit l'origine de zone de haut fond de ces dépôts. Les calcaires et dolomies gris clair à patine beige sont parsemés de débris de coraux. Des biohermes polypiers de 10 à 50 m de diamètre se développent dans la série sédimentaire (Arête SE de Jbl Arhabout (Coord: 583.5/219.9)) (Figure A3).

Faune

Coraux, polypiers, échinodermes, débris de coquilles bélemnites, bryozoaires.

Microfaciès

Ce sont des calcaires sparitiques (grainstones). Les éléments figurés sont des oolithes, des débris d'organismes. Les interstices sont remplis par de la sparite en mosaïque.

Age

Aucun fossile ne permet de dater cette série récifale. D'après Dubar (1936) les bélemnites apparaissent soudain en grandes quantités à la base du Bajocien, dans le Haut Atlas de Midelt. Nous retrouvons ces bélemnites soudainement abondantes dans les parties supérieures des calcaires et dolomies de jbl Arhabout.

Extension

Au N-E du village de Ait Daoud, sur la crête du Jbl Tarhabout les dolomies et calcaires massifs apparaissent directement sous les bancs turbiditiques supérieures de la série de Ait Daoud. Ces bancs massifs correspondent par corrélation latérale aux parties inférieures de la série des turbidites.

Les calcaires et dolomies massifs qui affleurent au Jbl Tarhabout sont l'évidence la plus occidentale des ces faciès. Ils s'étendent en direction du N-E; leur limite orientale se trouve en dehors de la zone étudiée, à l'Est du col du Talrhemt. Au N du jbl Ahrahou, des dépôts semblables n'existent pas (Voir 1.4.3.1).

Sédimentologie

Les dépôts de calcaires et dolomies en gros bancs du jebel Arhabout sont caractéristiques d'un domaine marin ouvert à haute énergie de type barrière; les bancs représentent des dépôts d'avant récif. Des biohermes s'y développent. Cette barrière s'avance dans la fosse du Haut atlasique comme un piton, limité au N par une faille. L'orientation de ces faciès récifaux suit une structure NNE-SSW qui sera discutée dans le chapitre tectonique (Voir 5.2).

1.4.3.3 Coupe de Ait Daoud (Figure A2)

Épaisseur 190 m

Au N-W du village de Ait Daoud, les gorges de la Tasserourt permettent d'observer une excellente coupe des dépôts d'avant récif, dans un chenal de passage des courants de gravité. Les faciès les plus typiques du membre décrit ont été observés ici, d'où l'appellation: membre de Ait Daoud. Au-dessus des marnes d'Agoudim, affleurant au fond de la gorge, les deux falaises symétriques dévoilent les 100 premiers mètres des dépôts. La série débute par une alternance décimétrique de calcaires fins et de marnes. Les bancs calcaires de type turbidites ont un fruste grano-classement de particules de la taille d'un sable. Dix mètres plus haut, les bancs deviennent plus épais et les premiers conglomérats alternent avec des niveaux de calcaires turbiditiques fins (sables). Sur plus de 50 m, les marnes disparaissent totalement dans la partie centrale de la coupe. Les éléments du conglomérats augmentent de tailles; de forme ellipsoïdales ils sont en majorité formés d'un calcaire fin, et noir. Des parties de bancs d'un mètre ont été transportés alors qu'ils étaient déjà quelque peu litifiés. Le niveau d'énergie de transport maximal se situe à 100 m de la base de la série. Des blocs de récifs (le plus grand dépassant 10 m³) ont été transportés dans un courant de boue de près de 2 m d'épaisseur (Figure A4). Les marnes réapparaissent entre les bancs conglomératiques dans la deuxième partie de la coupe. Les niveaux de conglomérats contiennent des éléments dont les tailles décroissent. Les marnes redeviennent prépondérantes. Des slumps et glissements locaux apparaissent. La série se termine par un conglomérat à éléments décimétriques et matrice fine et noire, caractéristique qui permet des repérages latéraux dans les coupes du Jbl Amrar et de Tasserourt.

Faune

Les faunes conservées figurent comme débris dans les turbidites, et comme fossiles dans les blocs et galets transportés.

Les dépôts sont riches en débris d'échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, coraux, algues et foraminifères agglutinés. La surface des bancs est marquée par zoophycon.

Microfaciès

Les calcaires turbiditiques sont des micrites bioclastiques à éléments figurés peu nombreux. Outre les fossiles, des oolithes et interclastes sont abondants. Selon les termes de Dunham, ce sont des mudstones à wackestones.

Les conglomérats ont la même matrice. On y observe deux catégories de galets:

- Les premiers sont des sparites à oolithes, intraclastes et bioclastes provenant d'un milieu à haute énergie d'agitation (Plateforme ou barrière).
- Les seconds sont des micrites, wackestones ou mudstones à très rares oolithes, calcisères et bioclastes. Ce sont des dépôts de type bassin et pourraient constituer le remaniement de dépôts de turbidites fines antérieures.

Les néoformations de quartz et de feldspath sont très abondants; le quartz se rencontre sous forme de monocristaux mais il épigénétilise également les couches externes des oolithes. Les feldspath sont toujours idiomorphes. Ce sont des prismes d'albite (détermination par RX).

Sédimentologie

Les dépôts de la gorge de la Tasserourt révèlent les apports successifs des courants de gravité, dans un bassin hémipélagique à sédimentation marneuse.

A la base de la série les marnes sont encore dominantes, elles disparaissent totalement dans la partie médiane du membre de Ait Daoud, traduisant soit une fréquence élevée des apports clastiques qui ne laisse redéposer que quelques millimètres de marnes, soit, et le phénomène paraît hautement probable, l'érosion des dépôts marneux par les courants de gravité dans une zone où ces derniers possédaient une énergie maximale.

1.4.3.4 Coupe du village de Tasserourt

Epaisseur 200 m

La coupe du village de Tasserourt est très semblable à celle de Ait Daoud. Elle n'est pour cette raison, pas étudiée en lames minces. Macroscopiquement, elle diffère par l'absence d'olistholithes de récifs et par la taille plus réduite des blocs de conglomérats qui n'excèdent jamais 20-50 cm. L'épaisseur des bancs y est plus faible.

Faune reconnue

Coraux - zoophycons - échinodermes.

Microfaciès

Pas de lames minces étudiées.

Sédimentologie

Les considérations générales de la coupe de Ait Daoud sont applicables à cette série. Les variations observées permettent de placer cette zone en position plus distale par rapport à Ait Daoud.

1.4.3.5 Coupe du Jebel Amrar

Epaisseur 240 m

La coupe du Jbl Amrar est avec celle de Endt, la plus épaisse que nous ayons mesurée.

C'est une succession monotone de turbidites fines à grains inférieurs au millimètre. Les bancs calcaires réguliers de 10 à 20 cm sont séparés par une série de barres à dépôts plus grossiers de 1 à 2 mètres d'épaisseur dans lesquelles apparaissent les conglomérats les plus distaux observés. Leurs galets ont des tailles qui n'excèdent jamais quelques centimètres.

Les plus gros bancs se groupent, ici comme à Ait Daoud dans la partie supérieure de la série. C'est également dans ces barres que s'observent les galets les plus gros de la coupe. Les glissements sous-marins (slumps) sont nombreux.

Faune

Comme précédemment les fragments d'échinodermes, de coquilles de lamellibranches, de brachiopodes et de gastéropodes, les algues et les foraminifères benthiques représentent la faune reconnaissable. Les coraux ne sont plus visibles.

Microfaciès

Les calcaires sont des micrites mudstones, les oolithes et intraclastes sont toujours fréquents et les néoformations de quartz et d'albite sont comparables à celles de Ait Daoud.

Sédimentologie

Les dépôts du Jbl Amrar se trouvent placés dans l'axe du bassin synclinal de Sidi Hamza. Tous les dépôts sont concordant et le passage entre les marnes du Toarço-aalénien vers les faciès détritiques clastiques est très progressif. Les turbidites calcaires remplacent au fur et à mesure le dépôt des marnes et finissent par représenter la totalité de la série sur 60 m.

1.4.3.6 Endt

Epaisseur 260 m

Les bancs clastiques de la coupe de Endt sont des calcaires fins; les courants de gravité qui ont déposé ces bancs sont exclusivement des turbidites. Les conglomérats ont disparu. L'alternance des calcaires, marno-calcaires et marnes débute par des bancs décimétriques fins.

La suite de la série est une succession irrégulière de bancs calcaires d'épaisseur variable et de marnes qui dessinent une topographie constratée en quêtes ou combes et crêtes décamétriques. Dans certaines barres calcaires des slumps provoquent des redoublements

de série. Les barres calcaires les plus importantes apparaissent dans la partie supérieure de la coupe.

Faune

Il y a dans la partie supérieure des bancs calcaires des Bositra B, des traces de zoophycon et des rostrés de belemnites. Des débris d'échinodermes, des algues, des foraminifères benthiques et planctoniques, quelques rares morceaux de coraux et des filaments algaires apparaissent au microscope.

Microfaciès

Les lames minces des bancs calcaires révèlent des dépôts micritiques pauvres en éléments figurés. Les pellets et intraclastes dominent. Quelques niveaux contiennent des oolithes et grains de quartz. Selon la classification de Dunham ce sont surtout de mudstones et wackestones.

Des parties de séquences de Bouma sont parfois visibles, grâce à des niveaux riches en grains opaques qui révèlent des laminations convolutées.

1.4.3.7 Sidi Hamza-Tazerouft

Epaisseur 240 m

Le membre de Ait Daoud très marneux et les bancs calcaires représentent moins de la moitié des dépôts. Les bancs de calcaires fins de 10 à 50 cm sont irrégulièrement répartis entre des niveaux de marnes. Des barres faites de l'accumulation de plusieurs bancs calcaires et de peu de niveaux de marnes se détachent dans la topographie. Les calcaires sont des dépôts des turbidites fines gris noir. Quelques rares bancs comportent des parties de séquences à grains de sable de l'ordre du millimètre.

Les glissements de bancs (slumps) sont très abondants.

Faune

Macroscopiquement les traces de zoophycons sont nombreuses. Des traces de vers pyritisés et quelques petites ammonites également pyritisées apparaissent dans la partie inférieure de la séquence.

Cette coupe n'a pas été étudiée en lames minces.

1.4.3.8 Ayaouz

Épaisseur 180 m

Les bancs calcaires sont beaucoup plus rares que dans les secteurs précédemment étudiés. La coupe présente 3 domaines. Un domaine inférieur à bancs calcaires espacés relativement peu nombreux, 1-2 tous les 3-4 m, puis une zone centrale essentiellement marneuse enfin un domaine supérieur à barres calcaires plus importantes qui terminent l'épisode turbiditique.

Les rares fossiles visibles sont des traces de zoophycons et quelques terriers pyritisés.

Quelques niveaux turbiditiques ont été étudiés au microscope. On y a découvert des algues, quelques rares débris d'échinodermes et des morceaux de charbon.

A Ayaouz, les bancs calcaires présentent des amincissements et épaissements assez marqués faisant parfois doubler l'épaisseur d'un banc, sur quelques dizaines de mètres.

1.4.4 Types de dépôts

Les bancs calcaires clastiques du membre de Ait Daoud sont les dépôts de courants de gravité. Quand la séquence sédimentaire (Bouma) est complète, elle comporte six termes qui sont:

- A1 : Conglomérat à matrice sans granoclassement (Figure A5)
- A2 : Conglomérat ou calcarénite à matrice micritique granoclassée
- B : Calcarénite à granoclassement et laminations parallèles

- C : Calcarénite à laminations convolutes
- D : Calcaire micritique fin, possibles laminations parallèles
- E : Calcaire micritique fin

A1 Séquence conglomératique

Le conglomérat de base est un dépôt de courant de boue (mud flow). Les éléments, blocs, graviers, galets et sables flottent dans une matrice fine de boue calcaire; ils sont rarement jointifs (Figure A5), leur forme est généralement ellipsoïdale, assez arrondie. Des morceaux de bancs lithifiés ont été emportés sans être disloqués.

A2 Séquence conglomératique ou calcarénitique granoclassée

Le niveau de conglomérat est nettement plus fin que le précédent. Les éléments de la taille d'un gravier (1-2 cm) sont granoclassés. Dans certains bancs, ces graviers sont très abondants et jointifs

B Calcarénite à granoclassement et laminations parallèles

Le niveau est formé de sables et silts. Le granoclassement y est rarement bien marqué. Des lentilles argileuses soulignent parfois les laminations parallèles. Ces dernières sont rarement visibles car le matériel souvent trop fin, subit une altération superficielle qui gomme les structures.

C Calcarénite à lamination convolutes

Les laminations convolutes ou entrecroisées sont un faciès caractéristique de la séquence de Bouma. Comme pour le terme B, la patine du calcaire rend cette observation souvent difficile. Les laminations convolutes sont d'autant plus visibles que les éléments sont plus grossiers; sableux dans une matrice fine. Si la totalité du matériel est très fin, les laminations convolutes se révèlent parfois en lames minces, sous le microscope, grâce à des litages de compositions minéralogiques différentes

D Calcaire fin à laminations parallèles

Les laminations parallèles du terme D sont encore plus rarement visibles que dans les termes B et C. La patine du calcaire efface toutes les structures et seuls quelques niveaux gréseux permettent de voir ces figures sédimentaires.

E Calcaire micritique fin, passage vers les marnes

Le terme supérieur de la séquence de Bouma (terme E) se confond avec les marnes sus-jacentes (dépôts pélagiques).

Dans les séries gréseuses, il est parfois possible de le séparer des dépôts pélagiques sus-jacents grâce à un changement de couleur des argilites. Dans les sédiments carbonatés du Haut Atlas, les marno-calcaires et marnes sont uniformément gris et le passage entre turbidites et marnes pélagiques n'est jamais net.

Pour cette raison, il paraît hasardeux de vouloir individualiser un terme E.

1.4.5 Interprétation

Cette séquence de Bouma est déposée par un courant de gravité. Le courant est composé de deux types de suspensions:

- le terme A1 est déposé par un courant visqueux (débris flow)
- les termes suivants (A2 à E) sont déposés par une turbidite classique

Le débris flow est une suspension visqueuse où les éléments, blocs, galets, graviers et sables sont supportés par une matrice, émulsion de boue et d'eau. (Middleton et al, 1973) Ce type de courant sédimente sans granoclassement, d'où l'allure particulière de ces dépôts où les éléments grossiers flottent dans une matrice fine.

La turbidite est un courant où les particules sont supportées par les turbulences d'une matrice de faible densité (20 % de grains par volume) (Crevello et al, 1980). Au fur et à mesure que la vitesse de la turbidite diminue, les éléments les plus grossiers se déposent, créant ainsi un niveau granoclassé.

Dépôts des courants de gravité

Les débris flow s'arrêtent rapidement, à la base des talus. Les turbidites se déposent beaucoup plus loin dans le bassin. Les termes inférieurs de la séquence A2 et B se superposent aux débris flow. Dans ces zones proximales les termes supérieurs C, D, E sont souvent absents, non déposés ou érodés par les courants de gravité suivants. En zone distale les termes inférieurs disparaissent progressivement et les zones les plus distales ne comportent plus que les termes supérieur D, E.

Autres structures

Des slumps déforment souvent dans le membre de Ait Daoud. Ils sont surtout abondants dans la zone médiane (coupe Amrar, Endt, Ayaouz). D'après Crevello et al (1980), ces structures s'observent à Exuma Sound (Bahamas) dans le fond du bassin sur des pentes de 0,5 à 1°.

1.4.6 Evolution spatiale des dépôts

Les coupes du Membre de Ait Daoud permettent de préciser la géométrie des dépôts en forme de delta sous-marin. Les observations suivantes sont utilisées pour la reconstitution spatiale (Figure A2, A1):

- l'épaisseur totale du membre de Ait Daoud
- les pourcentages relatifs des dépôts conglomératiques, calcaires et des marnes pélagiques
- l'extension des divers termes de la séquence de Bouma
- l'épaisseur maximale des bancs (Figure A4)
- les tailles des plus gros éléments transportés (Figure A7)

Épaisseur totale du membre de Ait Daoud (Figure A2)

En avant de la zone des récifs, les dépôts clastiques sont relativement peu épais; à Ait Daoud, ils mesurent 180 m, leur épaisseur augmente progressivement jusqu'à Endt (240 m) puis s'amincit dans les zones plus distales: Ayaouz (180 m).

Pourcentages relatifs des dépôts

Entre le jebel Ahrabout et Ayaouz (Figure A2, diagramme circulaire), les conglomérats abondants à Ait Daoud disparaissent après le jebel Amrar. La quantité totale de carbonates clastiques, conglomérats, plus calcaires passe de 80 à 35 %.

Zones de différents termes de la séquence de Bouma

Le terme A1 occupe la zone tout à fait proximale, il n'existe que dans les coupes de Ait Daoud et Tasserourt.

Le terme A2 s'étend dans les zones plus distales jusqu'au Jebel Amrar. Le terme B est bien visible à Ait Daoud, au jebel Amrar et à Endt. Les termes supérieurs C, D, E sont présents partout, ils sont nettement plus abondants à Endt, Sidi Hamza et Ayaouz, de ce fait considérés comme régions les plus distales.

1.4.7 Extension du delta

Les affleurements du membre de Ait Daoud se suivent sans interruption du col du Tahemh jusqu'au village d'Ayaouz. Sur la culmination axiale du synclinal de Sidi Hamza, entre Ayaouz et Idalioun, les formations atlasiques sont érodées jusqu'aux marnes du Toarcien moyen. La formation supérieure d'Agoudim réapparaît près d'Ait Yacoub. La série sédimentaire "normale": marne d'Agoudim inférieur et marno-calcaire d'Agoudim supérieur, ne contient plus de membre turbiditique nettement individualisé. Les bancs calcaires fins nombreux dans la partie médiane de cette série pourraient représenter les queues de dépôts des turbidites (termes C et D de Bouma); aucune structure caractéristique ne permet cependant de l'assurer.

Au Sud de la vallée de Sidi Hamya, la chaîne du jebel Adraka, paléorelief daté par ammonites (Voir 5.2) et contemporain du membre de Ait Daoud, a limité l'épandage des dépôts clastiques. Les affleurements de ce membre sur le flanc N de l'Adraka ont une épaisseur réduite à quelques mètres.

Par la cluse de Tabenniath, les écoulements gravitaires ont pu traverser la chaîne Adraka-AfadaT. La dépression axiale correspondant à la zone intrudée par les gabbro (boutonnière de Tabenniath) est très probablement synsédimentaire (Voir également 5.2). Par ce chenal les turbidites ont pu atteindre le synclinal du Tissidelt et former les dépôts qu'on observe au jebel Arhoud. La succession des bancs calcaires fins et noirs ressemble beaucoup aux dépôts du membre de Ait Daoud de Sidi Hamza.

1.4.8 Evolution temporelle

Le membre de Ait Daoud évolue dans le temps; les volumes transportés et l'énergie des courants augmente, culmine et diminue (Figure A1, A2, A4). A la base du membre de Ait Daoud, les seuls dépôts sont les termes B, C, D, E de Bouma. Aucun conglomé-

rat ne semble avoir été formé. Progressivement les dépôts s'épaississent et deviennent plus grossiers. Le développement maximum de ce système clastique apparaît dans toutes les coupes à la base du tiers supérieur des dépôts. On observe là les bancs les plus épais, les conglomérats les plus gros, l'extension la plus distale des termes inférieurs de la séquence de Bouma. (Figure A1)

La disparition des dépôts clastiques est similaire au développement; le decrescendo sédimentologique est plus rapide, le comblement du bassin et l'ennoyage des reliefs supprime progressivement les pentes permettant le départ des courants de gravité. La sédimentation des marnes et marno-calcaires d'Agoudim est rétablie. Les faciès deviennent plus calcaires, le milieu marin devient peu profond.

Provenance du matériel

Les calcaires fossilifères gris, en galets dans les conglomérats ne proviennent pas de la zone étudiée. D'après nos observations, ils se sont sédimentés sur la bordure de la Haute Moulouya. Les foraminifères benthiques qu'on y observe n'existent pas dans les marnes pélagiques. Les oolithes proviennent d'une zone peu profonde, agitée. Dans les turbidites on observe en plusieurs endroits un fossile décrit comme algues ou plaquettes alguaires. Ce sont des filaments de quelques dixièmes de millimètres qui n'ont jamais été observés dans les sédiments calcaires du Haut Atlas de Rich (Figure A6). Ils sont décrits dans les sédiments jurassiques de la Haute Moulouya (Rey Nouet, 1958), et constituent le meilleur traceur des transports du membre de Ait Daoud.

1.4.9 Paléogéographie

Un schéma paléogéographique (Figure A8 et S5) a pu être reconstitué grâce aux éléments sédimentologiques et à l'analyse de la tectonique synsédimentaire (Voir 4.2).

Le bassin du delta sous-marin de Ait Daoud correspond à la vallée de Sidi Hamza et des jebels Bedid-Amrar. Il est bordé au nord et au sud par les reliefs liés à des mouvements des failles synsédimentaires. Les zones de failles surélevées, se situent sous des tranches d'eau où les récifs peuvent se développer. Les récifs bordiers du jebel Ahra-bout et Tahrabout sont conservés. Ils sont érodés sur les reliefs formant la bordure sud mais l'un d'entre eux est conservé plus à l'ouest (Tizi n'Oulrout, Voir 5.2.2.3). Les paléoreliefs fossilisés par les niveaux de fond durci affleurent sur le flanc N du Jebel Adraka et à l'est de N'zala.

Des écoulements gravitaires latéraux au bassin sont partis de ces rides, comme le prouve un conglomérat intercalé dans les quelques mètres du membre de Ait Daoud, sur le flanc N du jebel Adraka, au-dessus du fond durci et dans une zone où seuls les termes C, D, E de la séquence de Bouma se sont déposés (Figure A1).

Le bassin du membre de Ait Daoud s'étend vers l'ouest (Voir 1.4.6) au moins jusqu'à Ayaou avec un passage probable entre les jebels Afadaï et Adraka (Voir également 1.4.6).

Vers l'est le membre de Ait Daoud s'amincit également et les conglomérats disparaissent vers Ait Balhacen (route nationale Midelt-Errachidia). Plus à l'est (Choubert, carte de l'Atlas géologique au 1: 200'000) d'autres conglomérats d'âge comparable doivent être rattaché à des cônes plus orientaux que celui de Ait Daoud.

Les courants gravitaires provenant de la Haute Moulouya devaient emprunter un goulet qui séparait les jebels Arhabout et Tarhabout d'un secteur W actuellement disparu dans les syénites du Tamazht. Ce goulet est prouvé par la diminution d'épaisseur des bancs et de taille des éléments conglomératiques entre Ait Daoud et Tasserourt, sur une transversale NW-SE, perpendiculaire à l'axe d'écoulement (Figure A1).

La zone du col du Talrhemt correspond à la zone d'arrière barre.

1.4.10 Bathymétrie

Il est extrêmement hasardeux d'avancer des arguments précis concernant la bathymétrie de ce secteur.

On sait que d'accord avec les auteurs ayant travaillé dans la région (Du Dresnay, 1979; Studer, 1980) les profondeurs les plus grandes ont été atteintes durant le Toarcien (500 à 1000 m).

A partir de cette époque la subsidence se limite aux zones synclinales (Voir 5.2) et des zones hautes s'individualisent. Le sillon atlasique se comble. Les récifs des jebels Arhabout et Tarhabout, à coraux et polypiers ne devaient pas se développer et survivre en-dehors de la zone photique au maximum 100 m de profondeur.

La zone d'épandage des turbidites est en avant-récif, en milieu marin ouvert. La sédimentation autochtone des marnes hémipélagiques à traces de zoophycons, ammonites rares et Bositra B le prouvent. La bathymétrie n'excède pas quelques centaines de mètres, car la proximité de zones récifales peu profondes (jebel Arhabout) fixe le niveau topographique général.

1.4.11 Age

L'âge du membre de Ait Daoud n'est pas cadré par ammonites. Les datations en notre possession sont:

- Un âge Bajocien moyen avec Cadomites sp. pour les bancs supérieurs du membre de Ait Daoud (Ait Daoud, flanc N du jebel Afadaï).
- Un âge Bajocien moyen à inférieur sur un fond durci qui correspond au non dépôt du membre de Ait Daoud (Voir 5.2) discordance synsédimentaire sur le flanc N du jebel Adraka, daté par ammonites (Oppelia et Stephanoceras).

1.4.12 Conclusion

Le membre de Ait Daoud se place dans les formations d'Agoudim qui révèlent une tendance régressive marquée dans l'évolution du bassin du Haut Atlas. Des formations de bordure de bassin à récifs, inconnus dans ces régions depuis le Lias réapparaissent.

La description des sédiments clastiques de Ait Daoud doit encore être complétée par l'analyse du moteur des transports par gravité. Plusieurs phénomènes conduisent à ébranler des niveaux sous-marins et provoquer ces écoulements. La gravité seule permet le départ des boues non consolidées sur des pentes faibles. Il nous paraît cependant essentiel que des événements catastrophiques amorcent le mouvement. La fréquence des glissements sous-marins du membre de Ait Daoud est de 1 à 4 tous les 10'000 ans.

Les événements qui peuvent les provoquer sont:

- tremblement de terre
- tsunami
- ouragan (tempête)
- variation du niveau eustatique (baisse)

D'emblée et après étude des conclusions de Keisa (1981) nous pouvons exclure les ou-
ragans comme origine de ces dépôts. Les dépôts de tels événements sont caractérisés
par des structures formées par le flux et le reflux des vagues et n'apparaissent pas
dans le membre de Ait Daoud.

D'après Hallam (1981) le niveau eustatique est remonté de façon quasi permanente du-
rant le Jurassique inférieur et moyen. La régression amorcée dans l'Atlas à cette épo-
que semble donc liée à des phénomènes tectoniques (Voir également 5.2).

Cette tectonique synsédimentaire par failles est contemporaine du dépôt du membre
de Ait Daoud et modifie radicalement les conditions de sédimentation. Nous lui attri-
buons le rôle moteur de la formation des dépôts clastiques de Ait Daoud. Une telle tec-
tonique par faille dont les rejets dépassent mille mètres (Voir 5.2) a été obligatoire-
ment accompagnée de tremblements de terre. Par ailleurs, les tremblements de terre
et tsunami nous semblent liés; le second est une conséquence et une extension de l'ac-
tion du premier. Les effets limités d'un tremblement de terre sont toujours répercutés
sur les bordures de la mer où il a lieu, par un tsunami. Les deux phénomènes ont du
se compléter dans le Haut Atlas.

La faible étendue du membre de Ait Daoud en fait d'apparence un événement ponctuel;
n'oublions cependant pas que le caractère clastique de ces dépôts n'a pu être attesté
que grâce aux conglomérats qui n'occupent qu'un dixième de la surface du membre étu-
dié, que d'autres conglomérats existent ailleurs dans l'Atlas et que rares sont les bor-
dures affleurantes, d'âge aaléno-bajocien, entre le sillon atlasique et la Haute Moulou-
ya. Il est donc probable qu'une partie au moins des bancs calcaires et marno-calcaires
du membre supérieur d'Agoudim soient d'origine turbiditique.

1.5 Quaternaire

1.5.1 Généralités

Les dépôts récents du Haut Atlas de Midelt sont exclusivement constitués de l'accumu-
lation de produit de l'érosion aérienne transporté par la gravité ou les oueds. Ce sont
principalement des éboulis et des dépôts fluviatiles sablo-graveleux. Leur âge n'est pas
précisément connu, en accord avec les auteurs nous ayant précédé, on distingue carto-
graphiquement:

Un quaternaire ancien constitué principalement d'éboulis qui forment les hautes terras-
ses surélevées par rapport au relief actuel. Ces éboulis rares sont fortement lithifiés.
Ils affleurent près de Sidi Hamza (Coord: 561.0/196.2)) et près de Ait Yacoub (Coord:
546.0/197.0).

Les dépôts quaternaires moyens ou moyennes terrasses constituent la majorité des en-
croûtements superficiels affleurants. Ce sont des éboulis et des cônes de déjections
fossiles qui sont partiellement lithifiés. Les dépôts quaternaires moyens ne sont que
rarement surélevés au-dessus de la topographie actuelle.

Les dépôts quaternaires actuels sont surtout des éboulis de pente et les alluvions des
oueds. Ces dépôts sont en général meubles.

1.5.2 Phénomènes glaciaires au jebel Ayachi

La chaîne du jebel Ayachi culmine à plus de 3700 m. Toute la crête, sur plus de 30
km, se trouve à des altitudes supérieures à 3500 m.

A l'époque actuelle, ce sommet est couvert de neige, selon les années de décembre-jan-
vier à mars-avril. Exceptionnellement comme durant les hivers 1979-1980 et 1980-1981
où les précipitations furent très réduites, la couche neigeuse ne subsiste qu'un mois
ou deux, exclusivement au-dessus de 2500 à 3000 m. Durant les hivers "normaux", la
neige descend de façon durable jusqu'à environ 2000 m.

Lors de nos trois campagnes cartographiques sur ce sommet, soit durant les mois d'août
de 1979, 1980 et 1981 il nous a toujours été donné d'observer un névé d'environ 500 m²,
au Sud du Tizi n'Tirrecht (Coord: 542.7/210.3), ceci même en fin du mois d'août 1981,
soit après un été chaud et 2 hivers peu rigoureux.

Nous n'avons jamais pu vérifier si ce névé subsiste en septembre et jusqu'aux premiè-
res neiges, la chose est probable.

L'existence de névés sous les climats actuels conduit à rechercher les traces de gla-
ciations quaternaires.

Le flanc nord de l'Ayachi comporte 8 cirques d'érosion (Figure Q1) concentrés aux abords des 5 principaux sommets. L'étude des 2 cirques orientaux a permis à Mensching (1953) de découvrir une morphologie glaciaire typique. Dresch et al (1953) ont observé des formes semblables; solifluxion, cirques arrondis, probables moraines.

Ces auteurs n'ont probablement pas visité les cirques occidentaux, qui comportent:

- des moraines
 - des galets striés
 - des roches moutonnées à poli glaciaire et stries (Figure Q2)
 - des blocs erratiques
- Les moraines observées prolongent les cirques 3, 4 et 5, à l'ouest de Said ou Aadi (Coord: 210.0/540.5). Ce sont des moraines latérales qui fossilisent d'anciennes langues glaciaires entre 3200 et 2700 m. Le caractère morainique fut confirmé par la découverte au sommet de l'une d'elle de galets striés.
- A 3100 m dans le cirque 6, une surface d'érosion glaciaire a été préservée au pied d'un petit verrou. Alors que la partie supérieure non protégée par les sols, éboulis ou moraines de fond, présente une altération en lapiez, la partie inférieure récemment découverte révèle sur une surface d'environ 50 m², des roches polies et moutonnées où des stries glaciaires ne sont pas encore effacées (Figure Q2).

Dans le même cirque des blocs erratiques apparaissent à 2900 m au pied des moraines latérales. Le plus grand atteint 30 m³, dans une zone où les plus gros blocs d'éboulis récents ont de 2 à 5 dm³. Ces blocs erratiques proviennent de façon certaine de zones situées à 1,5 km en amont.

Selon nos observations il a existé durant le quaternaire au moins 8 petits glaciers dans ces cirques; glaciers dont 4 se réunissaient au lieu dit Bou Igader, 2700 m (Coord: 210.6/540.2) point de concentration des moraines les plus avancées (Figure Q1). Il serait par ailleurs intéressant de prouver que ces langues glaciaires ont dépassé Bou Igader. Malheureusement les éventuelles traces de poli glaciaire, placées entre 2500 m et 2600 m dans les gorges, sont érodées.

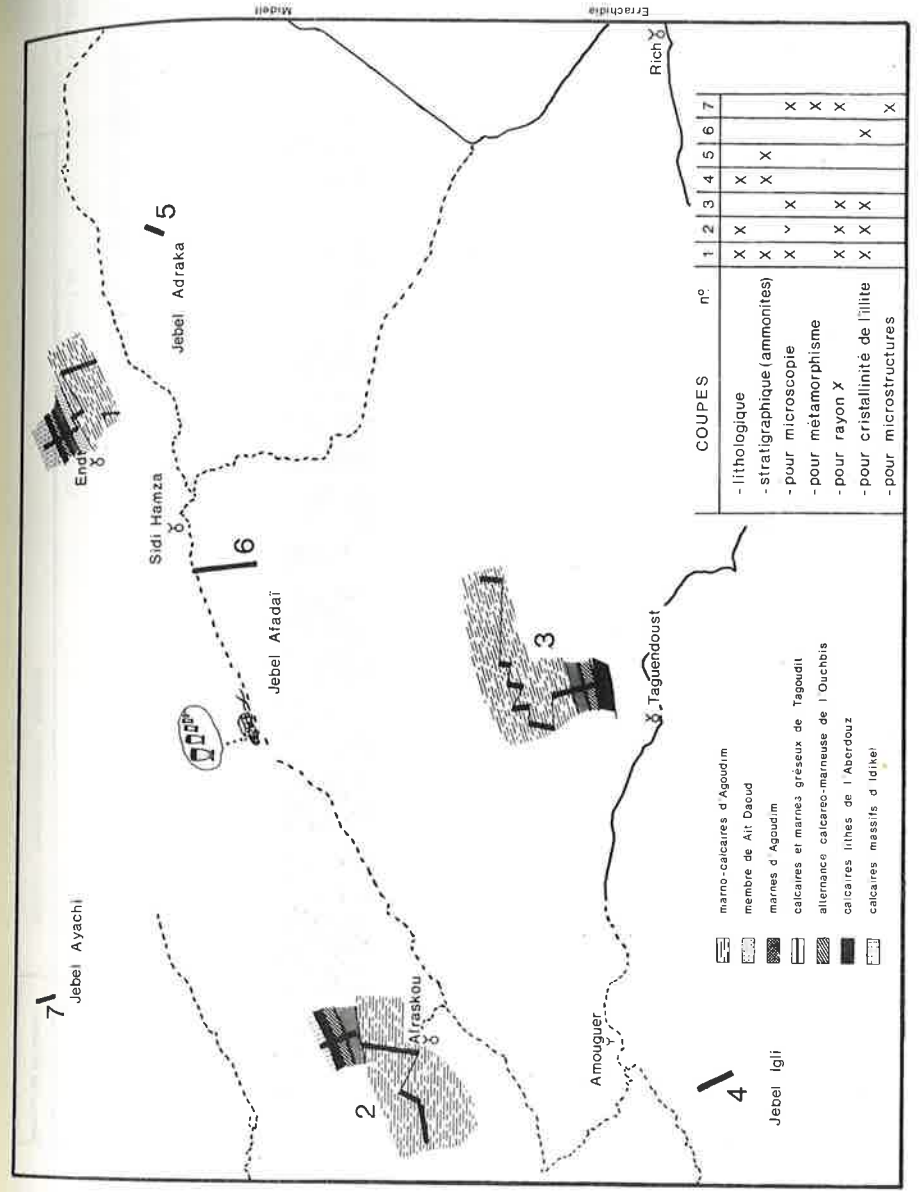


Figure S1 : Localisation des coupes relevées entre le jebel Ayachi et Rich

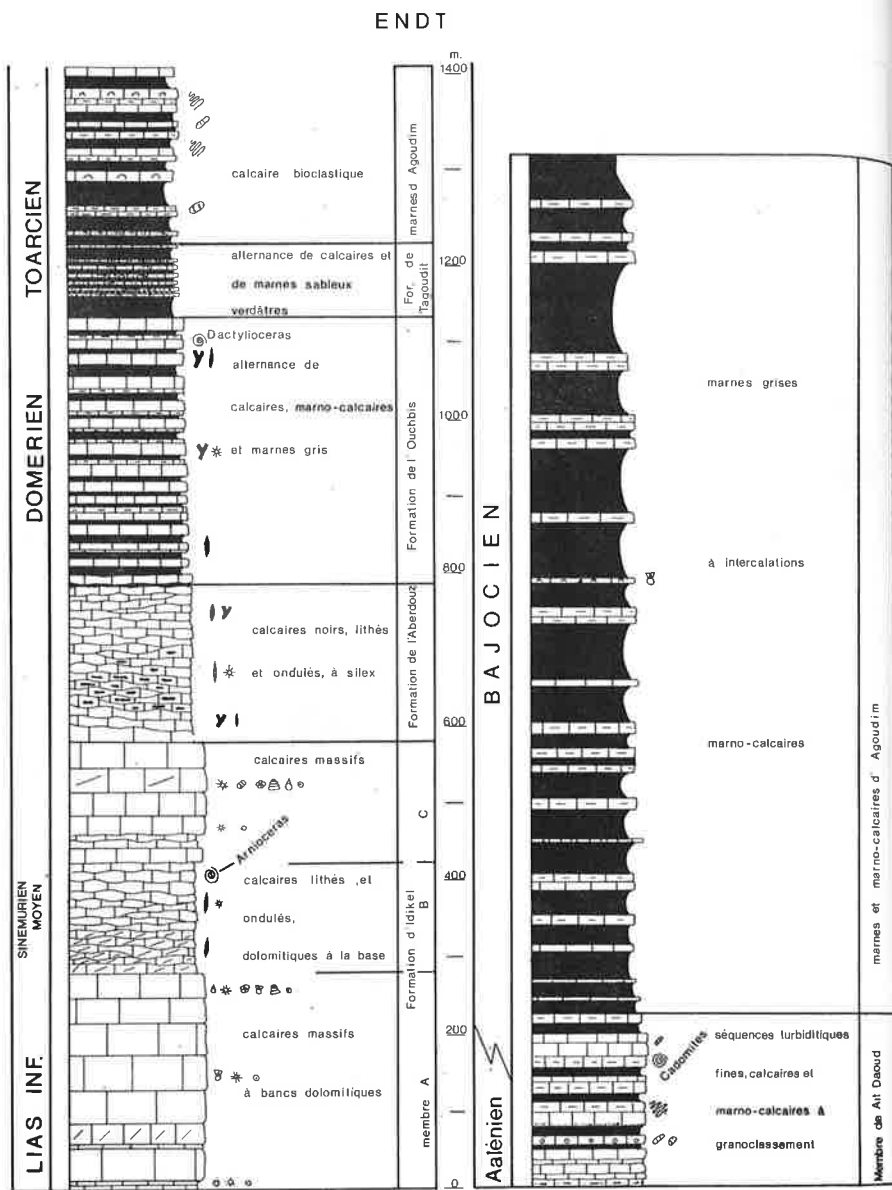


Figure S2 : Coupe lithologique de Endt

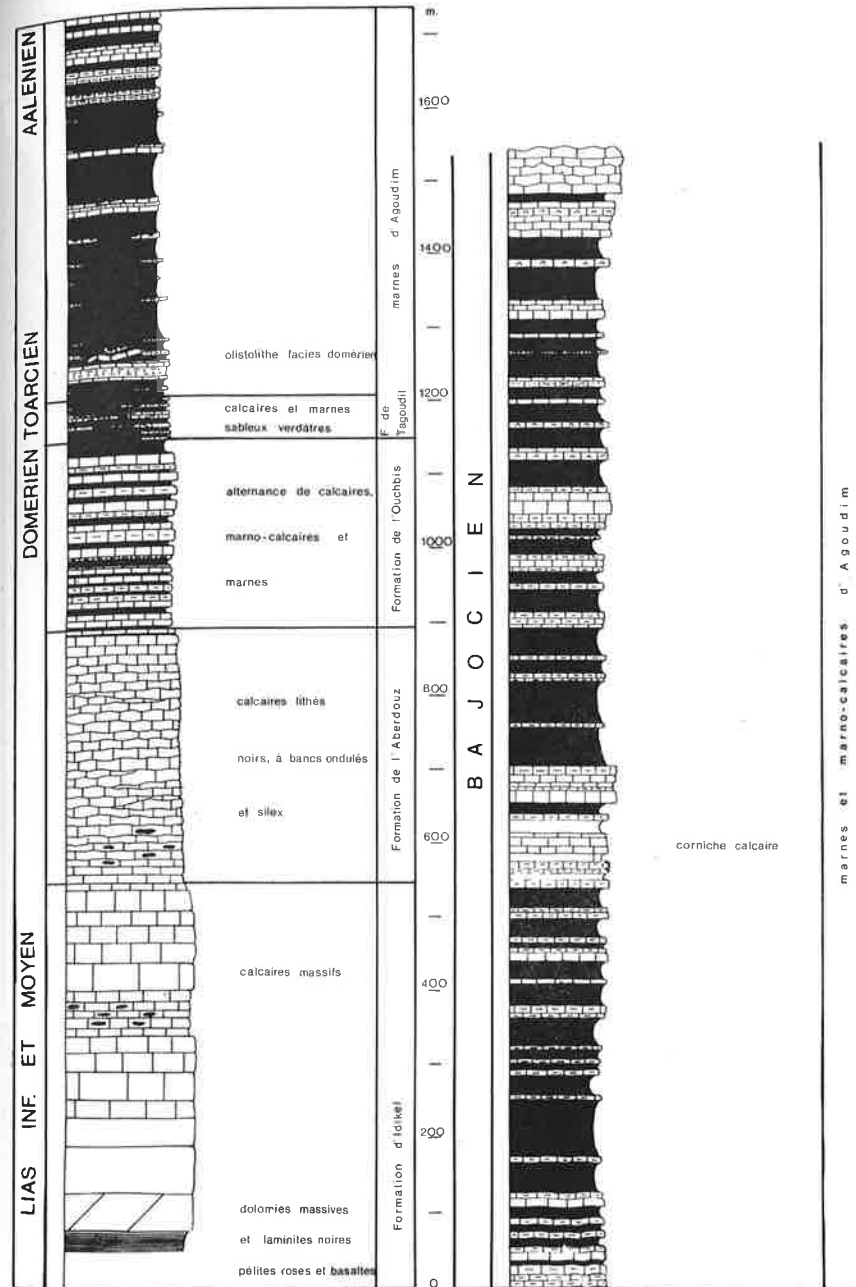
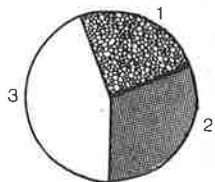


Figure S3 : Coupe lithologique d'Afraskou

LEGENDE DES COUPES LITHO-STATIGRAPHIQUES

- ⊙ Ammonites
- 🪸 Algues
- 🪸 Coraux
- 🪸 Spongiaires
- 🪸 Bélemnites
- 🪸 Zoophycons
- ✳ Echinodermes
- ♠ Brachiopodes
- 🪸 Lamellibranches
- 🪸 Foraminifères planctoniques
- 🪸 Foraminifères benthiques
- 🪸 Gastéropodes
- 🪸 Terriers
- ⊙ Oolithes

Répartition en % des différents types de dépôts dans la formation de Ait Daoud



- 1 : mud-flows, A₁
- 2 : turbidites
- 3 : marnes pélagiques

ABCDE : termes de la séquence de Bouma

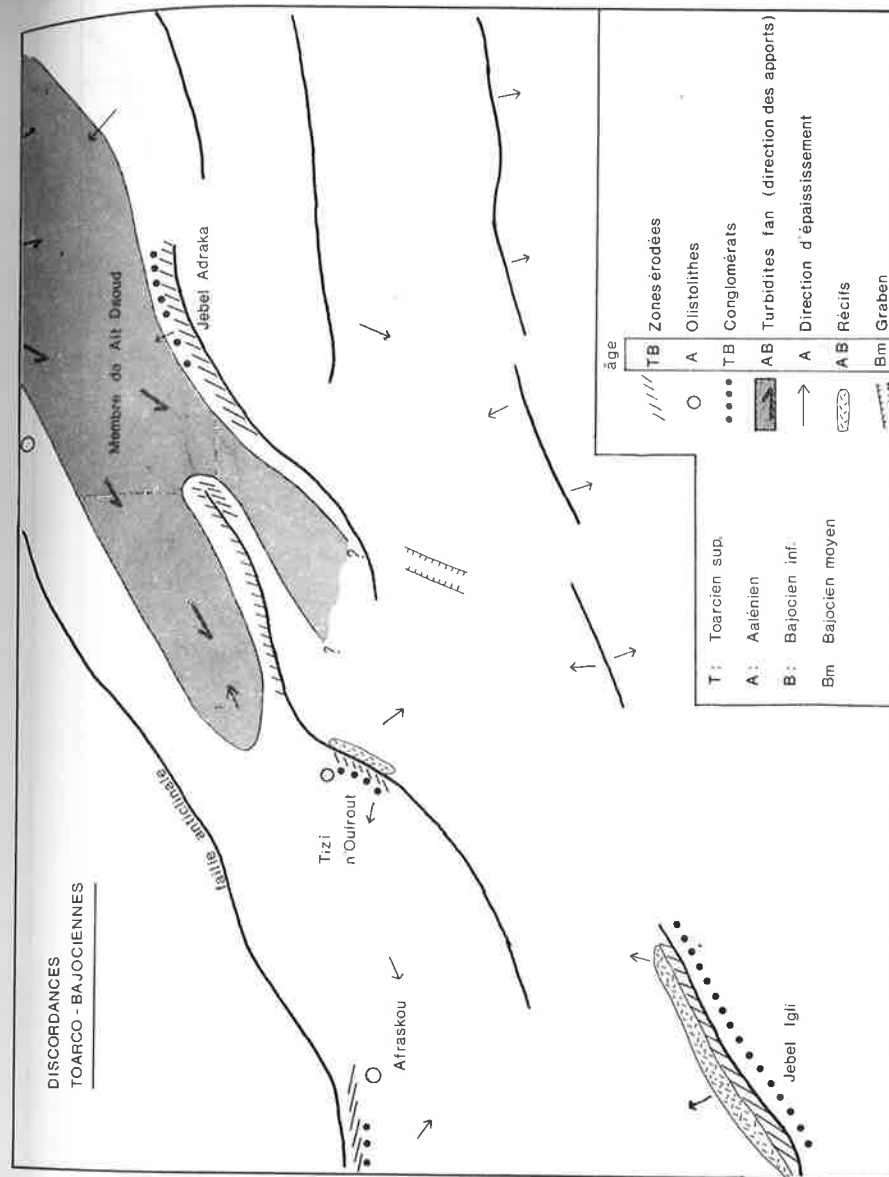


Figure S4 : Légende des coupes lithologiques

Figure S5 : Carte des discordances, conglomérats et récifs toarço-bajociens

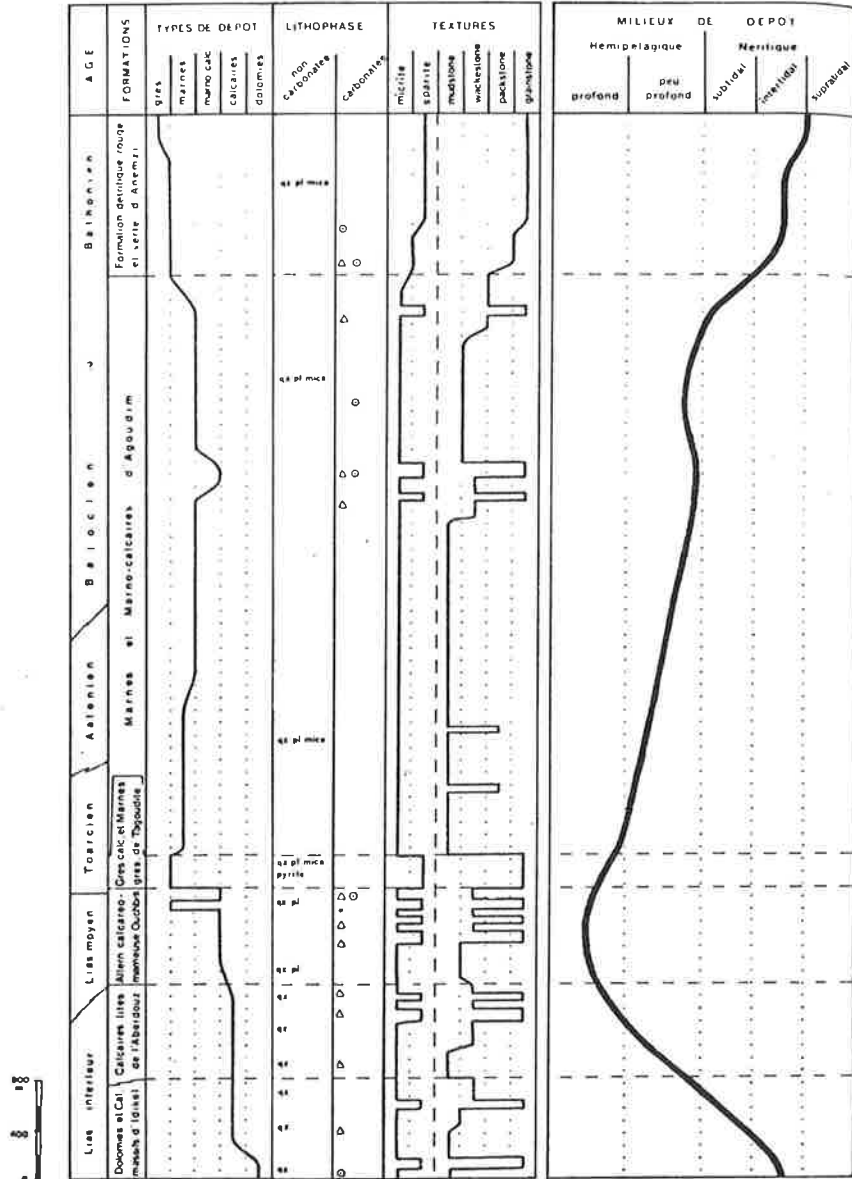


Figure S6 : Schéma de l'évolution du milieu de sédimentation de l'auge atlasique au Jurassique inférieur et moyen selon Studer (1980)
 ○ : oolithes △ : intraclastes

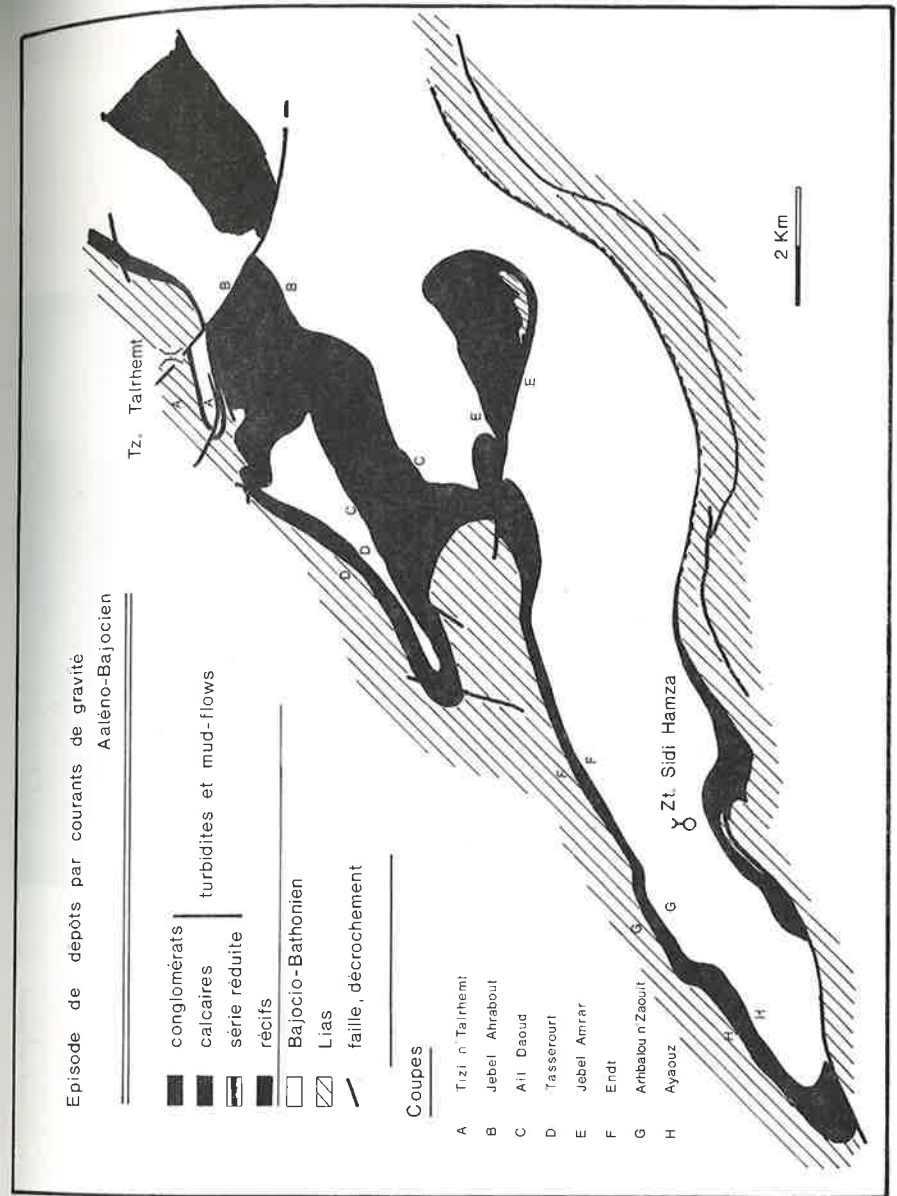


Figure A1 : Carte de la région située entre le col du Tairhem et Sidi Hamza, montrant l'extension de l'épisode récifal et détritico-clastique de l'Aaléno-Bajocien ou membre de Ait Daoud

A B C D E F G H

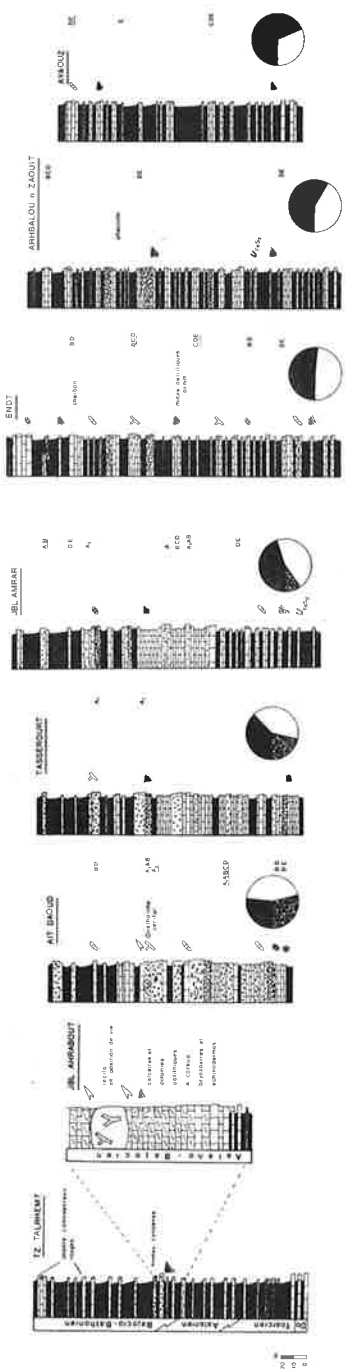


Figure A2 : Coupes lithologiques du membre de Ait Daoud
 Les lettres A à H des coupes correspondent aux localisations données à la Figure A.1. Légende Figure S4

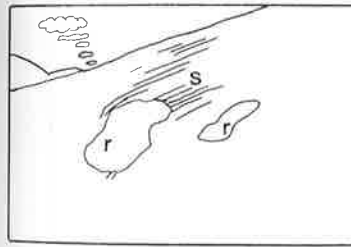


Figure A3 : Petit récif de polypiers situé dans les bancs dolomitiques de la zone de barrières (jebel Arrabout). (r: récif; s: stratification)



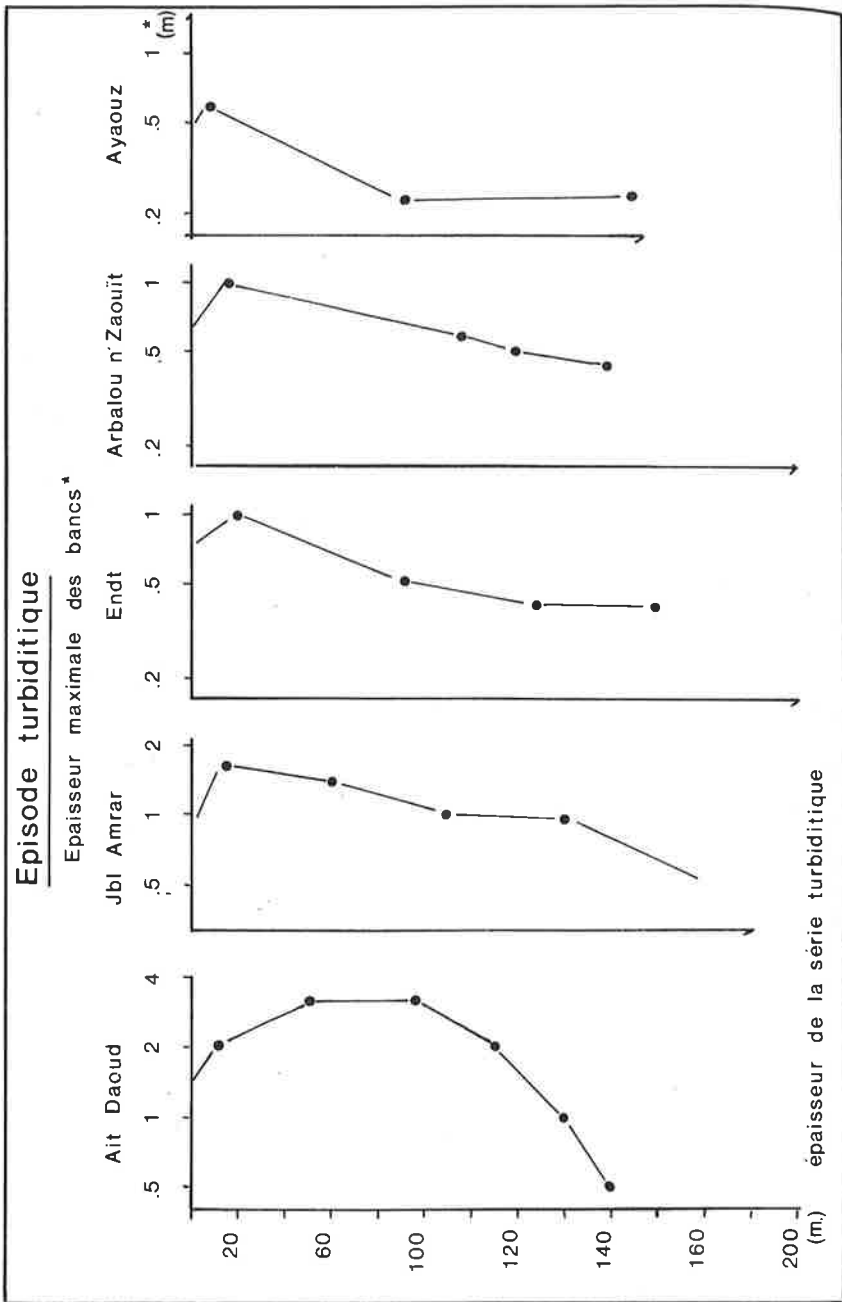


Figure A4 : Evolution de l'épaisseur des bancs détritiques clastiques au travers du delta sous-marin de Ait Daoud

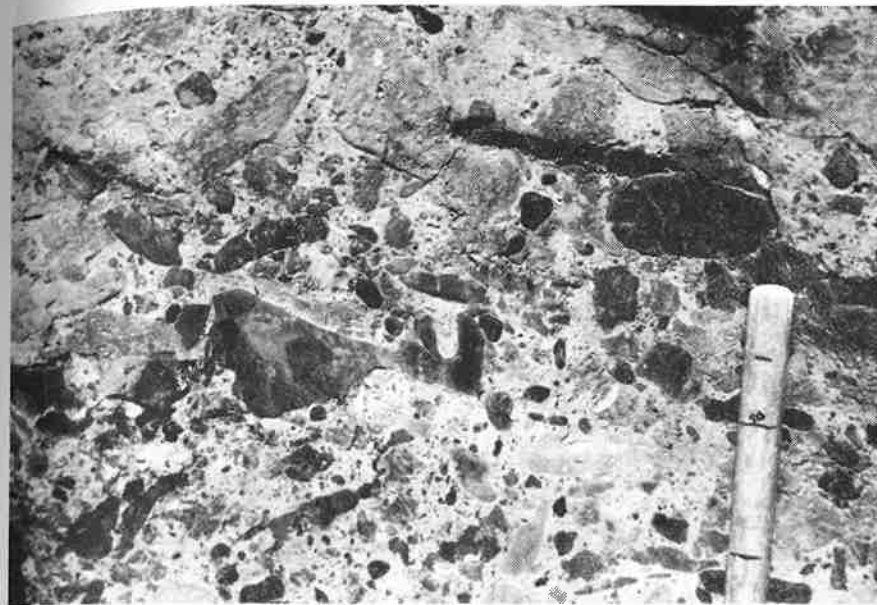
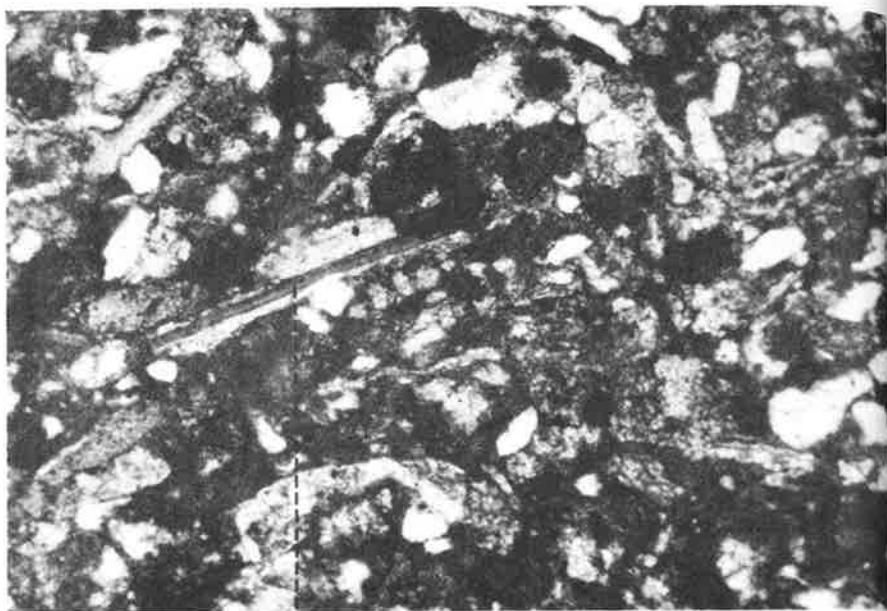


Figure A5 : Conglomérat déposé par un courant de gravité de type mud-flow (Terme A_1 de la séquence de Bouma), membre de Ait Daoud, coupe du village de Ait Daoud.



100 μ

Figure A6 : Plaquettes énigmatiques, algues selon Rey et Nouet (1959)
membre de Ait Daoud (Coupe de Endt)

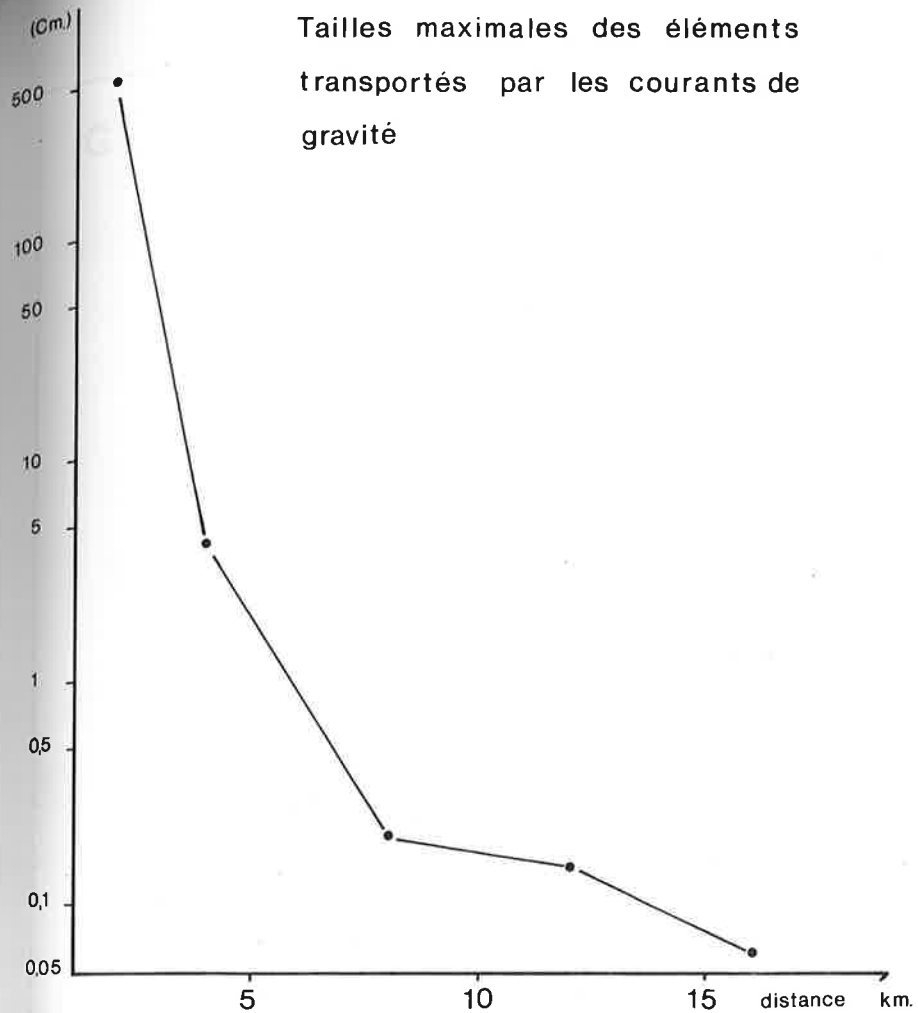
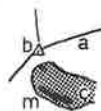
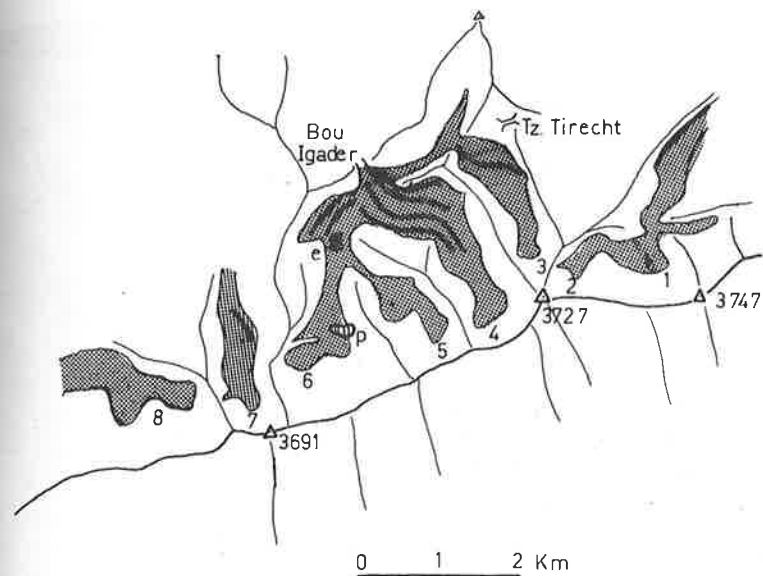


Figure A7 : Evolution de la capacité de transport des courants de gravité dans le delta de Ait Daoud



Figure A8 : Reconstitution paléogéographique du delta sous-marin de Ait Daoud
 les lettres A à H se rapportent aux coupes de la Figure A1.

GLACIATIONS AU JEBEL AYACHI



- a): lignes de crêtes b): sommets
- c): cirques d'érosion glaciaire 1 à 8
- m): moraines
- e): blocs erratiques p): roches à poli glaciaire et stries

Figure Q1 : Carte des cirques d'érosion glaciaire au jebel Ayachi

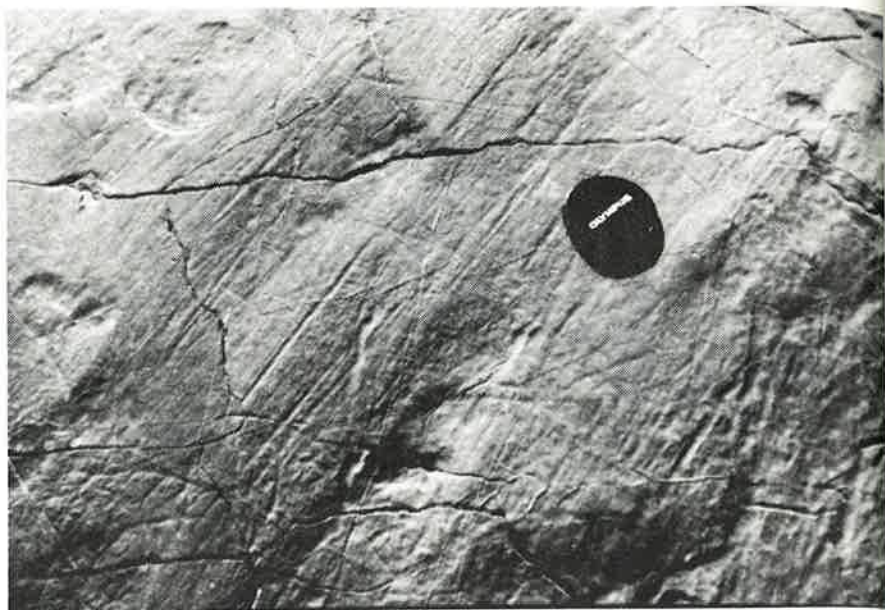


Figure Q2 : Poli glaciaire et stries, cirque N° 6 (Voir Figure Q1)

MINÉRALOGIE ET DIAGÈNESE

2.1 Introduction

Les minéraux qui composent les formations sédimentaires jurassiques du Haut Atlas calcaire ont quatre origines possibles:

- Les minéraux principaux sont sédimentaires, leur origine est détritique ou biogène (calcite, quartz, illite).
- La diagénèse des sédiments atteint l'anchizone et l'épizone de métamorphisme comme le prouve l'étude de la cristallinité de l'illite (Voir 2.3). Parmi les argiles seules subsistent les illites et les chlorites.
- Des intrusions basiques et alcalines provoquent l'apparition d'auréoles métamorphiques. Des minéraux sont néoformés dans les sédiments. L'étendue de ces auréoles est réduite aux bordures immédiates des plutons et filons. Des modifications discrètes des minéraux diagénétiques comme l'illite (Voir 2.3.6.3) prouvent que les influences thermiques dépassent les périmètres des auréoles métamorphiques tracées par les minéraux néoformés.
- Des circulations hydrothermales, probablement liées au magmatisme altèrent les structures silicatées les plus instables. Leur extension égale et dépasse celle du métamorphisme de contact. L'influence des phénomènes hydrothermaux sur certains minéraux diagénétiques ou métamorphiques est difficile à évaluer. Les argiles gonflantes, smectites et corrensite se sont principalement développées au dépend des chlorites et des biotites métamorphiques.

Le chapitre 2 traite des phénomènes diagénétiques et présente la minéralogie des formations carbonatées du Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich. L'étude des argiles permet de préciser les acquis sédimentaires et des transformations des argiles illites et chlorites.

Les phénomènes métamorphiques et hydrothermaux seront analysés au chapitre 4.

2.2 Minéralogie

2.2.1 Les minéraux en présence

Les séries carbonatées du Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich possèdent un cortège minéral réduit et monotone.

La calcite, minéral cardinal, est généralement accompagnée par le quartz et deux argiles: l'illite et la chlorite. De la dolomite, des plagioclases et du feldspath potassique apparaissent ponctuellement en faibles quantités (inférieur à 10 %). Des opaques et de la matière organique constituent les minéraux accessoires.

2.2.2 Résultats

La zone étudiée est entièrement située dans la partie centrale du bassin atlasique. Une seule coupe a donc été échantillonnée pour décrire l'évolution des teneurs relatives en minéraux des diverses formations.

Les teneurs en minéraux majeurs sont présentés sur la Figure D1.

La partie gauche de la coupe (D1a) schématise les teneurs en calcite, dolomite, quartz, plagioclase et résidu insoluble, calculées par diffraction X sur des poudres de la roche (méthode, voir Persoz, 1970). Le feldspath potassique n'y figure jamais car ce minéral, quand il existe, n'est jamais assez abondant pour être détecté sur un diagramme de poudre.

La Figure D1b décrit les teneurs en argiles de la roche. Cette mesure est obtenue par diffraction X sur des préparations orientées de résidus de décarbonatation.

2.2.2.1 Les Carbonates

La calcite représente 70 à 80 % de la roche, dans les calcaires massifs d'Idikel. De la dolomite peut remplacer jusqu'à 25 % de la calcite. Ce minéral apparaît toujours ponctuellement et reste subordonné à la calcite.

Dans les calcaires lités de l'Aberdouz la part des carbonates représente encore 70 % de la roche. Il s'agit exclusivement de calcite.

Dans l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis, la teneur en calcite diminue, et des marnes apparaissent dans la séquence sédimentaire. Cette tendance régressive des teneurs en calcite se poursuit dans les formations supérieures. Au Dogger, les teneurs en calcite varient entre 15 et 60 %, au gré des niveaux marneux ou calcaires.

Des apports turbiditiques (1.4.2) de carbonates de la plate-forme nord sédimentent au Dogger des niveaux à 80 % de calcite. De la dolomite apparaît sporadiquement dans ces bancs.

Dolomite

Trois formations contiennent de la dolomite:

- les calcaires massifs d'Idikel
- les dépôts clastiques de la série de Ait Daoud
- la partie tout à fait supérieure de la formation d'Agoudim

Dans le Lias inférieur cette dolomite s'est formée sur place, dans les bancs massifs de la formation d'Idikel. Dans les dépôts clastiques de Ait Daoud, la dolomite n'apparaît jamais dans les interlits marneux qui séparent les séquences turbiditiques. Cette dolomite doit donc résulter de la diagénèse précoce, réalisée dans les dépôts de plate-forme qui s'éboulent ultérieurement dans le bassin.

Calcite

Toutes les calcites analysées sont une forme stable, malgré l'environnement magnésien (Voir 2.2.2.3). La mesure des substitutions du calcium par le magnésium grâce à la méthode de Guenot (1968) n'a jamais relevé des teneurs supérieures à 5 % de magnésium.

2.2.2.2 Tectosilicates

Le Quartz

Toutes les formations carbonatées du Haut Atlas contiennent du quartz.

Dans les calcaires massifs d'Idikel, le quartz constitue moins de 10 % de la roche. Dès la formation des calcaires lités de l'Aberdouz, il est présent à raison de 10 à 15 %. Les dépôts détritiques clastiques du Toarcien inférieur (formation de Tagoudit) en contiennent jusqu'à 25 %.

Au Dogger, le quartz est plus abondant dans les niveaux marneux que dans les barres calcaires. Les dépôts turbiditiques calcaires de Ait Daoud en contiennent moins de 5 %.

Origine du Quartz

Les quartz des sédiments atlasiques ont trois origines possibles. Ils peuvent être détritiques, biogènes ou néoformés.

Quartz détritiques

Les dépôts clastiques du Toarcien inférieur de Tagoudit contiennent une forte proportion de grains détritiques visibles au microscope optique.

L'idée d'apport éolien (Schaer, Persoz, 1976) n'a pas pu être confirmée par microscope électronique (Bernasconi, 1983). Cette origine ne peut cependant pas encore être écartée car la plupart des grains détritiques de quartz sont enveloppés par des couches néoformées qui empêchent d'observer les surfaces des grains.

Quartz biogènes

Dans les formations carbonatées du Jurassique, les spicules de spongiaires sont souvent épigénétiées en calcite.

Quartz néoformé

Des prismes idiomorphes apparaissent dans les formations du Haut Atlas de Rich. Certains de ces quartz sont néoformés par métamorphisme lors de l'intrusion des roches éruptives jurassiques.

Dans l'auréole métamorphique du Jebel Ayachi on observe une croissance épitaxiale d'un quartz idiomorphe sur un grain détritique (Figure D2).

Des filons de calcite hydrothermale (Tissidelt; Coord: 361.9/192.2); Tassoufant (Coord: 569.0/199.1) contiennent des géodes de quartz centimétriques.

Le quartz épigénétiise les oolithes de calcite, dans les niveaux turbiditiques de Ait Daoud. Cette pseudomorphose s'opère par couches concentriques et arrive parfois à transformer la totalité des oolithes.

Des prismes de quartz récoltés dans les calcaires massifs du Lias sont remplis de particules solides (Mullis; communication personnelle) qui atteste d'une poeciloblastèse discrète qui englobe les minéraux insolubles de la roche.

Conclusion

Le quartz arrive dans les sédiments de l'Atlas sous forme de grains détritiques; l'origine éolienne reste à prouver. L'origine biogène existe, elle paraît peu abondante à la lumière de nos observations.

Feldspath

Les plagioclases apparaissent dans les formations plus jeunes que celle de l'Ouchbis. Ce sont des albites authigènes visibles au microscope. Elles sont particulièrement abondantes dans la série de Ait Daoud. Leur origine diagénétique semble probable mais nous n'avons pas estimé rentable de poursuivre les investigations de Bernasconi (1983) dans ce domaine.

Le feldspath potassique est nettement moins abondant et sa présence semble limitée au formation du Lias inférieur et moyen. Ici encore nous n'avons pas poursuivi l'étude de ce minéral plus loin que les déterminations de routine aux rayons X.

2.2.2.3 Les argiles

Les argiles des formations carbonatées du Haut Atlas sont l'illite et la chlorite. Elles ont deux origines possibles, le détritisme ou l'aggradation diagénétique.

Au travers de la série sédimentaire du Haut Atlas, la teneur en argiles augmente parallèlement à la diminution de la teneur en calcite (Figure D1). Les calcaires du Lias inférieur et moyen contiennent 15 à 20 % d'argiles. Cette proportion passe à 30-40 % dans le Domérien, elle finit par représenter 60 à 70 % de la roche dans les marnes du Dogger. Les niveaux clastiques de la formation de Ait Daoud sont très pauvres en argiles, les teneurs sont égales ou inférieures à 20 %.

Illite

L'illite est présente dans toute la série sédimentaire du Jurassique; globalement elle représente le 40 % du stock argileux. En dehors des zones limitées où des phénomènes métamorphiques et hydrothermaux génèrent des argiles telles les smectites, corrensites et micas noirs, la chlorite constitue les 60 % complémentaires des argiles.

Dans les dépôts clastiques de Ait Daoud, des monocristaux de micas de 20 microns sont les indices de l'origine détritique de ce minéral. L'aggradation des illites dans la diagenèse est par ailleurs démontrée par l'évolution de la cristallinité au travers de la pile sédimentaire (Voir 2.3).

Chlorite

L'origine des chlorites est probablement diagénétique, formée à partir de smectites.

La chlorite est absente des calcaires massifs de la formation d'Idikel et des dépôts clastiques de Ait Daoud où le milieu de sédimentation est une plate-forme à haute énergie. Par analogie à la plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional et du Jura central (Kübler, 1984; Adatte et Rumley, 1983) il apparaît que les argiles qui pouvaient théoriquement se déposer dans ces milieux, à condition d'être présentes dans le stock détritique, sont l'illite et la chlorite détritique mais non les smectites (Figure D3). Or l'absence des chlorites dans les formations précitées du Haut Atlas exclut une origine détritique pour ce minéral et sa présence dans les formations encadrant les calcaires massifs et les dépôts clastiques permet de supposer une aggradation diagénétique à partir des smectites.

Schaer et Persoz (1976) et Feurer (1978) ont montré une relation linéaire entre cristallinité des illites et des chlorites qui confirme l'aggradation diagénétique parallèle des 2 minéraux.

Chimisme de l'illite (Figures D4, D5 et D6)

La nature des illites des séries sédimentaires du Haut Atlas a été approchée par diffraction X selon la méthode de Rey-Kübler (1982). Cette méthode permet d'estimer les substitutions ferromagnésiennes de la couche octaédrique des micas. (Figure D4)

L'évolution chimique des illites au travers des trois coupes de Endt et Afraskou montre que dans la fraction inférieure à 2 μ , les illites ont une composition plus phengitiques dans le Lias. De façon similaire à la chlorite, l'illite semble donc incorporer une plus grande quantité de magnésium dans le Lias que dans le Dogger. Cette particularité est commentée en 2.2.3. (Figures D5 et D6)

Chimisme des chlorites

La composition chimique des chlorites a été estimée sur des diagrammes de diffraction X selon la méthode d'Oinuma et al (1972). Cette méthode ne peut être valablement appliquée (Kübler, comm. orale) que sur des chlorites ayant des cristallinités comparables. Les chlorites de la coupe de Endt ont des cristallinités comprises dans un intervalle de $1^{\circ} 20'$. Elles sont donc raisonnablement isocristallines (Figure D7).

D'après les équations d'Oinuma, les chlorites du Haut Atlas sont de chlorites ferromagnésiennes (chlorite tri-tri). Les sites de substitutions dans les deux couches octaédriques de la structure sont occupées par des ions divalents: Mg et Fe.

Au travers de la coupe de Endt le chimisme de ces chlorites change. Les chlorites fortement magnésiennes des calcaires du Lias inférieur évoluent vers un pôle plus ferrière en montant dans la série sédimentaire (Figure D8).

Le rapport $\frac{Fe}{Mg, Al}$ est environ de $\frac{2}{5}$ dans la formation des calcaires lithés de l'Aberdouz. Il atteint $\frac{7}{5}$ dans les marnes et marno-calcaires de la formation d'Agoudim. Cette évolution des chlorites avait été précédemment décrite par Feurer (1978). Elle est vérifiée sur les deux autres coupes d'Afraskou et de Taguendoust (Figure D9).

2.2.3 Evolution de la composition des argiles

Selon la méthode indirecte (RX) que nous avons utilisée, les chlorites et les illites des sédiments jurassiques du Haut Atlas sont plus riches en ions bivalents dans les termes inférieurs de la pile sédimentaire. Selon les analyses des chlorites il y apparaît même que le magnésium est relativement plus abondant que le fer.

Les variations chimiques ont deux origines possibles:

- Elles peuvent résulter de modifications dans la composition des argiles sédimentaires et traduire les variations du milieu de dépôt.
- Elles peuvent aussi représenter un acquis plus tardif, lié à des circulations hydrothermales, ou à la diagénèse.

Nous avons essayé de résoudre cette alternative de la façon suivante:

L'évolution chimique des chlorites selon Oinuma (1972) est estimée par les rapports relatifs des pics 001, 002 et 003 des digrammes de diffraction X. Dans le Haut Atlas l'intensité relative du pic 003 ne varie que très peu. Le rapport des pics $\frac{001}{002}$ décrit donc de façon significative l'évolution du paramètre $\frac{Fe}{Mg,Al}$ (Voir 2.6.4)

Par ailleurs (Voir 2.3) la cristallinité de l'illite est un indicateur des transformations diagénétiques et hydrothermales.

Nous avons donc étudié les relations entre le rapport des pics $\frac{001}{002}$ des chlorites (que nous appellerons désormais rapport Mg) vis-à-vis de la cristallinité des illites.

Coupe de Endt

Le rapport Mg diminue quand l'indice de cristallinité augmente. La teneur relative en Mg est plus abondante dans le Lias que dans le Dogger. Cette évolution n'est pas affectée par la lithologie et les chlorites des marnes ne se différencient pas de celles des calcaires. (Figure D10)

Coupe de l'Agounon n'bou Imchet (Feurer, 1978)

La coupe de l'Imchet est échantillonnée au travers d'un faisceau de failles anticlinales où une activité magmatique ou hydrothermale importante a été mise en évidence, du fait que les indices de cristallinité de l'illite n'évoluent pas en fonction de l'enfouissement comme c'est ordinairement le cas. Les conditions thermiques ayant affecté toute

la coupe ont été comparables. Malgré cela (Figure D10) le rapport Mg est différent et diminue du Lias au Dogger.

Coupe du Jebel Afadaï

Une coupe isochrone et isolithologique a été échantillonnée entre le fond d'un synclinal et un flanc anticlinal (jebel Afadaï, Figure S2) pour étudier l'influence des zones de failles sur la cristallinité de l'illite (Voir 2.3.6.3). Le long de cette coupe le rapport Mg varie également et la teneur en magnésium est plus élevée aux abords de la faille (Figure D11). Ce résultat montre qu'un apport de magnésium s'opère probablement lors des transformations métasomatiques, et contredit les observations faites sur la coupe de l'Imchet.

Conclusions à l'étude des argiles

L'évolution chimique approchée par diffraction X des minéraux argileux du Haut Atlas montre un enrichissement relatif en magnésium:

- dans les formations carbonatées du Lias inférieur et moyen
- dans les zones de failles

Les teneurs relatives en magnésium, plus élevées dans les argiles de la base de la série sédimentaire, peuvent être accentuées dans la mesure où ces roches se situent en zones de failles lors des événements métamorphiques.

2.3 Etude régionale de la diagénèse par la cristallinité de l'illite

2.3.1 Introduction

L'illite est un phyllosilicate présent dans toutes les formations sédimentaires du Haut Atlas. La mesure de la cristallinité ou indice de Kübler (Voir 2.4.3) permet de préciser l'histoire diagénétique des sédiments.

Avertissement

La première partie de cette étude a été réalisée conjointement avec Bernasconi R. et figure également dans sa thèse (1983).

2.3.2 Cadre général

Dans le secteur étudié la couverture sédimentaire du Haut Atlas mesure 2000 à 3000 m. Les indices de la cristallinité de l'illite qui y sont mesurés traduisent des conditions de transformations qui exigent des températures bien supérieures à celles attendues à 2 ou 4 km de profondeur. Précédemment Schaer-Persoz (1976) et Studer (1980) ont utilisé cette constatation pour évaluer les conditions diagénétiques. Les conclusions de leurs études s'opposent :

- Pour les premiers, les indices mesurés dans une série sédimentaire enfouie à 3 voir 4 km de profondeur sont modifiés par des apports thermiques liés au magmatisme de l'Atlas.
- La découverte dans la vallée d'Agoudim (Coord: 520.5/148.6) d'une série sédimentaire conservée de 8 km permet au second d'imaginer que des piles sédimentaires importantes ont pu être érodées et que les épaisseurs actuellement observées ne représentent pas la moitié de ce qui s'est déposé. Les valeurs mesurées de l'indice de cristallinité de l'illite peuvent être expliquées par diagénèse et les apports thermiques liés au magmatisme sont limitées aux auréoles, d'ailleurs souvent réduites des corps intrusifs.

L'indice mesuré de la cristallinité de l'illite dans le Haut Atlas calcaire résulte donc soit d'un apport thermique, soit d'un enfouissement important sous des séries épaisses aujourd'hui érodées.

Il nous a paru intéressant de résoudre cette alternative.

2.3.3 Méthode

La mesure de la cristallinité de l'illite (Kübler, 1964) s'opère par diffraction X sur des préparations de résidus de décarbonatation orientés.

L'indice de la cristallinité de l'illite ou indice de Kübler est la largeur à mi-hauteur du pic 001 de l'illite mesurée sur un diffractogramme X. Le pic représente la réflexion du plan à 10 \AA du réseau de l'illite. La largeur de ce pic est fonction de la régularité de l'espacement cristallin. Le minéral subit des modifications cristallographiques au long de la diagénèse qui tend à ordonner sa structure. La cristallinité de l'illite est donc un indice de la dispersion de la structure autour de la valeur théorique de 10 \AA . Cet-

te dispersion et par la suite l'indice de Kübler est minimal pour les muscovites éruptives ou métamorphiques, elle est maximale dans les premiers stades de l'aggradation de l'illite en surface.

2.3.4 Limites de la méthode

L'incertitude de la mesure de l'indice de cristallinité est au maximum de 0,05 à 0,1° 2 θ , dans l'anchizone du métamorphisme, elle augmente pour les indices plus élevés. Cette erreur inhérente à la méthode se superpose à la variation naturelle de cet indice sur différentes illites d'un même échantillon. Cette imprécision naturelle est d'autant plus forte que l'indice de cristallinité est élevé. (Kübler, 1967)

2.3.5 Echantillonnage

L'étude de la cristallinité de l'illite a été étendue à toutes les formations du Haut Atlas de Rich.

Une série de coupes (6) (Figure D12) décrit l'évolution de la cristallinité de l'illite au travers des séries sédimentaires du Haut Atlas, du Lias inférieur au Bajocien. L'échantillonnage de ces coupes est lié à la tectonique atlasique qui fait affleurer le Lias inférieur exclusivement le long des failles anticlinales. De ce fait les termes inférieurs de la série sont toujours prélevés dans des zones où une activité magmatique et hydrothermale a pu être importante.

Les termes supérieurs de ces coupes (Aalénien et Bajocien) affleurent au contraire dans les zones synclinales où les influences magmatiques sont réduites. Par chance ces séries du Dogger affleurent également dans les zones anticlinales et cette particularité nous a permis un échantillonnage comparatif d'une même formation à la fois en zone anticlinale et synclinale. Cette coupe a montré les différences de conditions thermiques entre les deux domaines (Voir 2.3.6.3).

2.3.6 Résultats

2.3.6.1 Coupes

Dans toutes les coupes l'indice de la cristallinité de l'illite augmente de la base vers le sommet (Figures D13, D14)

Aucune des coupes ne couvre la totalité des domaines de l'évolution de l'illite. Celles situées dans le bassin: Endt, Afraskou, et Taguendoust ont des indices caractéristiques de l'épizone et de l'anchizone de métamorphisme. La coupe de Rich, également placée dans le bassin, fournit des indices de cristallinités plus élevés, l'enfouissement paraît correspondre en totalité à l'anchizone.

Les coupes de Ait Ben Akiki et Timetrout sont placés sur le talus et la marge S du bassin atlasique. Les indices de Kübler indiquent un enfouissement général moindre. Ces indices sont ceux de la diagénèse.

2.3.6.2 "Gradients de l'illite"

L'évolution de l'indice de cristallinité de l'illite en fonction de la profondeur qu'on appellera désormais gradient de l'illite, varie d'une coupe à l'autre. Les différents gradients ont été établis par calculs statistiques et résumés au Tableau D15.

Dans le bassin, les coupes d'Afraskou, Taguendoust et Tounfite présentent une variation du gradient entre la base et le sommet de la coupe. Dans la zone inférieure, correspondant aux calcaires du Lias, le gradient de l'illite est élevé (supérieur à $1^\circ 20' / \text{km}$). (Figures D13B, D13C, D14). Dans la zone supérieure, marnes du Dogger, le gradient est plus faible (inférieur à $0,7^\circ 20' / \text{km}$). Les coupes de Endt et Rich ne présentent pas de façon nette ce coude du gradient. A Endt le gradient supérieur à $1^\circ 20' / \text{km}$ correspond à celui observé sur les segments inférieurs des autres coupes. (Figure D13A) A Rich la dispersion des mesures de la cristallinité de l'illite rend les interprétations fort délicates. Le gradient vaut $0,8^\circ 20'$ par kilomètre; il paraît donc intermédiaire aux segments inférieurs et supérieurs des autres coupes. (Figure D13D)

Gradient de l'illite dans les séries bordières

A Ait Ben Akki le gradient de l'illite vaut $1,37^\circ 20' / \text{km}$. C'est un fort gradient qui ressemble à celui observé dans les segments de la base des coupes du bassin. Ici cependant les valeurs de l'illite sont celles de la diagénèse. Les deux domaines ne sont donc pas comparables. (Figure D13E)

A Timetrout le gradient est encore plus fort: $4,5^\circ 20' / \text{km}$. C'est le domaine de la diagénèse supérieure. (Figure D13F)

En résumé:

- Des forts gradients marquent l'évolution de l'illite entre l'anchizone et l'épizone dans les parties liasiques, calcaires des coupes d'Afraskou, Taguendoust et Tounfite, ainsi que le long de toute la coupe de Endt.
- Des gradients plus faibles caractérisent les segments supérieurs des trois coupes ci-dessus, dans les parties marneuses du Dogger.
- Un gradient intermédiaire apparaît à Rich, entre l'anchizone et la diagénèse sur la totalité de la coupe. (Figure D13D)
- Le gradient augmente dans les stades supérieures de la diagénèse. (Figures D13E et D13F)

2.3.6.3 Explication des gradients

Coupes à deux gradients et un coude

La variation observée du gradient de l'illite est incompatible au modèle d'évolution "normale" (Figure D16) (Kübler, 1968). L'augmentation du gradient dans les zones inférieures des coupes de Tounfite, Afraskou et Taguendoust n'est pas due à un simple enfouissement; des causes extérieures en sont responsables.

- Deux facteurs peuvent y contribuer:
- un effet lithologique
 - un effet de perturbation thermique

Le changement lithologique, passage des marnes aux calcaires, est un facteur de variation connu des indices de l'illite (Kübler, 1966). Ces indices sont en effet plus petits dans les calcaires. Or notre pile sédimentaire présente une évolution des teneurs en

calcite qui passe de plus de 80 % dans le Lias inférieur à des moyennes de 30 à 40 % dans le Dogger marno-calcaire. Une diminution progressive de l'indice de Kübler, diminution discrète couplée aux variations de la teneur en calcite semblait possible. Cependant les coupes considérées sont situées dans l'anchi et l'épizone du métamorphisme et si la différence des indices entre marnes et calcaires est maximale dans la diagénèse, elle tend à s'estomper au fur et à mesure de l'enfouissement. A cet égard, l'exemple de la coupe de Gendron-celle (France, dép. Nord) montre que dans une alternance de calcaires et de marnes d'âge Famenien (Devonien sup.) situés dans l'anchizone, la cristallinité de l'illite ne présente pas de contraste lié à la lithologie (Kübler, 1974).

L'effet structural et de la proximité d'un corps igné a été analysé par échantillonnage d'un niveau bajocien marno-calcaire affleurant du fond d'un synclinal jusqu'au bord d'une faille anticlinale. La composition minéralogique à calcite, quartz, illite et chlorite est constante. Les indices de Kübler n'évoluent pas du fond du synclinal jusqu'à environ 600 m de la faille. Dans les 500 derniers mètres, l'indice diminue, passant de $0,4^{\circ} 2 \theta$ à $0,2^{\circ} 2 \theta$ près de la faille (Figure D17). La cristallinité est donc fortement influencée par les phénomènes thermiques liés à la faille anticlinale. Le phénomène (500 m) dépasse largement la zone où les transformations minéralogiques (smectite, talc, tremolite) marquent indubitablement un métamorphisme ou des actions hydrothermales, (env. 50 m). Il apparaît ainsi que les variations du gradient de l'illite sont donc liés de façon prépondérante aux phénomènes qui se concentrent aux abords des failles anticlinales.

Discussion

L'effet thermique démontré est mesuré dans la formation des marnes et marno-calcaires d'Agoudim sur une épaisseur de 500m. Cette formation essentiellement marneuse est imperméable et peu propice aux circulations des fluides caloporteurs. Dans les calcaires du Lias entourant habituellement les failles anticlinales, tels ceux des coupes d'Afraskou, Tagendourt et Tounfite, la perméabilité par fracture sera beaucoup plus efficace, ce qui élargira d'autant le champ des transformations thermiques de l'illite, phénomène bien vérifié dans les coupes étudiées (Figure D13B, D13C, D14).

Coupe de Endt

La coupe de Endt située en zone de bassin, dans l'anchi et l'épizone de métamorphisme ne présente pas ce coude d'évolution de l'illite. Le gradient reste fort au travers de toute la coupe.

L'explication de cette particularité semble due à une activité magmatique accrue dans la secteur. Il n'y a pourtant aucune trace visible du magmatisme jurassique mais la coupe est proche des syénites du Tamazhrt. Un champ filonien dense lié aux syénites a intrudé toutes les séries le long de la coupe et nous pensons que cet épisode magmatique est responsable de l'évolution thermique des illites.

Coupe de Rich

Les indices de cristallinité observés sur la coupe de Rich ($0,8^{\circ} 2 \theta$ /km) correspondent au domaine de l'anchizone et de la diagénèse. L'illite est donc moins transformée dans cette coupe que dans les coupes d'Afraskou, Taguendoust et Endt. La forte dispersion des valeurs de l'indice de Kübler toujours plus marquée vers la surface (Voir 2.7.4) explique les mauvaises corrélations obtenues par régression linéaire. Le gradient mesuré correspond aux gradients des zones synclinales de Afraskou, Taguendourt et Tounfite. Un essai de différenciation en segments inférieur et supérieur a donné des gradients comparables à ceux des coupes précitées. La relation mathématique était malheureusement non significative, vu la forte dispersion des mesures. Les deux segments ont donc été abandonnées (Cf. Tableau D15).

Remarques

L'évolution de la cristallinité de l'illite au travers du Haut Atlas de Midelt présente une particularité remarquable. Elle met en évidence les effets thermiques liés au magmatisme des failles, effets thermiques qui par ailleurs étaient à de rares exceptions (Voir Chapitre 4) invisibles autour des roches éruptives. Cet effet thermique limité, et dans son intensité et dans l'espace sera repris à la lumière des études des auréoles métamorphiques existantes (Voir 4.3).

L'étude de l'illite a montré que les zones anticlinales ont subi un réchauffement préférentiel. Or ce réchauffement ne résulte pas d'un enfouissement supérieur à celui imprimé aux zones synclinales. Au contraire, et comme le prouve les traces de mouvements syngénétiques (Voir 5.2) l'enfouissement de ces anticlinaux a été limité.

Mais quel était cet enfouissement ?

2.3.7 Reconstitution des épaisseurs totales de sédiments

2.3.7.1 Généralité

Ormis la coupe de Tounfite, qui mesure 8 km (Studer, 1980), aucune des coupes relevées entre Midelt et Errachidia n'excède 3000 m. Les six coupes étudiées, ne se placent pas toutes au même stade d'évolution de l'illite:

- Trois d'entre elles soit: Endt, Afraskou et Taguendoust présentent des valeurs comparables à celles enregistrées à la base de la coupe de Tounfite; épizone et anchizone.
- Les trois autres, Rich, Ait ben Akki et Timetrout décrivent dans l'ordre les indices toujours plus élevé de la cristallinité de l'illite dans l'anchizone et la diagénèse. Il s'est alors avéré possible de reconstituer par segment de coupes emboîtées, un profil théorique, basée sur la cristallinité de l'illite qui décrit la totalité des épaisseurs primitives de la région de Rich (Bernasconi, 1983). Avant de présenter cette reconstitution il faut rappeler que les études du gradient ont mis en évidence des domaines d'évolution de l'illite différents; les reconstitutions des épaisseurs des séries ne pourront donc se faire que sectoriellement; en séparant les segments anticlinaux des segments synclinaux.

2.3.7.2 Épaisseurs

Les reconstitutions de l'évolution de l'illite en fonction de l'enfouissement sont réalisées graphiquement par assemblage des segments de droites obtenus par régression linéaire; ces segments mesurent en profondeur l'épaisseur réelle des coupes utilisées. En zones synclinales les segments utilisés sont ceux de Taguendoust supérieur, Rich, Ait Ben Akki et Timetrout. L'épaisseur ainsi obtenue (Figure D18) mesure 6 km. A la base du segment de Taguendoust, les mesures débutent dans les marnes du Toarcien inférieur. L'épaisseur sous-jacente de Lias atteint 1 km. Les coupes de Timetrout sont échantillonnées sur la marge côtière sud du bassin atlasique. La subsidence faible de cette bordure et les dépôts plus récents conservé près du barrage Hassan Addakil montrent (Bernasconi, 1983) que l'érosion a enlevé une épaisseur d'environ 1 km.

La profondeur d'enfouissement maximale déduite pour la base du Lias atteint environ 8 km.

Pour estimer les épaisseurs de sédiments déposés en zone anticlinale, la coupe de Endt a servi à décrire l'évolution dans l'anchizone. La suite de la coupe est reconstituée grâce aux segments de Ait Ben Akki et Timetrout. Comme dans la reconstitution en zones synclinales, ils décrivent l'évolution dans la zone diagénétique. Certes ces segments ne proviennent pas de zones anticlinales à forte activité thermique (Il n'existe aucune coupe décrivant ces zones à des valeurs de l'indice de cristallinité de la diagénèse). L'approximation est donc ici par excès; une coupe située à même valeur de l'illite en zone anticlinale serait encore, plus courte. La mesure des épaisseurs reconstituées en zone anticlinale est de ce fait une épaisseur maximale possible (Figure D19). Elle est estimée à 4 à 5 km.

2.3.7.3 Conséquences

Grâce aux mesures de la cristallinité de l'illite, on trouve que des dépôts de sédiments d'épaisseurs comparables à ceux observées par Studer (1983) à Tounfite, ont pu se déposer dans le Haut Atlas de Rich. Les bassins fortement subsidents étaient bordés par des reliefs où les dépôts sont nettement plus minces. (Figure D20). Les résultats apparemment contradictoires de Schaer-Persez (1976) et de Studer (1980) se trouvent expliqués: les unes restent valables en zones anticlinales, les autres dans les bassins synclinaux.

L'évolution de la cristallinité de l'illite permet de préciser le gradient géothermique. Dans les zones synclinales, la cristallinité atteint les valeurs de la limite anchizone - épizone ($0,25^\circ \text{ } 2 \theta$) sous 8 km de sédiments, à la base de la pile sédimentaire. Kübler (1966) admet une température de 280° , à la limite anchizone - épizone dans de telles conditions d'enfouissement. Le gradient géothermique déduit vaut $35^\circ/\text{km}$.

Dans les zones anticlinales, la cristallinité de l'illite atteint les mêmes valeurs à la base des coupes. L'enfouissement est nettement plus réduit et l'épaisseur des séries sus-jacentes n'est que de 4 à 5 km. Les conditions d'enfouissement différant de la "normale", le modèle de Kübler (1966) doit être employé avec précaution. Il n'est pas établi que la température correspondant à la limite anchizone - épizone mesurée par l'illite dans des séries amincies soit la même qu'en zone fortement subsidente. Nous avons découvert des quartz prismatiques dans des veines de calcite hydrothermales. Les inclusions fluides de ces quartz étudiées par le Dr. Mullis de l'Université de Fribourg ont révélé des températures d'homogénéisation de 300°C . La cristallinité de l'illite dans les calcaires au contact de la veine hydrothermale vaut $0,25^\circ \text{ } 2 \theta$.

On peut donc admettre que les températures ayant régné dans les zones de failles ont atteint au moins cette valeur. Le gradient géothermique déduit est de 50° à 60° par kilomètre. Une telle variation du gradient géothermique (Figure D21; Illes, 1965) est observée au travers du fossé rhénan. Le gradient proche des failles bordières atteint des valeurs trois fois supérieures et montre qu'il est possible d'observer des variations importantes du gradient géothermique sur de faibles distances (le Haut Atlas n'a pas une structure de graben !).

2.3.8 Echantillonnage d'un niveau isolithologique et isochrone du Toarcien inférieur

2.3.8.1 Echantillons

L'échantillonnage d'un niveau caractéristique du Toarcien inférieur décrit l'évolution de la cristallinité de l'illite, transversalement à la chaîne du Haut Atlas entre Midelt et Errachidia, et longitudinalement du Haut Atlas de Rich en direction de l'Ouest vers Beni Mellal (Figures D22 et D23).

Stratigraphiquement, le niveau du Toarcien inférieur est bien daté par ammonites. Ce sont des marnes verdâtres qui séparent les alternances calcaréo-marneuses de l'Ouchbis des calcaires sableux en dalles de la formation de Tagoudit. La composition minéralogique uniforme exclut tout effet lithologique sur les mesures de la cristallinité de l'illite.

2.3.8.2 Transversale Midelt - Errachidia

Sur la coupe transversale Midelt-Errachidia, on superpose aux mesures de la cristallinité, les épaisseurs sédimentaires reconstituées (Figure D18 et D19) en remplaçant chaque faille anticlinale à sa place. La figure ainsi obtenue (Figure D22B) présente les épaisseurs de sédiments post Toarcien déposés dans l'auge atlasique. Les bassins synclinaux sont bordés par des rides qui préfigurent les anticlinaux failles actuels.

2.3.8.3 Haut Atlas calcaire

La carte de la Figure D23 montre l'évolution de la cristallinité transversale et longitudinale à chaîne atlasique. On constate que:

- Les indices de cristallinité sont élevés sur les bordures de chaîne (Midelt, Errachidia) et dans les régions occidentales (Beni Mellal, Zt Hançahal) traduisant des séries peu épaisses et traçant par là les bordures de l'auge subsidente.
- Le centre du sillon fournit des cristallinités plus faibles, résultat d'un enfouissement plus important (notons qu'au niveau étudié du Toarcien inférieur, la position habituelle à la base des flancs anticlinaux de ces dépôts ne permet pas de mettre en évidence l'existence des rides et des phénomènes magmatiques associés).
- La disposition des zones des plus forts enfouissements est oblique à la chaîne et évoque une disposition en échelons qui sera reprise par la suite (Voir 5.4).

2.3.9 Conclusion à l'étude minéralogique et diagénétique

La composition minéralogique des formations carbonatées du Haut Atlas de Midelt, entre l'Ayachi et Rich, comporte une série de traits caractéristiques du milieu de sédimentation. La base de la série, (calcaires massifs formés en eau peu profonde) contient des minéraux qui caractérisent ces dépôts. Les chlorites y sont plus magnésiennes, les illites plus phengitiques que dans les formations supérieures. De la dolomite apparaît comme traceur du niveau inter à infratidaux (formation d'Idikel et série d'Ait Daoud). Des grains de quartz détritiques tracent les apports turbiditiques issus de la plate-forme bordière au Nord (formation de Tagoudit et de l'Ouchbis). La diagénèse se marque par la disparition de toutes les argiles autres qu'illite et chlorites. Cette diagénèse avancée résulte à la fois d'un enfouissement important variant de 4 à 8 km et des apports thermiques liés au magmatisme qui accentuent encore localement l'effet de la diagénèse particulièrement le long des failles anticlinales.

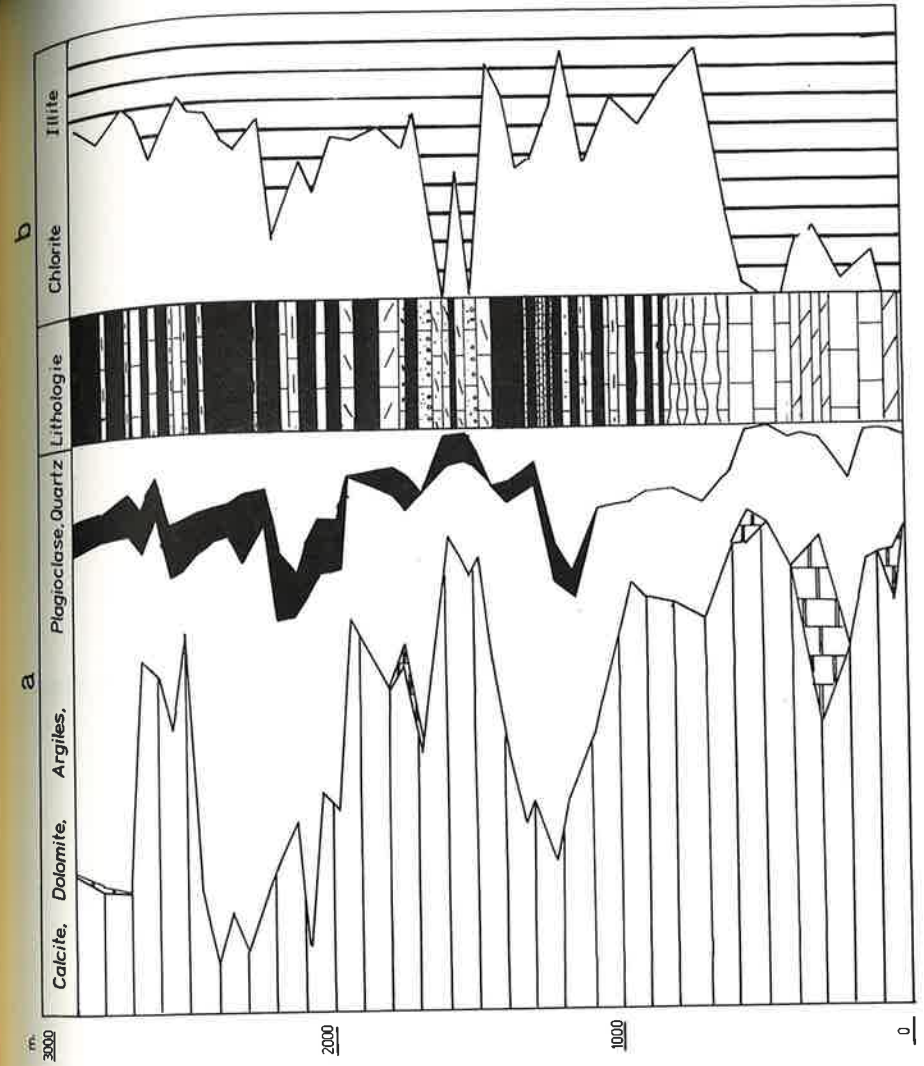


Figure D1 : Dosage quantitatif par rayon X des minéraux majeurs de la coupe de Endt
 a) Diffraction des poudres
 b) Diffraction du résidu de décarbonatation

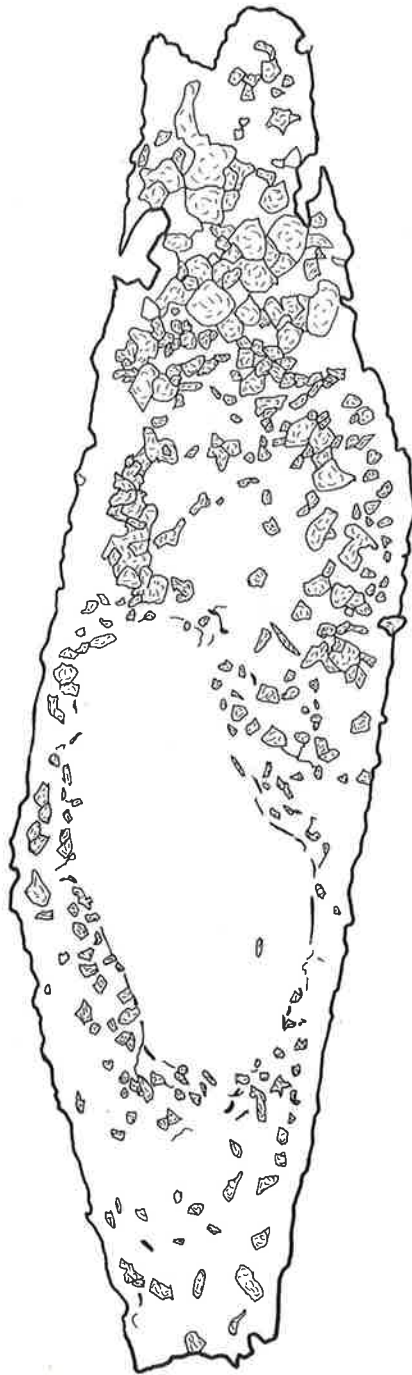


Figure D2 : Grain de quartz détritique et croissance épitaxiale d'un individu idiomorphe

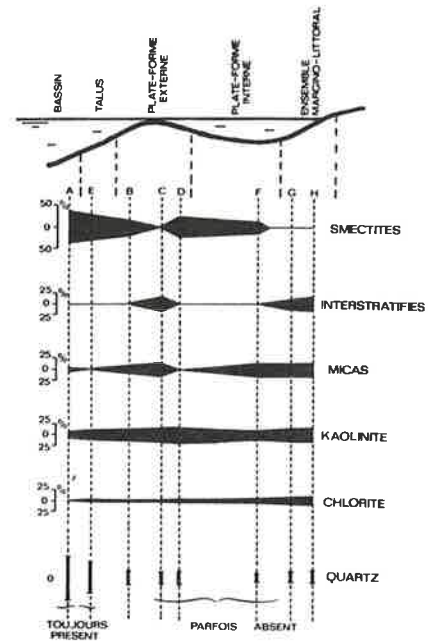


Figure D3 : Distribution des argiles sédimentaires en bordure d'un bassin selon Adatte et Rumley (1983)

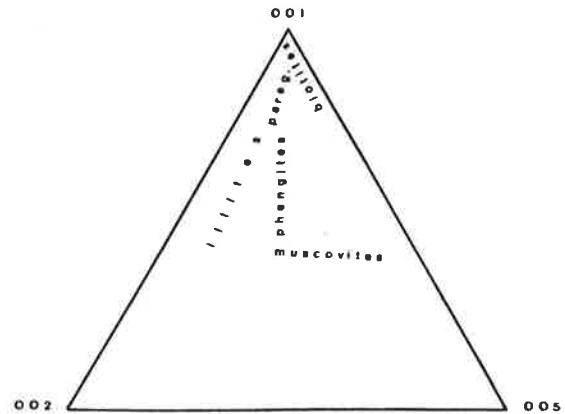


Figure D4 : Composition des micas selon la méthode Rey-Kübler (1982). Diagramme explicatif montrant la répartition des divers micas sur un diagramme triangulaire.

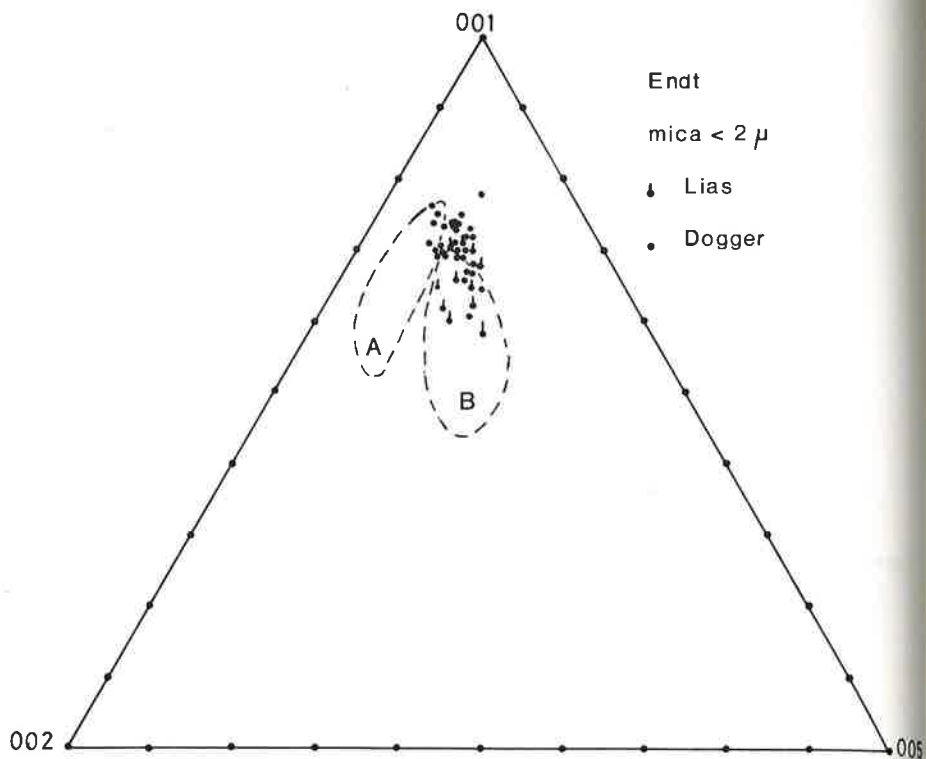


Figure D5 : Composition de l'illite au travers de la coupe de Endt, le domaine A correspond aux illites, le domaine B aux phengites.

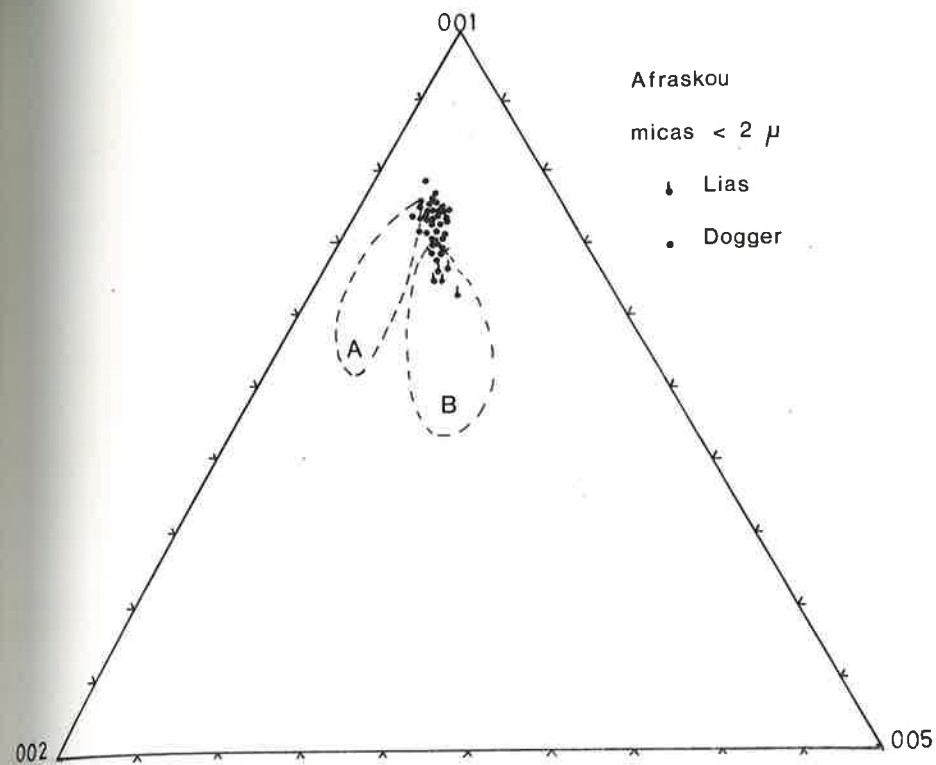


Figure D6 : Composition de l'illite au travers de la coupe d'Afraskou
A: Illites B: Phengites

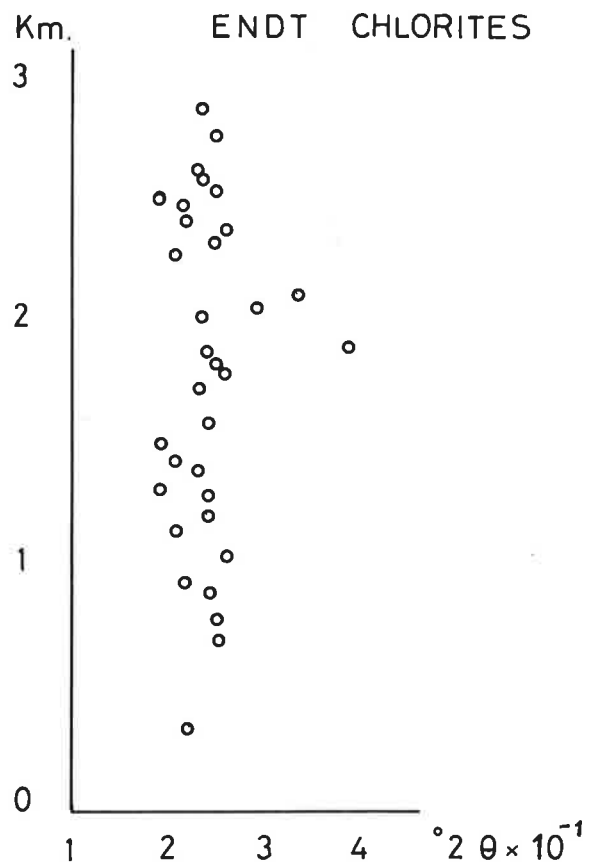


Figure D7 : Cristallinité des chlorites au travers de la coupe de Endt

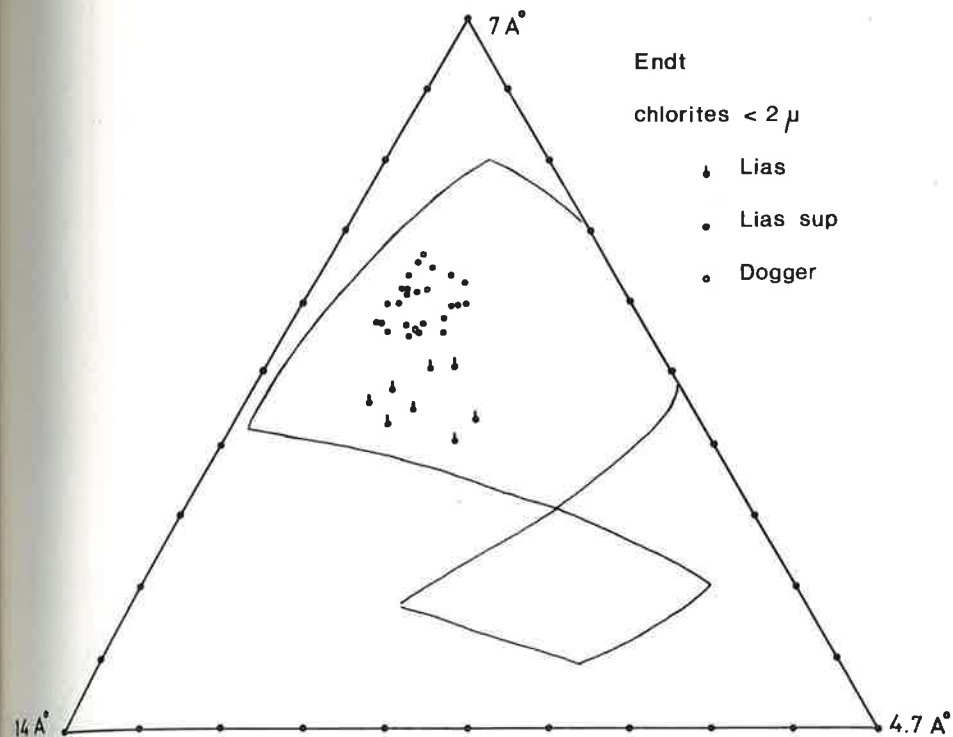


Figure D8 : Diagramme triangulaire donnant la composition chimique des chlorites de la coupe de Endt selon la méthode d'Oinuma (1972). Diagramme de poudres orientées.

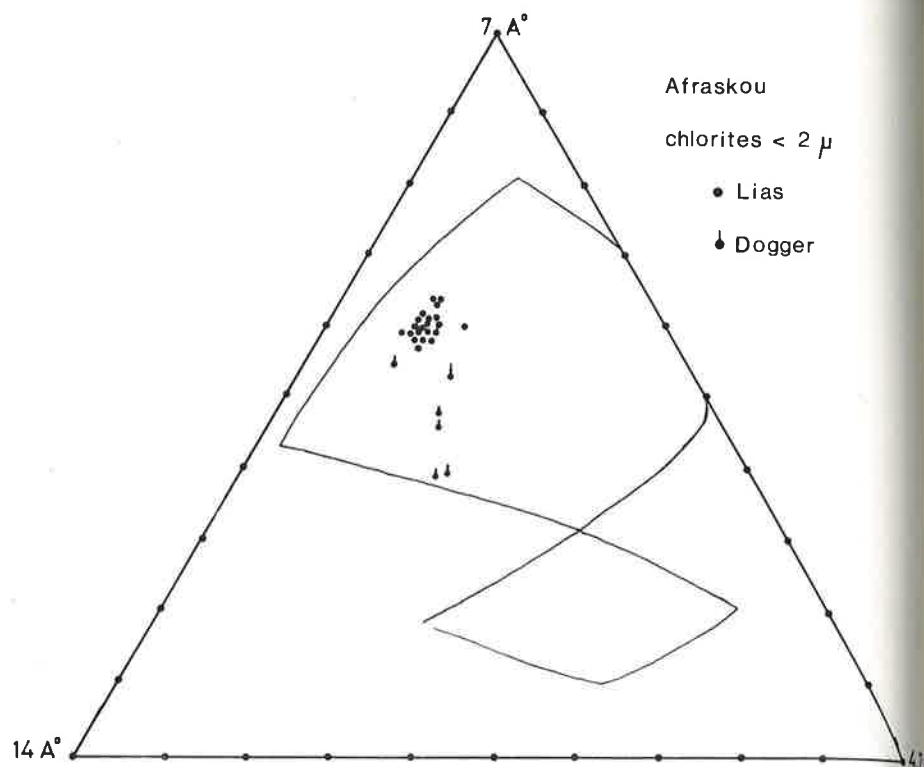


Figure D9 : Diagramme triangulaire donnant la composition chimique des chlorites de la coupe d'Afraskou

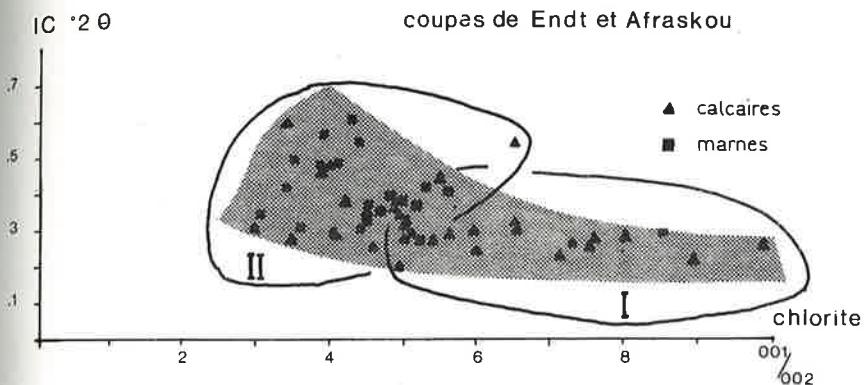
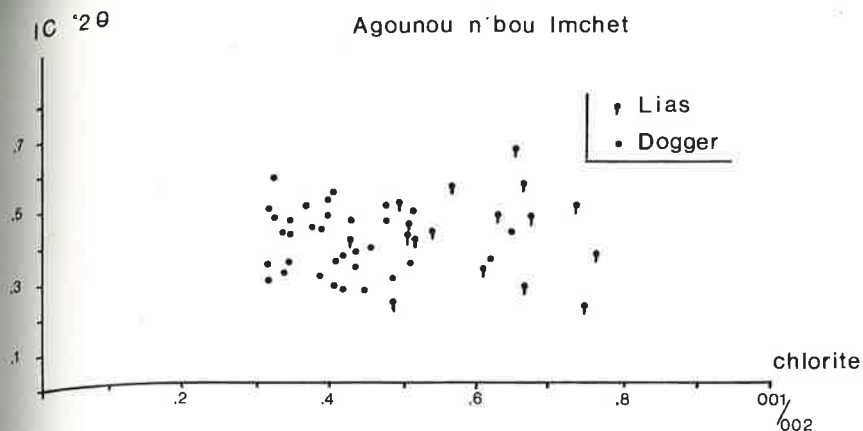


Figure D10 : Evolution de la composition chimique des chlorites estimée par rayon X par rapport à la cristallinité des illites au travers de la coupe de de l'Agounou n'bou Imchet (A), de Endt et d'Afraskou (B)
I: formations du Lias, II: formations du Dogger

crystallinité de l'illite
°2θ

Jebel Afadaï Nord

1 à 13 du contact de la faille au fond du synclinal

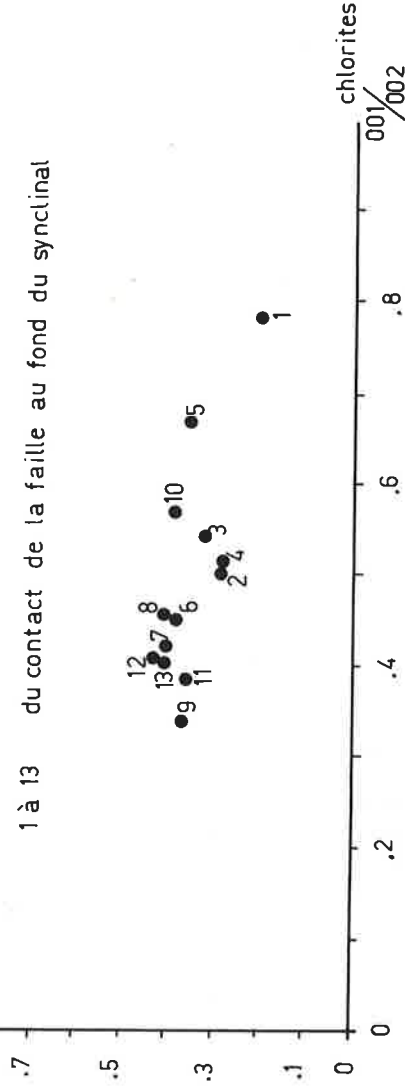


Figure D11 : Evolution de la composition chimique des chlorites estimée par rayon X par rapport à la cristallinité de l'illite sur une coupe isolithologique et isochrone; entre le centre du synclinal de Sidi Hamza et la faille anticlinale du jebel Afadaï (marno-calcaire de la formation d'Agoudim)

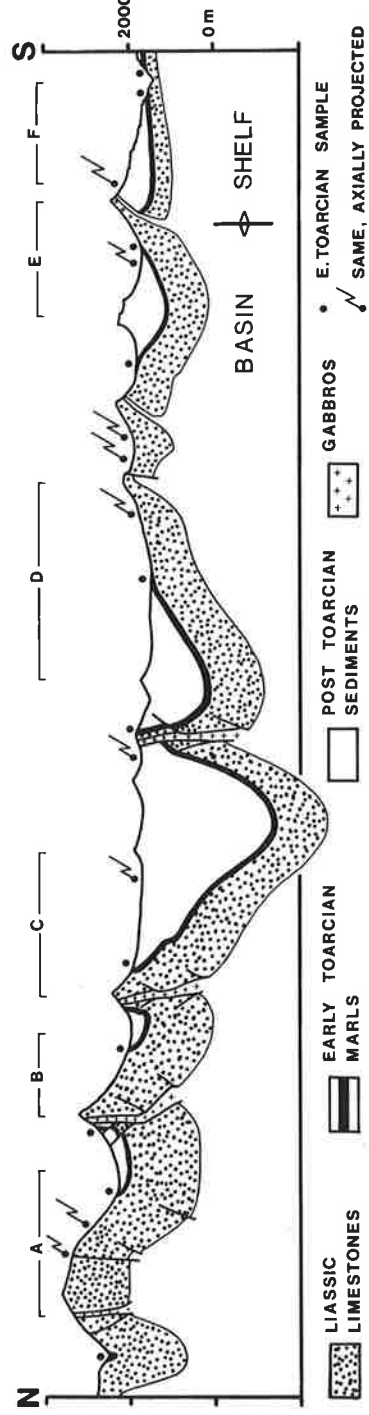


Figure D12 : Coupe géologique du Haut Atlas de Midelt donnant la localisation des coupes échantillonnées pour l'étude de la cristallinité de l'illite. A à F se rapportent à la Figure D15

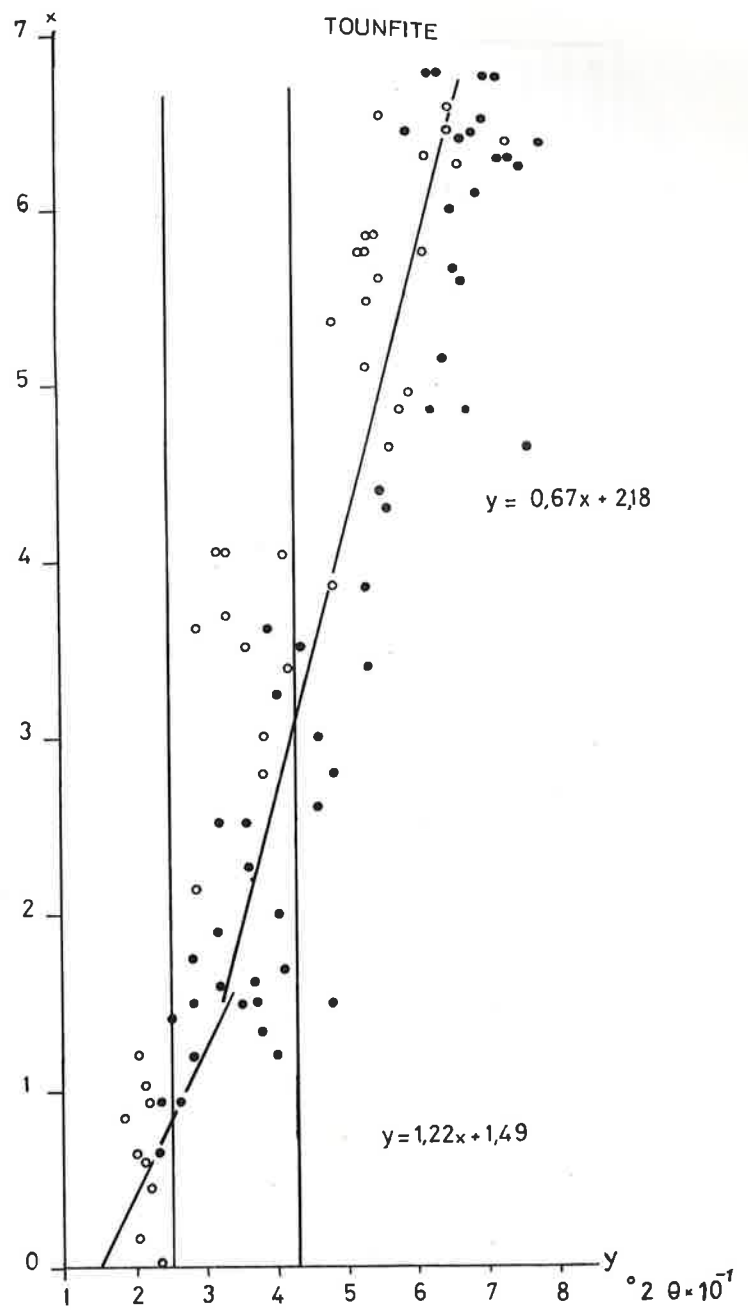
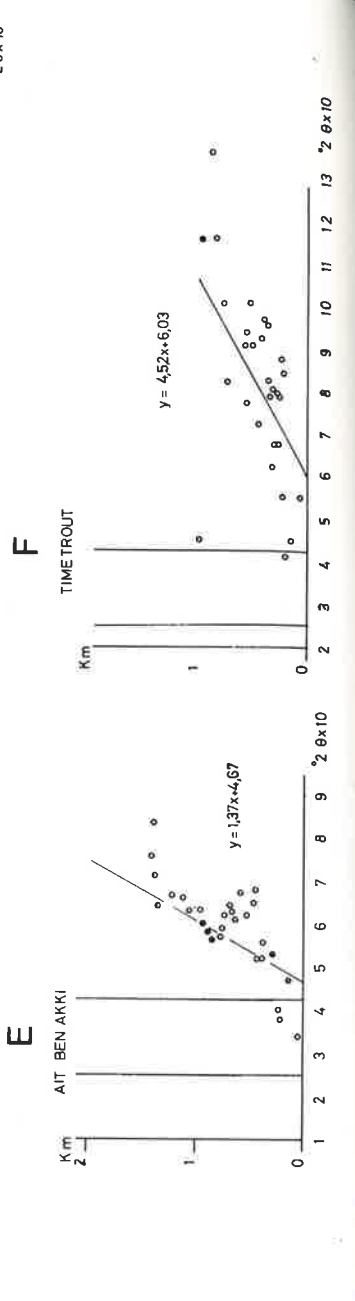
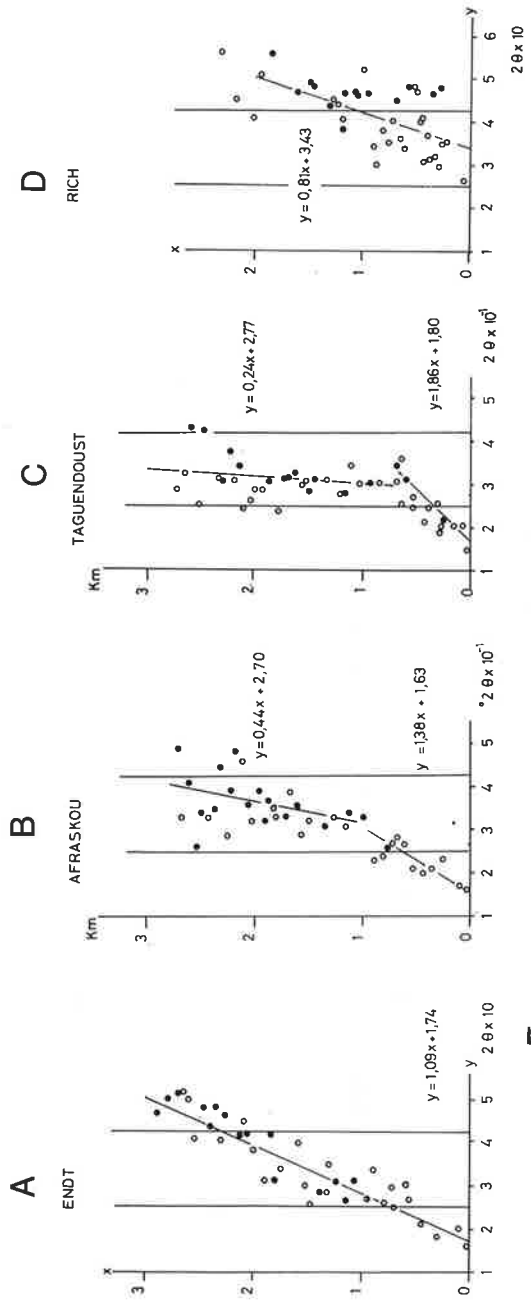


Figure D13 : Coupes de l'évolution de la cristallinité de l'illite en fonction de l'enfouissement dans le Haut Atlas de Rich. Les régressions linéaires sont données à la Figure D17. Les formules des droites comportent:
 Y = cristallinité X = enfouissement (localisation des coupes Figure D14)

Figure D14 : Coupe de l'évolution de la cristallinité de l'illite en fonction de l'enfouissement dans le Haut Atlas de Tounfite (Studer, 1980)

ETUDE STATISTIQUE DE LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE AU TRAVERS DES COUPES DU HAUT-ATLAS

COUPE	SEGMENT	DROITE DE REGRESSION	EPAISSEUR [m.]	COEFF. de regr. R ²	TEST DE SNEDSCOR la régression est:
Tounfite	inférieur	Y= 0,0122 X + 14,95	1700	0,51	significative
	supérieur	Y= 0,0067 X + 29,87	5600	0,85	"
	total	Y= 0,0109 X + 17,42	2900	0,88	"
Endt	inférieur	Y= 0,0138 X + 16,28	1250	0,91	"
	supérieur	Y= 0,0044 X + 27,03	1450	0,31	non significat.
	total	Y= 0,0077 X + 20,30	2700	0,79	significative
Taguendoust	inférieur	Y= 0,0186 X + 18,05	640	0,80	"
	supérieur	Y= 0,0024 X + 27,67	2060	0,35	"
	total	Y= 0,0046 X + 23,44	2700	0,69	"
Rich	inférieur	Y= 0,0096 X + 33,32	925	0,33	non signif.
	supérieur	Y= 0,0054 X + 38,61	1320	0,46	"
	total	Y= 0,0081 X + 34,29	2315	0,61	significative
Ait ben Akki	total	Y= 0,0137 X + 46,67	1395	0,49	"
Timetrouit	total	Y= 0,0452 X + 60,25	995	0,49	"

Figure D15 : Tableau de l'analyse statistique des mesures de la cristallinité de l'illite

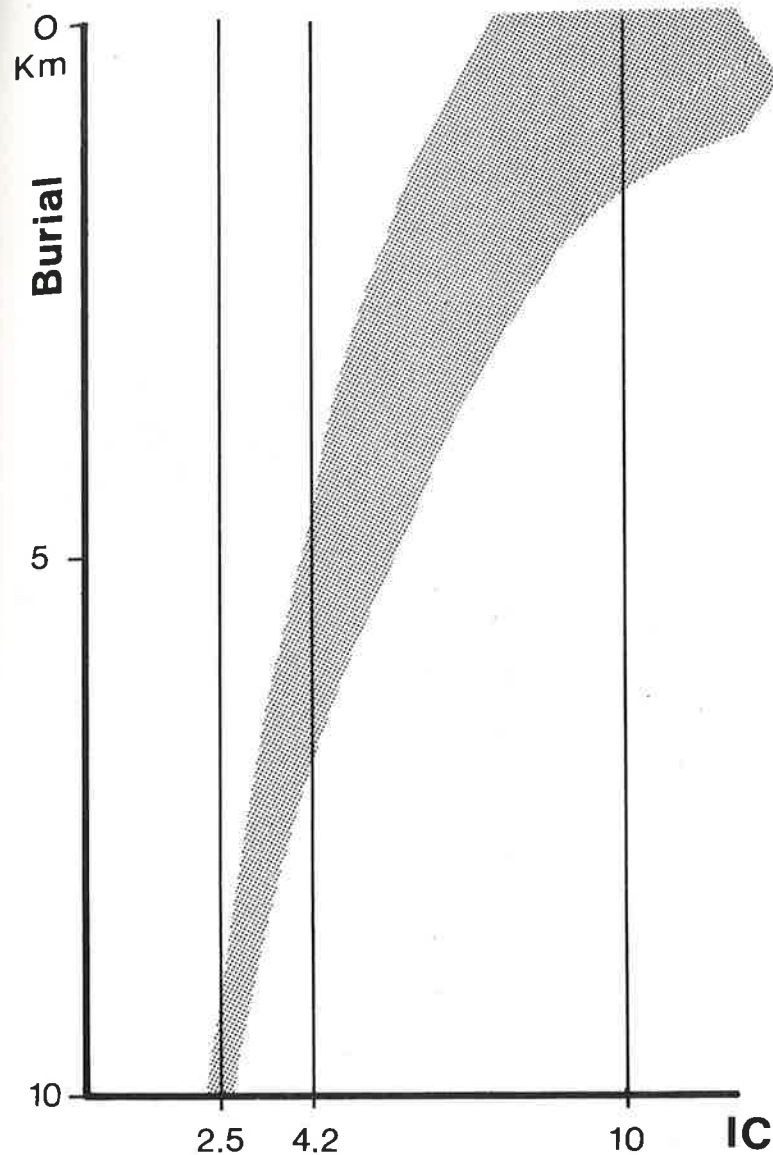
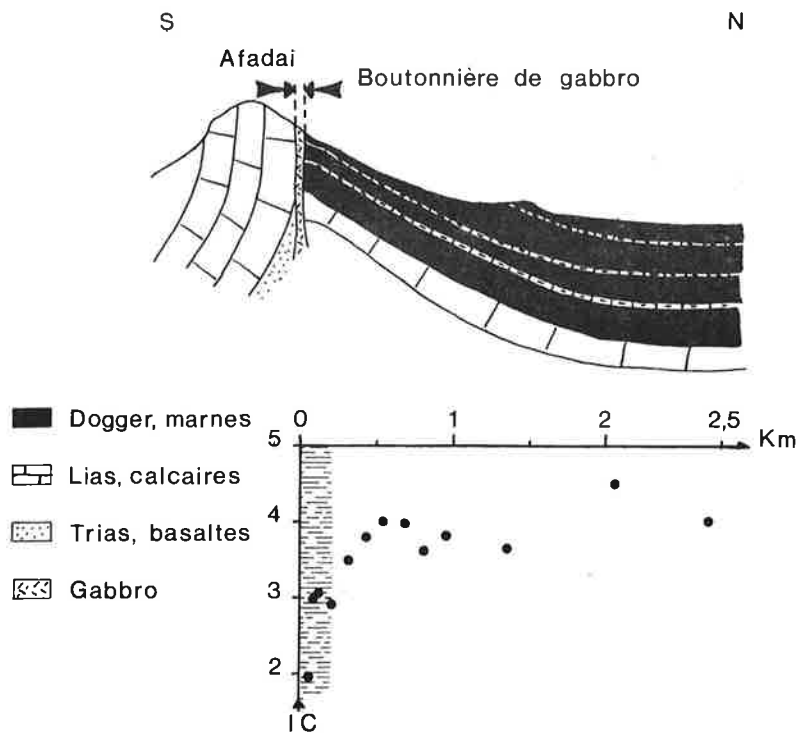


Figure D16 : Evolution de la cristallinité de l'illite par enfouissement "normal" (gradient thermique de 30°/km) selon Kübler (1966)



Evolution de la cristallinité de l'illite entre le fond du synclinal et l'accident anticlinal

Figure D17 : Evolution de la cristallinité de l'illite sur une coupe isochrone et isolithologique, entre le centre du synclinal de Sidi Hamza et la faille anticlinale du jebel Afadaï. La zone hachurée correspond à la zone à smectites

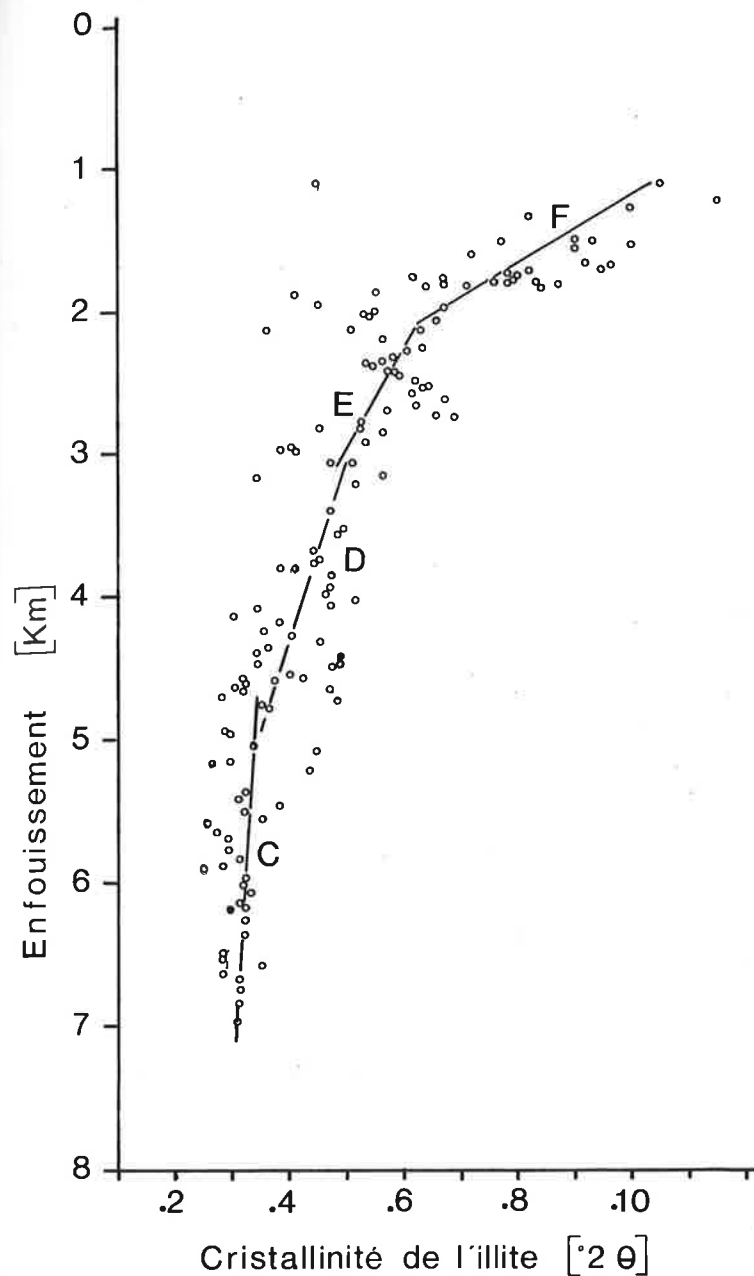


Figure D18 : Evolution reconstituée de la cristallinité de l'illite en fonction de l'enfouissement, en zones synclinales du Haut Atlas. Les lettres correspondent aux coupes utilisées (Voir Figure D13)

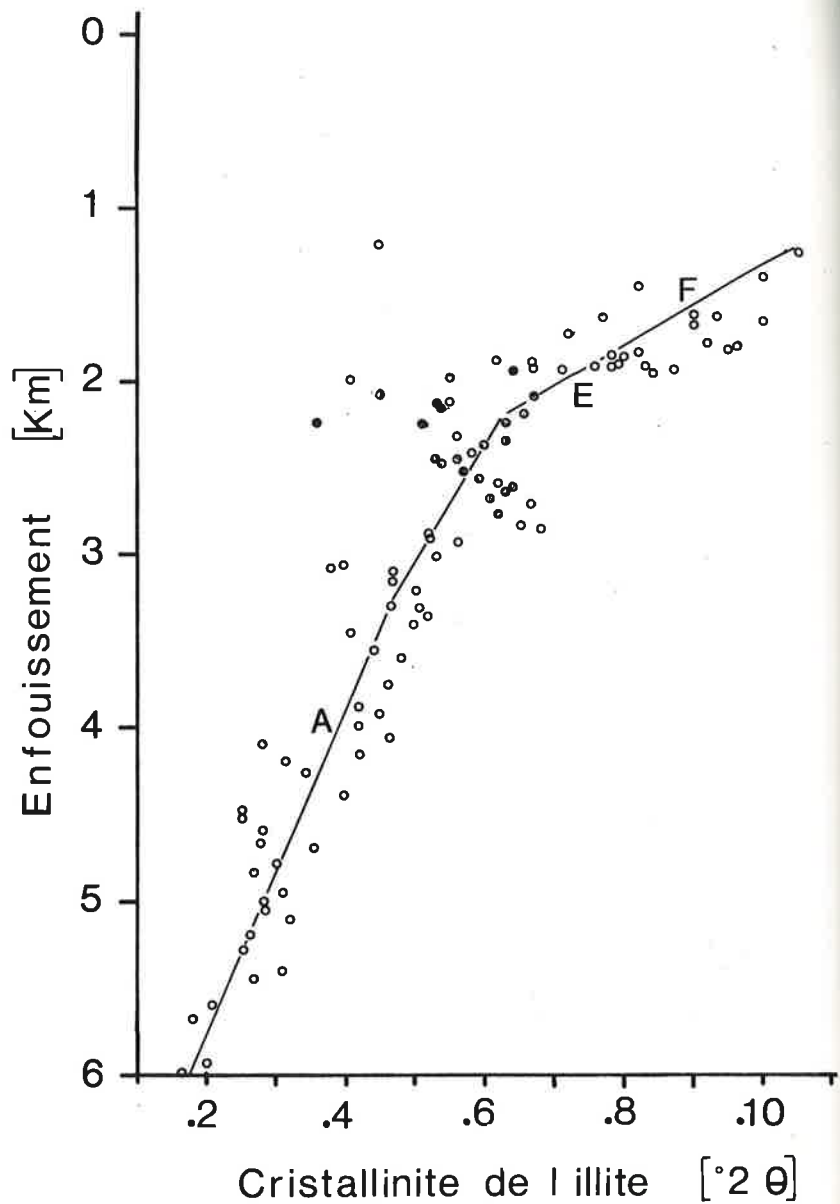


Figure D19 : Evolution reconstituée de la cristallinité de l'illite en fonction de l'enfouissement, en zones anticlinales du Haut Atlas. Les lettres correspondent aux coupes utilisées (Voir Figure D13)

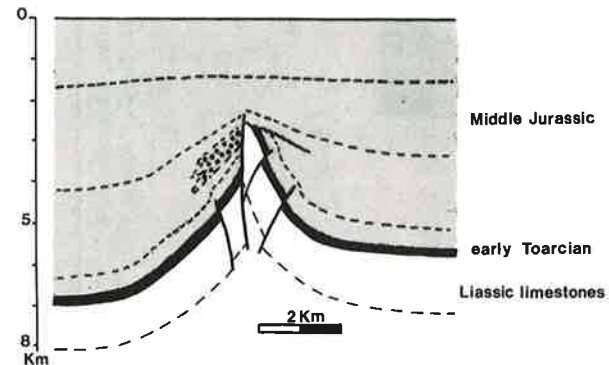


Figure D20 : Reconstitution de l'allure générale d'une faille synsédimentaire et des variations d'épaisseur des dépôts entre zones synclinales et anticlinales. Situation au Bajocien du Haut Atlas de Midelt.

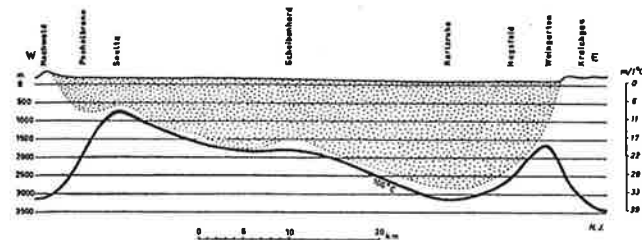


Fig. 1. Cross section through the Rhinegraben near Karlsruhe with the Tertiary graben fill (dotted region) and 100°C-isotherm (LLIJS 1965).

Figure D21 : Evolution du gradient géothermique au travers du fossé rhénan. Exemple de variation rapide

IC ° 2θ

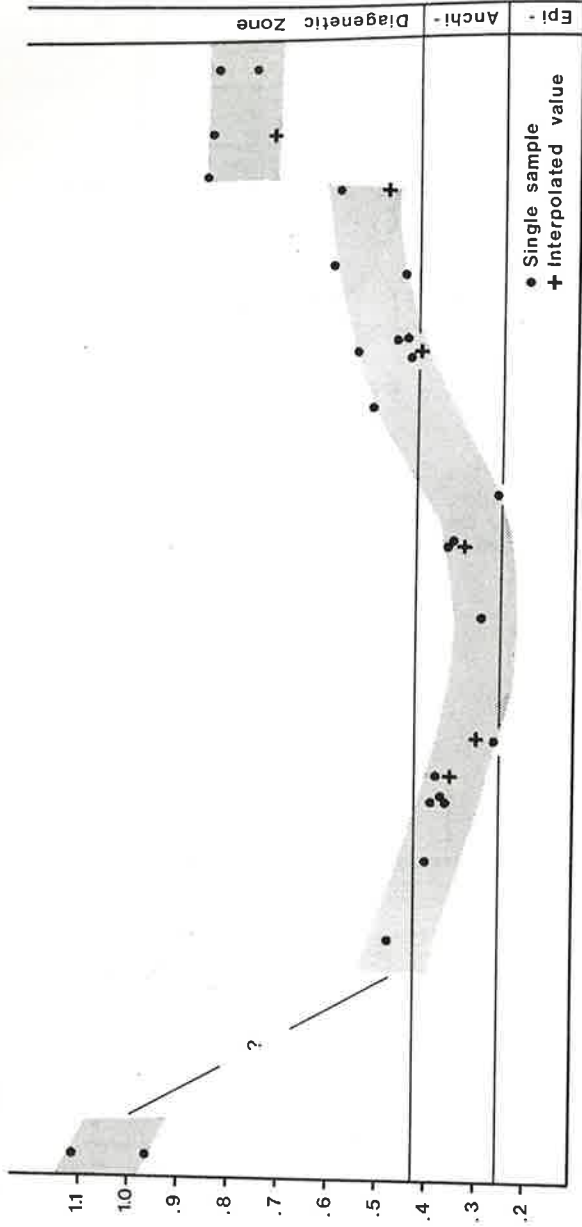


Figure D22 : Cristallinité de l'illite mesurée dans les marnes de la base de la formation de Tagoudit (Toarcien inférieur) au travers du Haut Atlas de Midelt et reconstitution des épaisseurs de dépôts post-toarciens

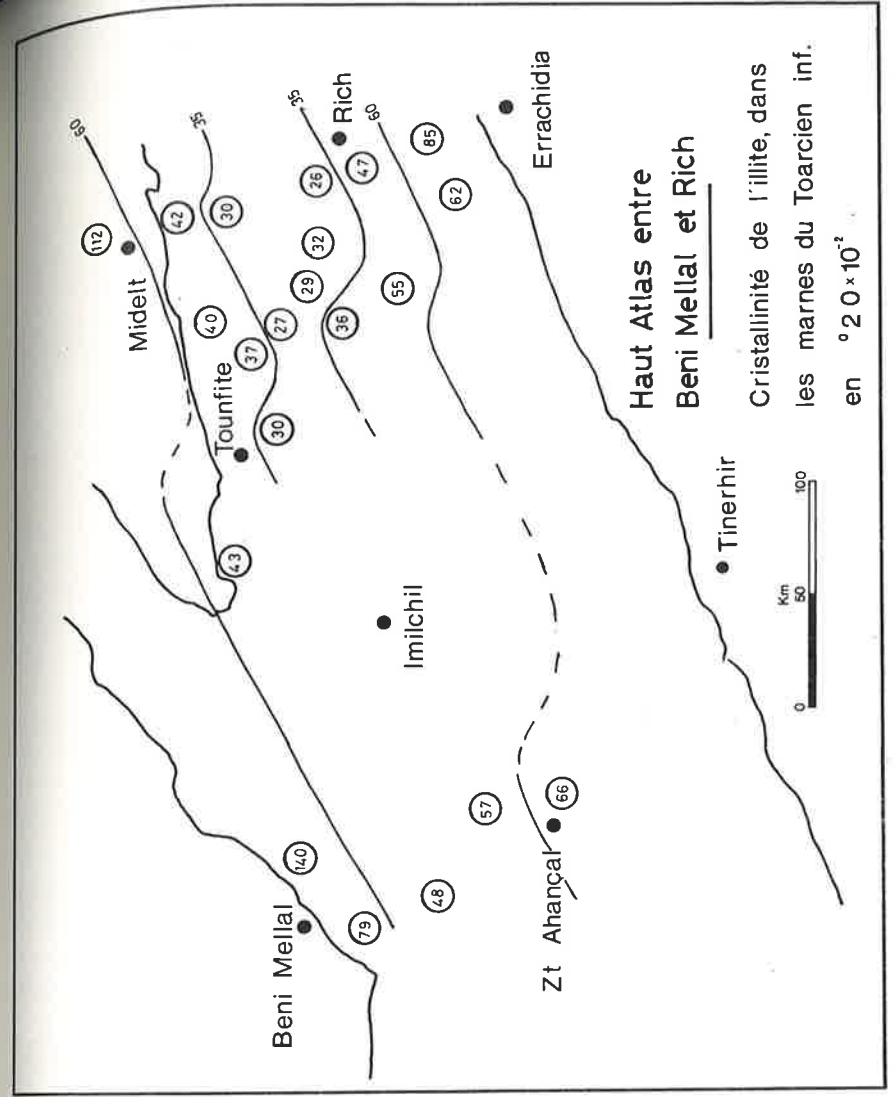
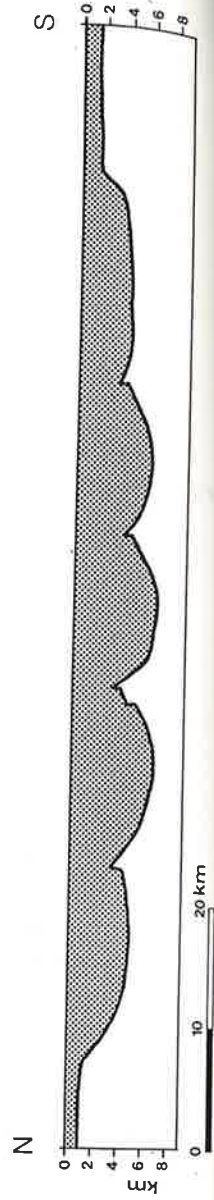
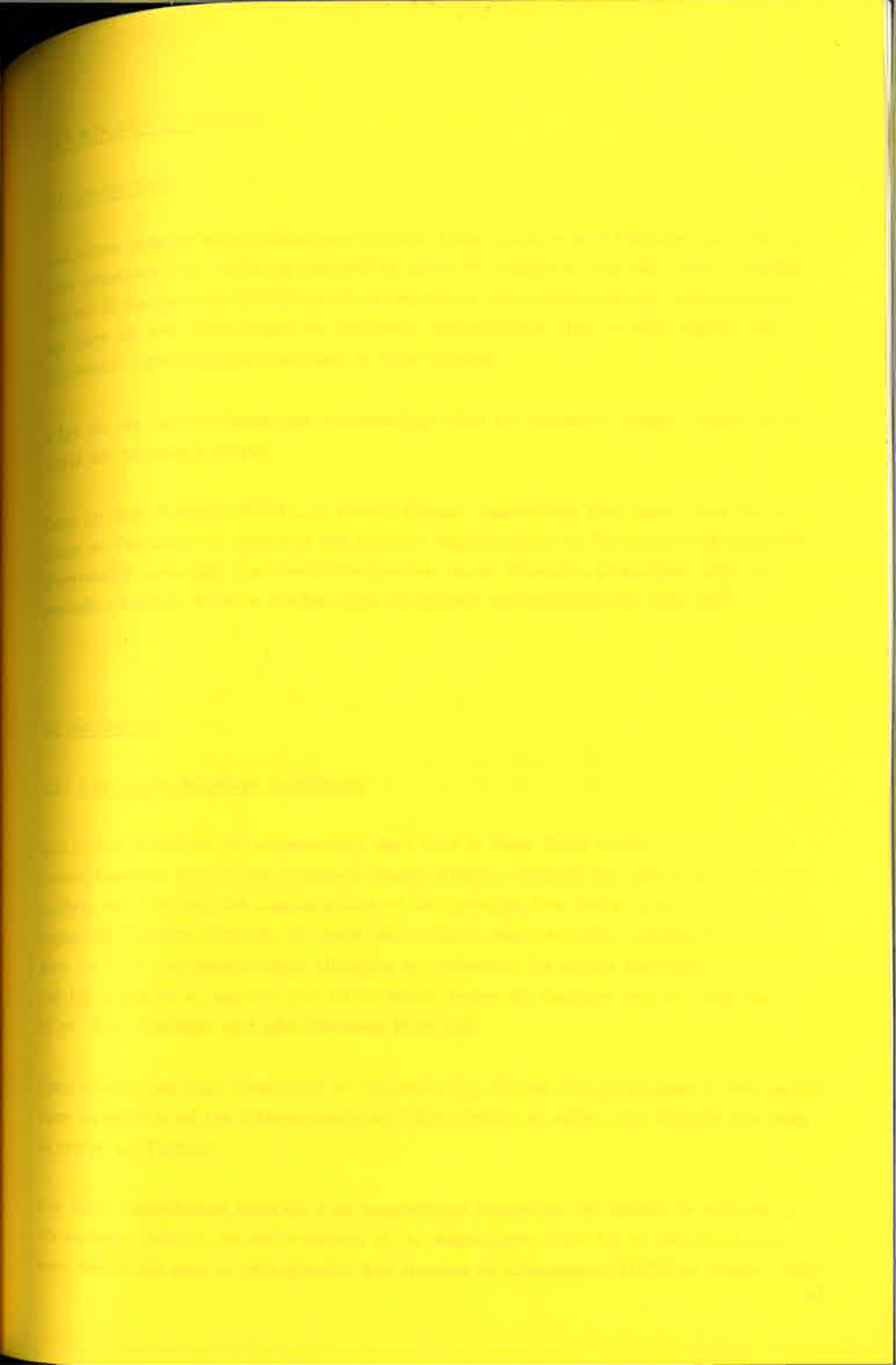


Figure D23 : Carte de la cristallinité de l'illite au travers du Haut Atlas Central, entre Beni-Mellal et Rich



LES ROCHES ERUPTIVES

3.1 Introduction

Les séries sédimentaires jurassiques du Haut Atlas calcaire sont intrudées par des roches éruptives. Ces roches se mettent en place en plutons le long des failles anticlinales, en filons dans les synclinaux et sur les flancs des anticlinaux, en coulées aériennes dans les sédiments rouges du Jurassique moyen (Haut Atlas de Beni Mellal; 1980). Ce dernier type n'affleure pas dans la zone étudiée.

L'âge de ces roches, datées par paléontologie dans les sédiments rouges, (Jenny et al., 1981) est jurassique moyen.

Dans le Haut Atlas de Midelt, un second épisode magmatique plus tardif s'est mis en place au Tertiaire: le complexe des syénites néphéliniques du Tamazhrt. Cet ensemble d'extension beaucoup plus restreinte que les roches éruptives jurassiques affleure à l'extrême bordure N de la chaîne, dans un secteur qui n'excède pas 1500 km².

3.2 Généralités

3.2.1 Les roches éruptives jurassiques

Les roches éruptives qui apparaissent dans tous le Haut Atlas calcaire, évoluent des roches basiques aux roches alcalines. Studer (1980) a observé des gabbro à olivine, des gabbro, des diorites, des plagioclases et des syénites. Ces roches abondantes dans la région de Tounfite-Tirrhist, occupent des surfaces beaucoup plus réduites dans la région de Rich. Les boutonnières allongées qui jalonnent les failles anticlinales sont minces (50 à 100 m) et souvent mal affleurantes. Seules les boutonnières de Tabenniath et de l'Ich n'Idalioun sont plus étendues (Voir 5.3)

Nous n'avons pas jugé nécessaire de reprendre ici, l'étude pétrographique de ces roches, dans un secteur où les affleurements sont plus réduits et moins bien dégagés que dans la région de Tirrhist.

Les filons doléritiques associés à ce magmatisme jurassique ont permis de préciser la chronologie relative des déformations et du magmatisme (Voir 5.3 et 5.4). Ici encore nous renvoyons pour la pétrographie aux travaux de Chèvremont (1975) et Studer (1980).

3.2.2 Les roches éruptives tertiaires

Les syénites néphéliniques du Tamazhrt affleurent en bordure Nord du Haut Atlas, entre la vallée de Sidi Hamza et Midelt. Ce pluton a assimilé une portion de la première chaîne anticlinale, à l'est du col du Tarhemt. Des filons basiques sombres, associés aux magmas alcalins du Tamazhrt affleurent dans les vallées de Taarart (Coord: 542.5/202.3) et de Sidi Hamza (Coord: 570.8/208.1). Ces filons ont été étudiés par Dubar (1952), Jérémie (1952) et Agard (1953, 1960 et 1976). Ce sont les dernières manifestations magmatiques enregistrées dans cette région du Haut Atlas; ces filons recoupent toutes les roches magmatiques antérieures.

3.3 Les filons basiques du Tamazhrt

3.3.1 Localisation

Les filons basiques sombres du Tamazhrt affleurent dans la vallée de Sidi Hamza entre Ayaouz et le jebel Tarhabout, ils disparaissent vers le sud, sur les flancs septentrionaux des jebels Afadaï et Adraka. Vers le nord les filons se prolongent en dehors des zones étudiées, à l'intérieur des syénites néphéliniques qu'ils recoupent. Ils affleurent également dans la vallée de Taarart, au sud du jebel Ayachi, et se perdent dans les flancs des anticlinaux adjacents. Jamais nous ne les avons observés en bordure de la Haute Moulouya ou sur les flancs septentrionaux de l'Ayachi.

3.3.2 Affleurements

Les filons basiques sont facilement altérés et affleurent mal, formant des tranchées sombres d'érosion préférentielle de 50 cm à 2 m de largeur. Ils sont bordés de calcaires légèrement recuits, à patine rougie. L'arène pulvérulente est verdâtre à noire.

Sur les flancs des jebels Aied Tiddaouine et Bedid, les oueds empruntent ces tranchées d'érosion et prennent des allures rectilignes inhabituelles (Figure R1). Localement ils subsistent dans un état beaucoup plus frais où nous avons pu prélever les échantillons de cette étude.

3.3.3 Aspect macroscopique

On distingue trois types de filons:

- Type A : des filons mésocrates verdâtres localisés dans la vallée de Taarcart
- Type B : des filons leucocrates noirs à gris anthracite, dans la vallée de Sidi Hamza et au sud de Tamazhrt
- Type C : des filons leucocrates gris sombre, légèrement bleuté en bordure des syénites néphéliniques.

Les filons de type A ont une matrice gris vert pâle dans laquelle des porphyroïdes noirs de biotite millimétriques et de rares pyroxènes s'individualisent à côté des mouchetures rouilles des oxydes de Fer. Les feldspath laiteux se distinguent mal de la matrice.

Le type B présente souvent une arène pluvérulente noirâtre dans laquelle subsistent de grosses lamelles de biotites hydratées (Agard, 1953). Dans les échantillons frais, les porphyroïdes noirs de pyroxènes idiomorphes sont nombreux et atteignent 1/2 cm. Des cristaux clairs, plus rares sont certainement des feldspatoïdes (Voir 3.3.4).

Le type C est une roche d'aspect très fin, cryptocristalline sans porphyroïdes visibles. Gris vert bleuté à l'altération, elle est gris verdâtre sombre et la cassure est comparable à celle d'un basalte frais.

3.3.4 Microscopie et analyse au rayon X

Les filons du type A ont une texture microlithique pilotaxytique. Des gerbes de feldspath à extriction onduleuse constituent le minéral le plus important. Il apparaît également en grain dans la matrice (Figure R2).

Des porphyroïdes de pyroxènes souvent altérés sont disséminés dans la masse, leurs bordures sont transformées en biotite pléochroïque. Des chlorites apparaissent dans les fissures. Les opaques sont abondants. Des minéraux secondaires tel le spène, l'apatite parsèment la roche. La calcite est abondante. Des minéraux prismatiques sont pseudomorphosés en calcite. Il s'agit de néphélines ou de pyroxènes.

Au rayon X, les minéraux suivants apparaissent: feldspath, albite et microline, (si présence d'analcite, pas d'albite), biotite chlorite, pyroxènes et pyrite.

Les filons de type B ont des textures porphyriques, parfois hyaloophytiques quand la matrice cryptocristalline est assez importante.

Des porphyroïdes d'augite titanifère, s'individualisent bien dans tous les échantillons. Ce sont de grands cristaux (2-3 mm), mâclés et zonés, au couleur de biréfringence anormales (augite titanifère). Des biotites fortement pléochroïques dans les verts traduisent également de fortes teneurs en titane. L'olivine est parfois conservée, comme dans l'échantillon 785, le plus souvent elle est totalement serpentinisée. L'analcite est le second minéral en importance après le pyroxène. Il constitue le fond de la lame en cristaux de remplissage des interstices (Figure R3).

Aux rayons X le pyroxène, l'analcite, la biotite, la serpentine, la néphéline et l'hématite émergent.

Un gros minéral jaune miel (1/2 cm) s'est révélé après l'étude au RX, être de la calcite et du quartz. Il peut s'agir de calcite hydrothermale ou de la pseudomorphose d'un silicate calcique peu stable tel la melilite.

Le filon de type C a une structure porphyrique pilotaxitique. Des petits grains de néphéline forment la majorité de la roche. La texture a une allure légèrement fluidale mais les minéraux tel le néphéline étant plus trapus que prismatiques, la texture ne prend pas une allure trachytique. La matrice est parsemée de porphyroïdes de pyroxène et d'aiguilles du même minéral. Les porphyroïdes de biotite sont rares.

La roche contient également quelques cristaux de microcline; les minéraux accessoires sont sphènes et opaques.

Au rayon X on observe la néphéline, l'augite, la biotite, le microcline, la sodalite (Figure R4).

3.3.5 Classification

Nous avons utilisé les critères et la nomenclature proposée par Streckeisen (1979) et consulté les travaux de Rock (1977); (Figure D5; Streckeisen, 1979)

Type A

Les filons de type A contiennent les minéraux blancs suivants. Le microcline, l'albite ou l'analcite, les minéraux mafiques sont le pyroxène et la biotite. D'après le diagramme de Streckeisen, ce sont des trachytes alcalines évoluant vers des phonolithes alcalines quand la teneur en analcite augmente. Cependant la texture n'évoque que peu la texture typique d'un trachyte. Il faut préciser que ces dikes sont des roches hypabyssales et que leur texture diffère de celle d'une roche effusive à même composition par la rareté d'une matrice vitreuse.

Type C

Les filons de type C sont de même nature. L'abondance d'un feldspathoïde, ici la néphéline en fait des phonolithes alcalines. Les teneurs en feldspath sont beaucoup plus faibles que celles enregistrées dans les filons de type A. Ces phonolithes à pyroxène, biotite, analcite et néphéline sont appelés tinguaïtes quand il s'agit de roches hypabyssales.

Type B

Les filons de type B correspondent selon la classification de Streckeisen (1978) à des lamprophyres à structure porphyrique et à matrice cryptocristalline, et justifie l'appellation d'Agard (carte géologique Tamazht, 1960). Les feldspaths et feldspatoïdes, quand ils sont présents restent cantonnés à la matrice.

La classification à l'intérieur du groupe des lamprophyres est plus délicate. Ces roches sans amphiboles sont en contradiction avec la règle qui veut que ce minéral soit l'un des plus importants des lamprophyres.

Les minéraux hydratés y sont la biotite, la serpentine et l'analcite.

Ces filons correspondent ainsi à des monchiquites sans amphiboles ou à des alnoïtes ou polzénite sans melilite. Chaque fois le minéral cardinal fait défaut. Ce type de filons est donc particulier. Il n'en garde pas moins quelques traits caractéristiques les lamprophyres (comme la présence secondaire de feldspath et de feldspatoïdes, du verre ou une matrice cryptocristalline et les phénocristaux mafiques).

3.3.6 Chronologie

Le massif éruptif du Tamazhrt comporte deux ensembles magmatiques successifs; les syénites néphéliniques et les carbonatites. Selon Agard (1960) les filons basiques sont contemporains ou postérieurs aux carbonatites et se mettent en place dans un système de diaclases radiales aux massifs des carbonatites. Nos observations montrent que ces filons intrudent le long de fractures d'orientation N-S, fractures tectoniques qui ne semblent pas liées aux intrusions. A l'ouest du massif de Tamazhrt (vallée de Taarart) les filons sont également orientés N-S, et donc tangents aux intrusions. (Voir 5,8)

L'âge des filons basiques n'est pas connu. Les datations et relations chronologiques existantes sont:

- les syénites néphéliniques du premier ensemble magmatique sont datées de l'Eocène inférieur à moyen par les méthodes K-Ar et Rb-Sr (Agard et al., 1976). Les filons basiques sont postérieurs.
- les conglomérats pontico-pliocènes au Nord du massif du Tamazhrt contiennent des galets de roches alcalines.

L'âge des filons basiques du Tamazhrt est donc post-Eocène moyen.

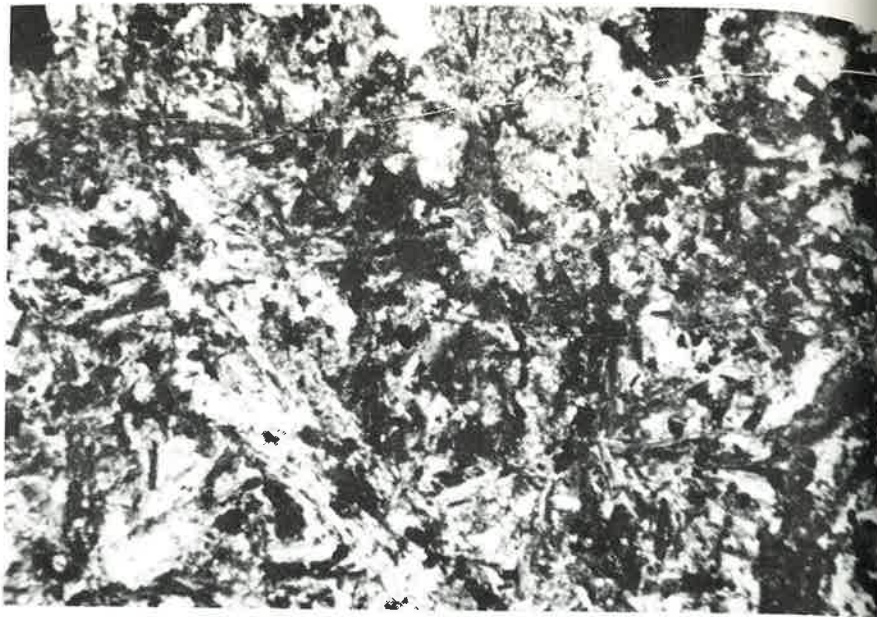
Dans la Haute Moulouya, (jebel Tourgedjid, région de Zebzat) en bordure N du Haut Atlas, affleurent des laves basiques qui sont des ankaratrites à haüyne (Jérémine, 1955; Agard, 1956). Les minéraux majeurs sont des augites titanifères, de l'olivine et de l'analcime. Les roches ont donc un chimisme très voisin des filons basiques du Tamazhrt. Selon Dubar (in Jérémine, 1955), ces écoulements de lave serait en relation avec les failles d'orientation N-S à NW - SE du bord Est du massif granitique de l'Oued Kiss (Coord: 527/240). Selon Raynal (in Jérémine, 1955), ces laves sont sus-jacentes aux conglomérats pliocènes, ravinés par l'érosion villafranchienne. Les coulées sont ondulées par des déformations tectoniques ultérieures. On leur attribue un âge Villafranchien.

Il est possible que les manifestations magmatiques alcalines et sous-saturées du Tamazhrt soient contemporaines.

L'âge des filons serait alors Villafranchien ?

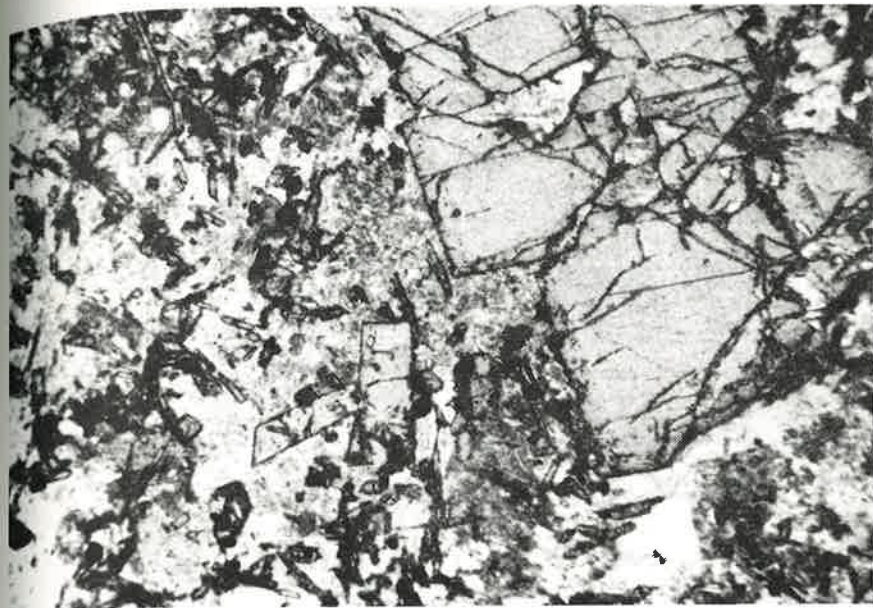


Figure R1 : Oueds rectilignes empruntant le tracé des filons basiques du Tamazhrt (cluse de Endt)



1mm

Figure R2 : Trachyte alcalin à gerbes de plagioclases à extinction onduleuse, lattes de biotites et pyroxènes. Photo au microscope, lumière polarisée



1mm

Figure R3 : Phonolithe tinguaita à pyroxènes et biotite. Le fond de la lame est constitué d'analcime et de rares plagioclases. Photo au microscope, lumière naturelle

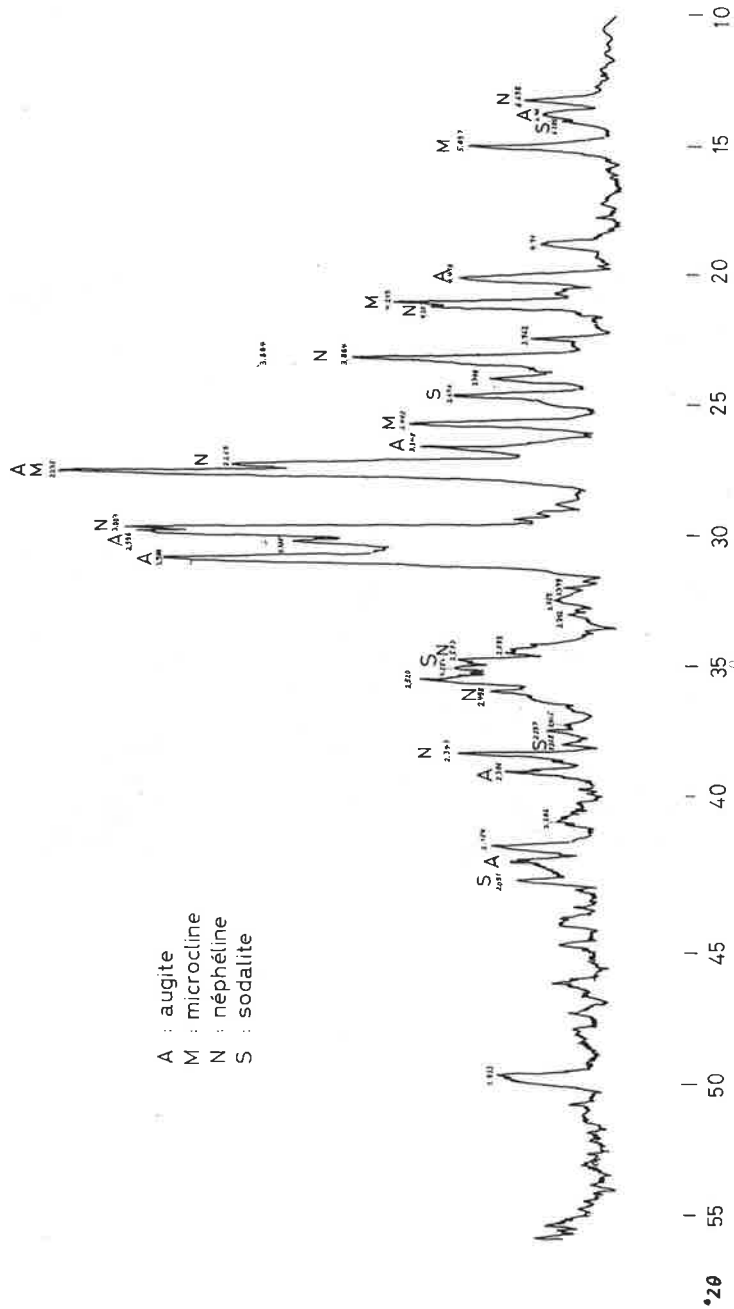
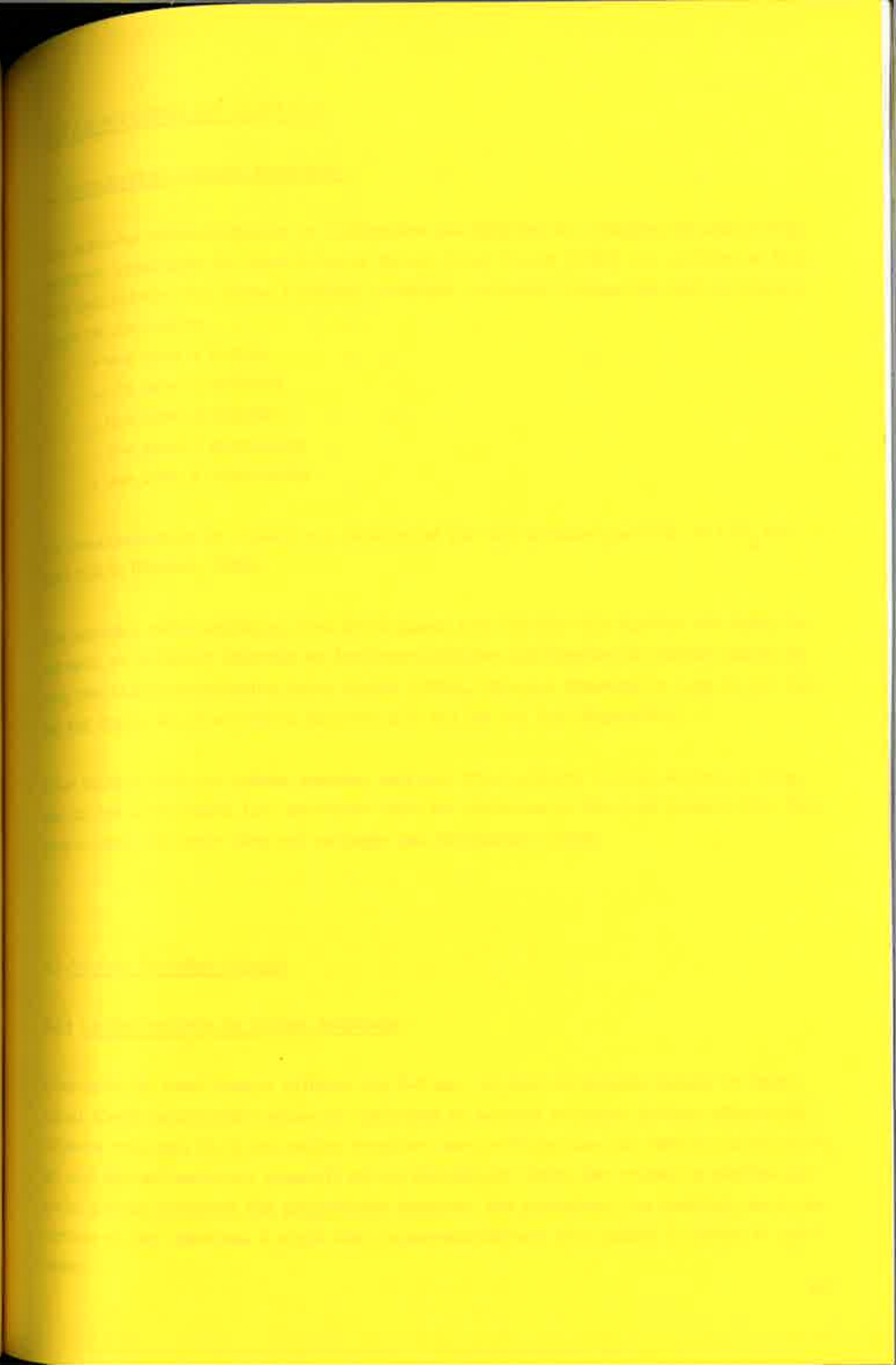


Figure R4 : Diagramme de diffraction X (poudre) d'un filon lamprophyrique à néphéline et augite, sodalite et microcline

light-colored constituents		predominant mafic minerals			
feldspar	foid	biotite, diops. augite, (± olivine)	hornblende, diops. augite, (± olivine)	amphibole (bark, kaers), titanaugite, olivine, biotite	mellilite, biotite, ± titanaugite, ± olivine, ± calcite
or > pl	-	minette	vogesite		
pl > or	-	kersantite	spessartite		
or > pl	fsp > foid			sannaite	
pl > or				camptonite	
-	glass or foid			mondiquite	polzenite
-	-				alnöite

Figure R5 : Classification des filons lamprophyriques selon Streckeisen (1979)



METAMORPHISME DE CONTACT

4.1 Introduction, travaux antérieurs

Des auréoles métamorphiques se développent aux épontes de certaines intrusions magmatiques jurassiques du Haut Atlas de Midelt. Selon Studer (1980) ces auréoles se limitent aux épontes des filons. L'auréole complète, comporte 5 zones qui sont en s'approchant de l'intrusion:

- une zone à biotite
- une zone à actinote
- une zone à diopside
- une zone à grossulaire
- une zone à vésuvianite

Ce métamorphisme de contact est caractérisé par une pression partielle de CO_2 restant faible (Studer, 1980).

Les auréoles métamorphiques bien développées sont limitées aux épontes des dykes importants et semblent absentes ou fortement réduites aux épontes de plutons placés le long des failles anticlinales. Selon Studer (1980), l'absence d'auréole le long de ces failles est due à des mouvements post-intrusifs qui les ont fait disparaître.

Pour Bloch (1979) ces mêmes auréoles relèvent d'une activité accrue de l'eau le long des failles anticlinales. Eau abondante dans les sédiments et l'intrusif (apport d'un Trias sous-compacté); cette idée est partagée par Bernasconi (1983).

4.2 Auréole du Jebel Ayachi

4.2.1 La Boutonnière de roches éruptives

L'intrusion du jebel Ayachi affleure sur 2-3 km, le long de la faille axiale de l'anticlinal. Cette boutonnière située en contrebas du sommet principal (Ichichi n'Boukhlil) affleure très mal; 80 % des roches éruptives sont enfouies sous les éboulis quaternaires; un seul bon affleurement apparaît sur un épaulement abrité des chutes de pierres. La roche grenue comporte des plagioclases basiques, des pyroxènes, des biotites, de la serpentine et des chlorites. Il s'agit donc vraisemblablement d'un gabbro à olivine et pyroxènes.

4.2.2 Auréole métamorphique

Les calcaires situés au contact de l'intrusion du jebel Ayachi sont recristallisés et marbrifiés. Ce sont les calcaires lités de l'Aberdouz en bancs décimétriques gris sombres. Au contact la recristallisation interne décolore complètement ces calcaires qui deviennent blancs. Cette marbrification est totale dans le premier mètre de roches bordant l'intrusif, elle devient partielle plus loin. Il n'y a pas d'atténuation progressive ni de recoloration discrète mais la roche présente des bandes alternées de calcaires marbrifiés gris sombres et blancs (Figure T23). (Voir 5.5.3.3)

Cette transformation de la roche n'apparaît nulle part ailleurs dans la zone étudiée. Nous avons choisi cet endroit pour faire une coupe détaillée et analyser le métamorphisme par rayons X et microscope.

4.2.3 Minéralogie de la roche non transformé (rappel)

Les calcaires lités de l'Aberdouz contiennent en moyenne 80 % de calcite, 10 % de quartz et 10 % d'argiles: illite et chlorite en proportions à peu près identiques. Ces roches sont des micrites à pellets et rares organismes; selon Dunham il s'agit de calcaires wackestones. La dolomie n'est presque jamais présente dans les calcaires lités de l'Aberdouz, ni à Rich ni à Endt. Studer (1980) en indique quelques 10 % dans un échantillon provenant du jebel Masker.

4.2.4 Minéraux métamorphiques

Les minéraux néoformés dans l'auréole métamorphique du jebel Ayachi permettent de définir 5 zones qui sont:

- une zone à biotite
- une zone à talc
- une zone à tremolite
- une zone à diopside
- une zone à grossulaire

Cette auréole diffère donc de celle présentée par Studer (1980), par l'absence d'une zone à vésuvianite et par l'apparition d'une zone à talc.

Le Talc

Ce minéral découvert grâce au rayon X se rencontre parfois en paillettes de 0,1 mm. Au microscope, ces cristaux incolores en lumière naturelle, se teintent dans les bleus du deuxième ordre en lumière polarisée.

Micas

L'illite est un minéral détritique sédimentaire abondant dans les calcaires de la formation de l'Aberdouz. A l'Ayachi, la cristallinité (Voir 2.3) anchizonale des illites diagénétiques s'améliore et atteint une valeur minimale. Ces micas dioctaédriques sont remplacés dans l'auréole de contact par des micas trioctaédriques de type biotite, (détermination aux rayons X par la Méthode Rey Kübler (1982) (Figure M1 et M2)). D'après cette méthode les micas trioctaédriques du jebel Ayachi sont des biotites magnésiennes ou des phlogopites.

La Tremolite

Les amphiboles vertes, comme les talcs, sont parfois bien visibles au microscope (lame Y720); ce sont des individus idiomorphes de relativement grande taille (1 mm), transparents et très peu pléochroïques en lumière naturelle. L'allongement préférentiel est manifeste (Figure M3). Dans la plupart des roches les amphiboles n'apparaissent qu'aux rayons X.

Le Diopside

Les petits cristaux de diopside visibles au microscope ne peuvent pas être déterminés avec certitude sans l'aide des rayons X. Les grains de diopsides de quelques microns se concentrent aux joints des cristaux de la calcite recristallisée. Ils sont abondants par secteur ou taches (Figure T25) et cette concentration irrégulière doit correspondre à des noyaux d'un chimisme favorable.

Le Grenat

Un seul échantillon placé au contact des roches éruptives contient des grenats. Ce sont des cristaux idiomorphes de grande taille (supérieur à 100 microns). Au microscope ils présentent en lumière polarisée, une légère biréfringence dans les gris anthracite du premier ordre. Ce trait permet de supposer qu'il s'agit de grossulaires. Ces grenats ne

sont pas zonés, ils sont par contre souvent mâclés selon les diagonales de l'hexagone ou du carré et l'extinction de ces mâcles est simultanée pour deux cadrans opposés (Figure M4).

D'après Studer (1980) les grenats récoltés dans l'auréole métamorphique de certaines intrusions sont des grossulaires à 82 % contenant un peu d'andradite (analyse à la micro-sonde, Bertrand, 1980).

Les smectites

Les smectites, argiles gonflantes ont été identifiées grâce aux rayons X. Elles sont présentes dans toute l'auréole métamorphique du jebel Ayachi et dans les roches éruptives (E912). Ce minéral a une origine métasomatique hydrothermale postérieure aux intrusions (Voir 4.6.2).

4.2.5 Minéraux sédimentaires

La calcite, le quartz, les illites, chlorites et les feldspath sont des minéraux sédimentaires ou diagénétiques. Dans l'auréole métamorphique ils subissent des transformations importantes.

La calcite

La microstructure originelle, sédimentaire de ces roches est une biopelmicrite; la recristallisation métamorphique efface ce microfaciès. Les transformations de la roche augmentent en direction du contact. En bordure de l'intrusion la roche est un marbre blanc totalement recristallisé.

L'évolution des cristaux de calcite a été étudiée au travers de l'auréole métamorphique et figure au chapitre tectonique (Voir 5.5).

Le quartz

Le quartz est relativement abondant dans les calcaires lités de l'Aberdouz. Il apparaît comme minéral détritique et comme minéral authigène par croissance épitaxiale sur des grains détritiques (Figure M5).

Les aiguilles de quartz peuvent également être orientées, dans certaines lames en association avec le talc (lame Y935) ce qui tendrait à prouver une recristallisation métamorphique. (Voir 5.5)

Les Feldspaths

Abondants comme minéral authigène dans les formations supérieures aux calcaires de l'Ouchbis le plagioclase n'est jamais décrit (Studer, 1980; Bernasconi, 1983; cette étude Voir 2.1) dans les formations sous-jacentes aux alternances calcaréo-marneuse de l'Ouchbis. L'auréole métamorphique du jebel Ayachi, développée dans les calcaires lités de l'Aberdouz ne devait pas contenir de plagioclases diagénétiques.

Les plagioclases visibles au microscope dans les calcaires métamorphiques proches du contact de l'intrusif sont des individus idiomorphes de grande taille (plus de 100 microns). Ce sont des albites (détermination au microscope; méthode de Michel Lévy) ils n'apparaissent jamais de façon nette aux rayons X car présentes à de trop faibles quantités dans les lames analysées (fraction inférieure à 2 μ et inférieure à 16 μ).

Le feldspath potassique n'est jamais visible au microscope. Il peut être présent dans le sédiment (Studer, 1980) et apparaît dans les zones à diopside et à grenat, les pics observés sur les diagrammes de diffraction X se détachent à peine du bruit de fond à $21^{\circ} 2\theta$ et à $27,6^{\circ} 2\theta$.

Les chlorites

La chlorite est un minéral habituel des sédiments jurassiques du Haut Atlas. Dans l'auréole de contact du jebel Ayachi on peut observer au microscope quelques concentrations de chlorites en fibres rayonnantes dans des cavités du calcaire.

Opaques

Des cubes de minéraux opaques transformés en limonite sont les restes probables de cube de pyrite ou de magnétite. Ces cubes de grande taille (1 à 3 mm) se concentrent parfois dans les fissures proches du contact.

4.2.6 Zonation minéralogique de l'auréole métamorphique de l'Ayachi

L'auréole métamorphique de l'Ayachi comporte 5 zones qui sont en s'approchant du contact (Figure M6):

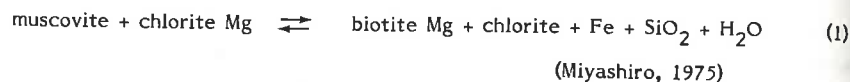
- une zone I à biotite
- une zone II à talc
- une zone III à tremolite
- une zone IV à diopside
- une zone V à grenats

L'auréole totale mesure environ 70 m.

La zone à grossulaire n'apparaît pas directement sur la coupe mais le long du contact latéralement à l'Ouest de la coupe (Figure M1).

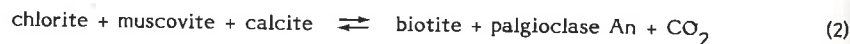
4.2.7 Isogrades de réaction

Le premier minéral néoformé qui apparaît dans l'auréole du jebel Ayachi est un mica trioctaédrique. Les illites du type muscovite présentent une diminution de la hauteur du pic 004 (rayon X). Selon Rey Kübler (1982), cette nouvelle configuration correspond au passage mica dioctaédrique - mica trioctaédrique (Figure M2). Le minéral est une biotite magnésienne ou phlogopite, elle est probablement formée par la réaction



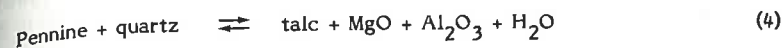
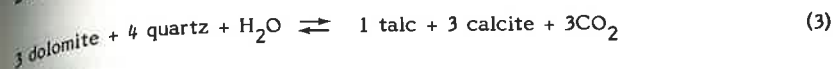
Selon la méthode d'Oïnuma, les chlorites de la zone métamorphique sont très magnésiennes. Elles sont plus ferrifères en passant dans la zone à biotite (Figure M7).

Une autre réaction possible serait (De Bethune, 1976):



Le plagioclase calcique n'a jamais été observé dans les auréoles du Haut Atlas. La réaction (2) paraît donc peu probable.

Les réactions envisagées pour former du talc, second minéral néoformé, sont:

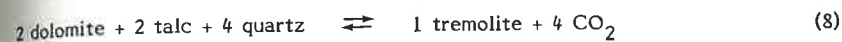
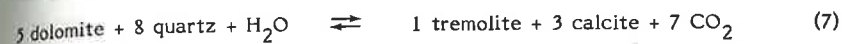
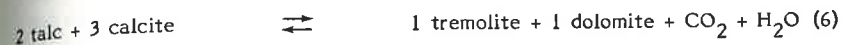


La réaction (3) exige la présence de dolomite absente de la formation de l'Aberdouz. La réaction (4) proposée par Turner (1948) est théorique. Elle seule paraît correspondre aux minéraux en présence.

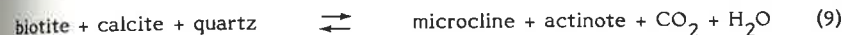
Ici encore l'apport de Mg ne peut se faire qu'au dépend des chlorites.

L'isograde de la tremolite correspond, dans l'auréole de contact de l'Ayachi à la disparition progressive des quartz et des chlorites.

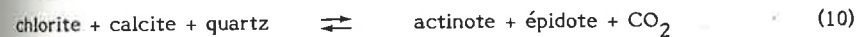
Sept réactions sont habituellement proposées dans la littérature:



(Winkler, 1979)



(Carmichael, 1970)

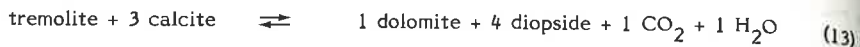
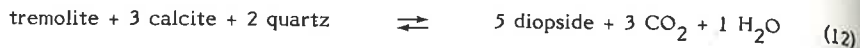


(Miyashiro, 1973)

Parmi les sept réactions proposées, les réactions (6), (7) et (8) sont éliminées car les sédiments du Haut Atlas ne contiennent pas de dolomite, la réaction (9) car le microcline est absent, la réaction (10) car l'épidote n'apparaît pas.

Seules subsistent les réactions (5) et (11). Or la disparition des chlorites dès la zone à amphiboles paraît avantager la réaction (11).

L'apparition du diopside, peut se produire selon les deux réactions suivantes (Winkler, 1979):



La réaction (12) est possible à des températures moins élevées que la réaction (13). Cette dernière ne s'amorce que sous des pressions partielles de CO_2 assez élevées (Figure M8).

L'exclusion de l'une ou l'autre de ces deux réactions (12 et 13) permettrait de préciser valablement la pression partielle de CO_2 .

Or, on voit que:

- la quasi totalité du quartz est absorbé par les réactions (5) et (11) pour former de la tremolite. Le quartz n'apparaît effectivement plus dans la zone à diopside.
- de la dolomite est néoformée au contact (Y930). Donc il existe de fortes présomptions pour préférer la réaction (13) et prouver par là une pression partielle de CO_2 élevée.

La coupe de l'aurole métamorphique du jebel Ayachi ne contient malheureusement pas de zone à grenats. Cette zone existe le long de la boutonnière étudiée, 100 m à l'ouest de la coupe. La paragenèse de cette zone à grenats est:

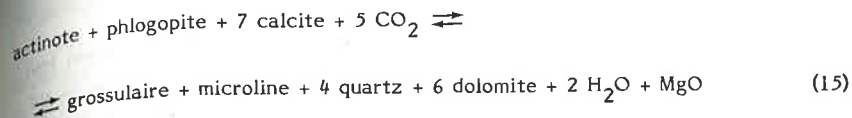
- grossulaire, diopside, microcline, biotite, quartz, calcite et dolomite † albite

La réaction habituellement présentée pour la néoformation du grossulaire, à savoir:



n'est pas possible, car il n'y a pas de zoisite, pas de quartz dans la zone à diopside et aucune apparition d'anorthite.

Nous pouvons proposer la réaction suivante, en accord avec les paragenèses observées:



Cette réaction semble possible à des températures suffisamment élevées et pour des pressions partielles de CO_2 assez importante.

L'apparition de la dolomite et du microcline, la réapparition du quartz appuie notre proposition.

4.2.8 Conditions de pression et température

L'intrusion du jebel Ayachi, comme toutes les intrusions en zone anticlinale s'est mise en place à une profondeur de 4 à 5 km. Cette valeur est tirée:

- des reconstitutions stratigraphiques et paléogéographiques
- des estimations d'enfouissement obtenues grâce à l'étude de la cristallinité de l'illite (Voir 2.7)

La pression totale ainsi créée atteint environ 1,5 Kbar.

Les réactions métamorphiques envisagées donnent selon Winkler (1979). Les températures suivantes pour une pression d'1Kbar. ($0,2 < P_{\text{CO}_2} < 0,8$)

réaction (3) entre 380 et 450° C

réaction (5) entre 400 et 450° C

réaction (12) entre 480 et 500° C

réaction (13) entre 500 et 550° C ($P_{\text{CO}_2} > 0,8$)

réaction (15) doit se placer à plus de 550° C

La température au contact d'un gabbro (Winkler, 1965) serait de l'ordre de 850° C à 5 km de profondeur.

4.2.9 Pressions partielles de CO₂ et d'H₂O

D'après Studer (1980) les pressions partielles de CO₂ restent très faibles durant tout le métamorphisme de contact de l'Atlas. Son argumentation principale est fondée sur la réaction (14). Or nous n'avons jamais observé de zoisite dans les séries de l'auréole du jebel Ayachi.

D'après les réactions de décarbonatation proposées tout au long du métamorphisme de l'Ayachi, il nous paraît peu probable que cette pression soit restée inférieure à 0,2.

La pression partielle de CO₂ peut même être relativement élevée. La réaction (13) exige en effet pour se réaliser des pressions partielles de CO₂ supérieures à 0,8 (Figure M8, Winkler, 1979).

La formation de dolomite dans les zones proches du contact semble appuyer ces observations, en effet à la pression partielle de CO₂ envisagée par Studer (1980), ($P_{CO_2} < 0,1$) la dolomite se dissocie en brucite + H₂O (Winkler, 1979).

4.3 Métamorphisme de contact dans l'Atlas

4.3.1 Occurrences entre l'Ayachi et Rich

Seule l'auréole métamorphique du jebel Ayachi est bien développée dans la zone étudiée. Les autres auréoles métamorphiques sont toujours beaucoup plus minces, quand bien même les intrusions sont de plus grande taille.

Entre le jebel Ayachi et Rich, les boutonnières suivantes possèdent une auréole de contact:

Boutonnière de Tabenniath (Coord: 565,0/198,8)

Au contact des syénites jurassiques, une auréole de quelques mètres contient les minéraux métamorphiques suivants: tremolite et talc, et les minéraux hydrothermaux suivants: corrensite et prehnite.

Boutonnière du Jebel Idhirt (Coord: 574,5/191,8)

Au contact des gabbro, on observe: tremolite, talc, corrensite

Boutonnière du Jebel Ikhef n'Oujane (Coord: 558,6/187,9)
Au contact des diorites: talc, corrensite

Boutonnière du jebel Adraka Sud (Coord: 573,3/205,1)
Au contact des diorites: tremolite, talc, précorrensite

Boutonnière du jebel Afadaï W (Coord: 562,4/202,8)
Au contact des gabbro: talc et corrensite

Dans toutes ces boutonnières, l'extension maximale de la zone à talc n'excède jamais 10 m.

4.3.2 Modèle des intrusions du Haut Atlas

Les intrusions magmatiques jurassiques qui affleurent entre l'Ayachi et Rich présentent les caractéristiques suivantes:

- L'extension de l'auréole métamorphique est très faible ou nulle.
- L'intrusion du jebel Ayachi, placée en bordure nord de la zone étudiée, constitue une exception.
- Les minéraux d'altération hydrothermale sont abondants autour des failles et zones d'intrusions.

Les traits spécifiques des intrusions de roches éruptives du Haut Atlas, et en particulier l'absence d'auréole de contact aux épontes de la quasi totalité des plutons s'explique difficilement.

Bloch (1979) propose des intrusions de roches éruptives avec barrière de perméabilité et abondance d'eau pour justifier l'absence des auréoles de contact. L'eau proviendrait d'un Trias sous-compacté.

Bernasconi (1983) ajoute que les circulations préférentielles et rapides ont pu se développer dans les épontes fracturées des intrusions, drainant les fluides chauds et provoquant un abaissement de la température en même temps qu'une altération des corps intrusifs.

Studer (1980) fait intervenir des mouvements post-intrusifs pour expliquer la disparition des auréoles métamorphiques.

D'après nos observations et grâce aux expériences de Parmentier (1970; 1979; 1981) nous pensons pouvoir défendre le modèle suivant; il est auparavant nécessaire de distinguer les intrusions de plutons le long des failles anticlinales des filons mis en place dans les synclinaux.

Comme l'a montré Studer (1980), les auréoles de métamorphisme sont souvent bien développées aux épontes des filons. Les réactions enregistrées sont parfaitement justifiées par les magmas intrudés hors des failles anticlinales (filons).

Les corps intrusifs situés le long des failles anticlinales sont au contraire dépourvus d'auréole de contact.

La Figure M9 (Parmentier, 1981) montre que l'abaissement de température est le plus élevé aux épontes des intrusions imperméables pénétrant dans des roches perméables. La situation du Haut Atlas correspond assez bien à ce modèle; les calcaires fracturés par failles sont très perméables par rapport aux intrusions basiques. On peut admettre que la perméabilité d'un calcaire diaclasé est au moins cent fois supérieure à celle d'une roche éruptive. La perte de chaleur aux épontes de l'intrusif est donc maximale. On voit (Figure M10) que l'abaissement de la température est très rapide si on admet une perméabilité des calcaires de l'ordre de 0,1 Darcy (calcaires fracturés).

En outre (Figure M11; Parmentier, 1981) l'eau circulant au contact de l'intrusion est mise en phase vapeur et remonte le long du contact. L'extension de cette phase vapeur aura tendance à s'élargir vers le haut des épontes; les auréoles devenant d'autant plus larges que proches du toit de l'intrusif et inversement, une position structurellement basse, proche du Trias sous-compacté, favorise l'apparition d'une auréole mince.

L'absence d'auréoles métamorphiques expliquée par des mouvements tectoniques ultérieures nous semble peu vraisemblable car la formation des plis du Haut Atlas est déjà fortement avancée lors des intrusions, les mouvements postérieurs aux intrusions, mesurés à la terminaison orientale du jebel Afadaï (Voir 5,9) sont de faible amplitude.

En résumé cinq causes contribuent à augmenter le gradient thermique et resserrent les auréoles de contact:

- intrusions imperméables par rapport aux calcaires
- circulations ouvertes (alimentation en eau d'un Trias sous-compacté)
- position structurale basse, le long du contact, plus proche de la base du Jurassique que dans les séries marneuses supérieures

- série de calcaires fracturés perméables plutôt que des marnes
- position anticlinale le long d'une faille plutôt que synclinale: les circulations de l'eau, le long de la faille sont favorisées et la tectonique synsédimentaire a probablement permis des bourrages de Trias sous-compacté sous les rides créant à ces endroits des réserves d'eau importantes. (Voir 5,9)

Les intrusions de l'Atlas auront donc des auréoles d'autant plus réduites que les conditions ci-dessus seront remplies.

Dans les plutons anticlinaux du centre de la chaîne du Haut Atlas toutes ces conditions sont en général satisfaites. L'auréole est minimale.

Les filons synclinaux pénètrent dans des marnes plus imperméables; ils se placent dans des niveaux structurellement plus élevés, en outre le Trias sous-compacté, sous-jacent est probablement aminci; les quantités d'eau pouvant évacuer la chaleur aux épontes sont faibles. L'auréole se développe sur une épaisseur "normale".

L'auréole du Jebel Ayachi mérite une analyse particulière. Cette intrusion se place en position anticlinale le long d'une faille; normalement donc, l'auréole métamorphique devrait être absente ou très réduite. Le contraire s'est produit (Voir 3.5). Pourquoi ?

L'anticlinal du jebel Ayachi est situé en bordure N de la chaîne du Haut Atlas et on constate que:

Le Trias affleurant au Nord dans la région d'Aouli n'est ni pélitique ni évaporitique comme on l'observe plus au Sud (boutonnière de Gourrama, trace de sel le long des intrusions). Les grès et conglomérats de cette zone bordière du bassin triasique de l'Atlas n'ont donc pas pu constituer une zone sous-compactée riche en eau. Le Trias sous-jacent au jebel Ayachi est fort probablement de même nature car les injections de pélites triasiques abondantes le long des failles anticlinales du centre du bassin (jebels Maoutfoud, Afadaï, Idhirt, Adraka) sont absentes de la faille axiale de l'Ayachi. Les minéralisations en oxydes et sulfures sont inexistantes dans les calcaires massifs du Lias confirmant l'absence de circulations hydrothermales importantes, telles qu'on les observe près de Rich (Bernasconi, 1983). L'absence d'un Trias pélitique sous-compacté riche en eau supprime le moyen de refroidir rapidement les magmas intrusifs et l'auréole de contact du jebel Ayachi a pu se développer.

Le style éjectif du Haut Atlas provoque souvent la remontée de niveau profond le long des failles axiales. Or selon le modèle de Parmentier (1981, Figure M12), les auréoles métamorphiques sont d'autant moins larges que l'on se situe près de la base de l'intrusion. L'eau aspirée vers l'intrusif est mise en phase vapeur chaude et remonte en un cône de révolution entourant le pluton. Le principal niveau d'alimentation en eau étant le Trias, le métamorphisme sera d'autant plus réduit que l'on se trouvera près de la base des sédiments liasiques.

Le résultat de ce phénomène est visible au jebel Ayachi où la bordure N de l'intrusion, formée des calcaires massifs du Lias inférieur, est moins largement métamorphisée que la bordure Sud qui contient l'auréole étudiée ci-dessus dans les calcaires lités de l'Aberdouz (Figure M12).

4.4 Hydrothermalisme

Les sédiments carbonates du Haut Atlas de Midelt contiennent localement des minéraux particuliers; smectite, corrensite, prehnite, barytine, kaolinite et palygorskite. Ces minéraux ont des origines diverses; les trois premiers, smectites, corrensite et prehnite sont on le verra, issus d'une métasomatose subséquente au métamorphisme.

La barytine est une émanation reliée aux dépôts évaporitiques du Trias ? La palygorskite est associée aux filons basiques du Tamazht.

4.4.1 Smectites et corrensites (occurrence)

La smectite et la corrensite sont deux argiles gonflantes dont l'origine peut être sédimentaire, métasomatique ou qui peuvent résulter de processus d'altération de surface.

Dans le Haut Atlas ces deux minéraux sont toujours présents dans les zones proches des failles anticlinales ou des roches éruptives. Ils sont systématiquement absents des zones éloignées des failles et intrusions.

Dans l'auréole métamorphique du jebel Ayachi, la smectite accompagne la biotite magnésienne. Elle apparaît dès la limite mica dioctaédrique - mica trioctaédrique. Le pour-

centage relatif des smectites augmente en s'approchant du contact des roches éruptives. Les smectites sont également présentes dans le gabbro.

La corrensite coexiste avec les smectites dans les calcaires situés au contact immédiat du gabbro et dans le matériel éruptif.

Au jebel Afadaï, l'auréole métamorphique à talc et tremolite est mince (3 à 5 m). La corrensite est présente, les smectites s'étendent du contact jusqu'à 20 m au-delà.

Dans tout le Haut Atlas entre le jebel Ayachi et Rich, les smectites jalonnent les failles anticlinales. Elles sont régulièrement observées dans les bordures calcaires et marno-calcaires recristallisées des filons doléritiques.

Origine

L'origine sédimentaire des smectites ne peut être envisagée car les conditions d'enfouissement imprimées aux formations jurassiques de la zone étudiée ne permettent pas de conserver de tels minéraux (Voir 2.3) stables dans la zone diagénétique. La présence de smectites dans les roches éruptives et leur absence des sédiments placés en zones synclinales confirme cette exclusion.

La néoformation par altération pédogénétique actuelle de minéraux existant est écartée car des analyses du rayon X des sédiments des rivières n'ont jamais révélé d'argiles gonflantes.

L'origine métasomatique hydrothermale est appuyée par les observations suivantes:

- Les smectites de l'Atlas sont trioctaédriques (Studer, 1980). Elles apparaissent à côté de la biotite (jebel Ayachi, et Studer, 1980) et en constituent le produit d'altération métasomatique. Elles sont présentes dans les roches éruptives. La corrensite, toujours associée aux smectites a la même origine.

4.4.2 Kaolinite et Prehnite

Deux minéraux caractéristiques d'une néoformation hydrothermale ont été découverts en deux endroits de la zone étudiée.

Selon Studer (1980), la prehnite se développe aux épontes de certaines intrusions et de dikes doléritiques.

La kaolinite a été mise en évidence dans des pélites injectés le long des failles. Ici encore l'action hydrothermale seule permet d'expliquer la présence de ce minéral dans des formations qui ont auparavant connu des conditions des températures qui excèdent la zone de stabilité de la kaolinite. Cette kaolinite peut résulter du lessivage par l'eau de minéraux tel l'illite.

4.4.3 Age des transformations hydrothermales

Les argiles gonflantes, smectites et corrensites sont stables à des pressions et températures variables.

Dans le métamorphisme prograde les températures envisagées pour l'apparition de la corrensite sont de 200°, de 230° pour sa disparition à des pressions relativement faibles (Kübler, 1973). La smectite apparaît à des températures plus basses.

L'existence de corrensite, et à plus forte raison de smectite dans les roches éruptives exige un milieu refroidi. Il apparaît donc que l'épisode métasomatique hydrothermal est postérieur aux intrusions.

4.4.4 La palygorskite

La palygorskite, $(Mg_2 Al)_5 (Si Al)_8 O_{20} (O H)_2 \cdot 8H_2O$, apparaît dans les calcaires massifs de la région de Endt, associées à des smectites, des chlorites et des illites bien cristallisées (Figure M13).

Les roches ont subi des conditions diagénétiques qui excluent la conservation de ce minéral, en outre le milieu sédimentologique des calcaires massifs n'est absolument pas favorable à la présence de palygorskite, connue comme minéral sédimentaire en milieux lacustres (Millot, 1964).

La palygorskite a une composition chimique voisine de celle des smectites trioctaédriques. D'après Weaver (1977) la palygorskite est légèrement plus magnésienne que la smectite et ne contient ni sodium ni potassium.

D'après Trauth (1977) la palygorskite apparaît dans les sédiments par fixation du magnésium sur des structures de type smectites lors d'augmentation des teneurs du milieu en magnésium et silice. On a vu que les smectites du Haut Atlas sont trioctaédriques et donc riches en Mg.

La zone où se rencontre les palygorskites est lardée de filons basiques associés aux massifs du Tamazhrt. La composition de ces roches est très riche en magnésium et la palygorskite pourrait être issue du métamorphisme lié à ces filons.

Une autre explication possible de la formation des palygorskites est fournie par Lacroix (1941). A Madagascar, Lacroix a observé des phlogopites qui s'altèrent dans un premier temps en vermiculite, ces vermiculites étant elles-mêmes transformées en palygorskite.

Or dans les filons basiques du Tamazhrt de grosses lamelles de biotite sont altérées en vermiculite (Agard; 1953). La palygorskite observée pourrait en dériver.

Nos observations de ce minéral comportent un nombre trop restreint d'analyses pour décider si les palygorskites résultent de l'altération des vermiculites ou de phénomènes métasomatiques. Leur extension strictement limitée à l'abord immédiat des filons basiques du Tamazhrt permet d'imaginer un lien entre les deux phénomènes.

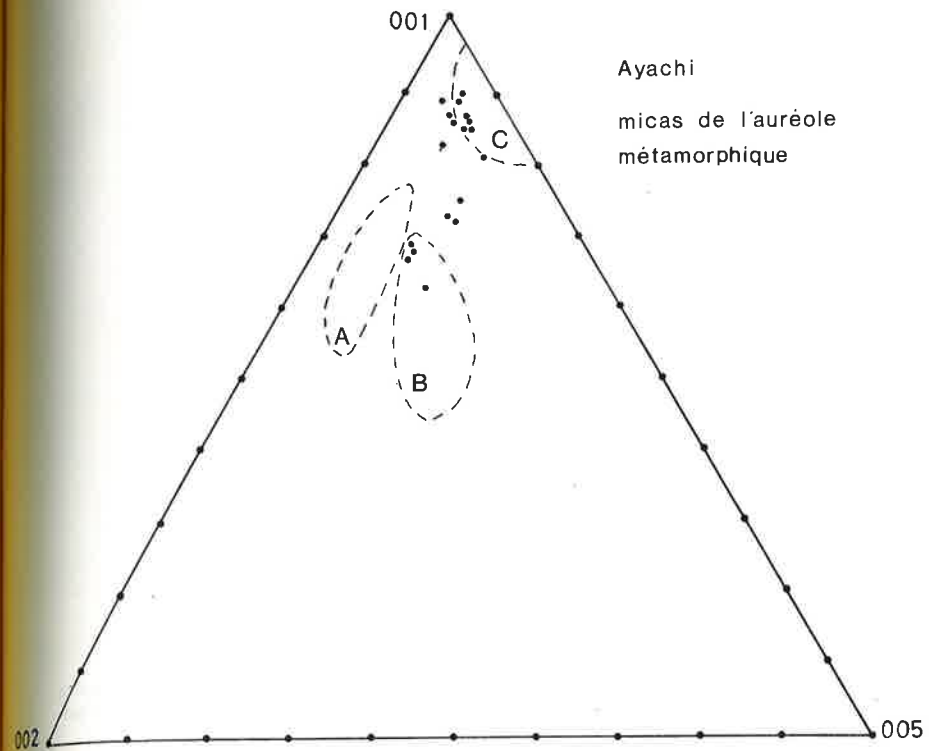


Figure M1 : Diagramme triangulaire de la composition de l'illite dans l'aureole metamorphique de l'Ayachi, selon la methode Rey-Kubler
 A: Illite B: Phengites C: Biotites

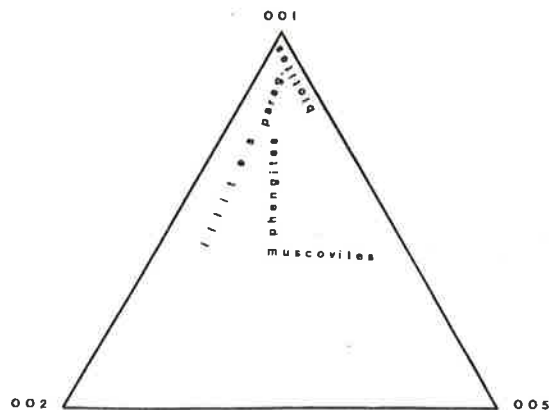


Figure M2 : Composition des micas selon la méthode Rey-Kübler (1982). Diagramme explicatif montrant la répartition des divers micas sur un diagramme triangulaire.

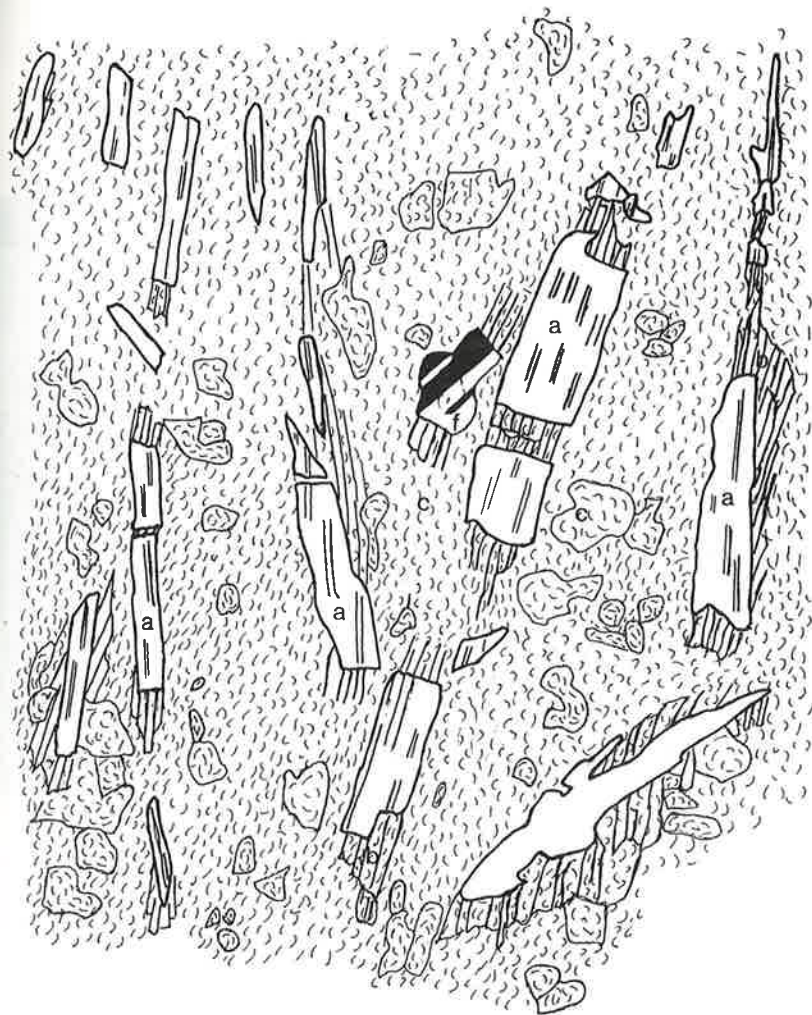
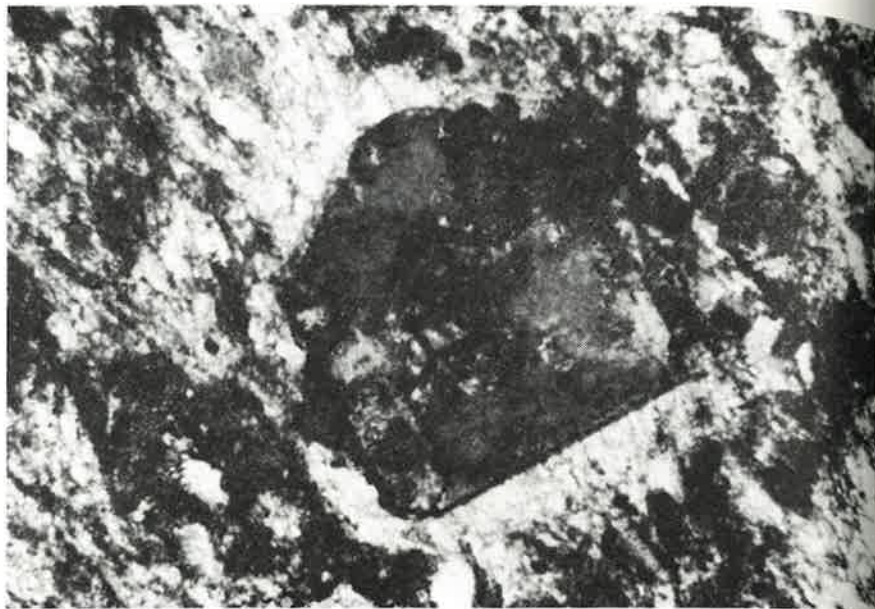
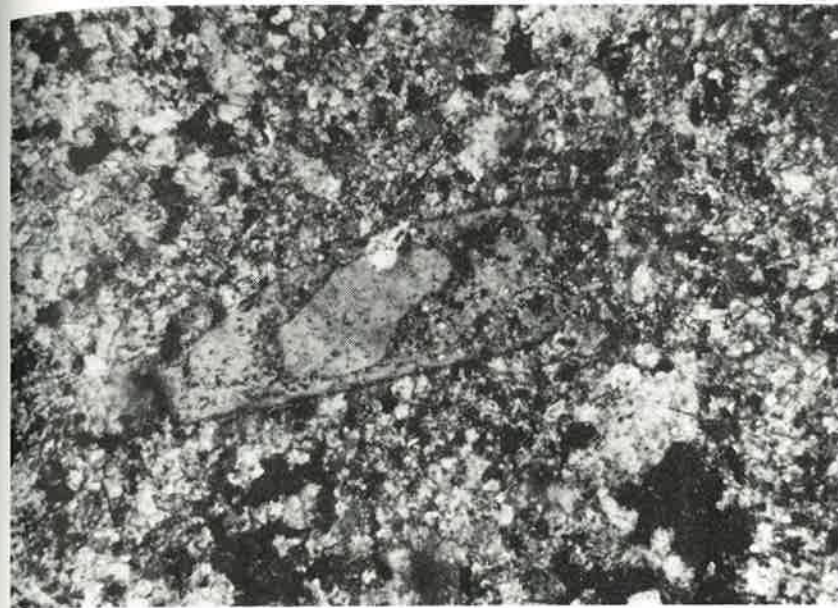


Figure M3 : Amphibole (tremolite) (A) de l'auréole du jebel Ayachi; allongement préférentiel vertical et déformations post-métamorphiques (C: Calcite; F: feldspath; B: ombres de pression)



0,1 mm

Figure M4 : Grenat de l'auréole métamorphique du jebel Ayachi, extinction et mâclage par quadrants



0,1 mm

Figure M5 : Quartz, croissance épitaxiale sur un grain détritique

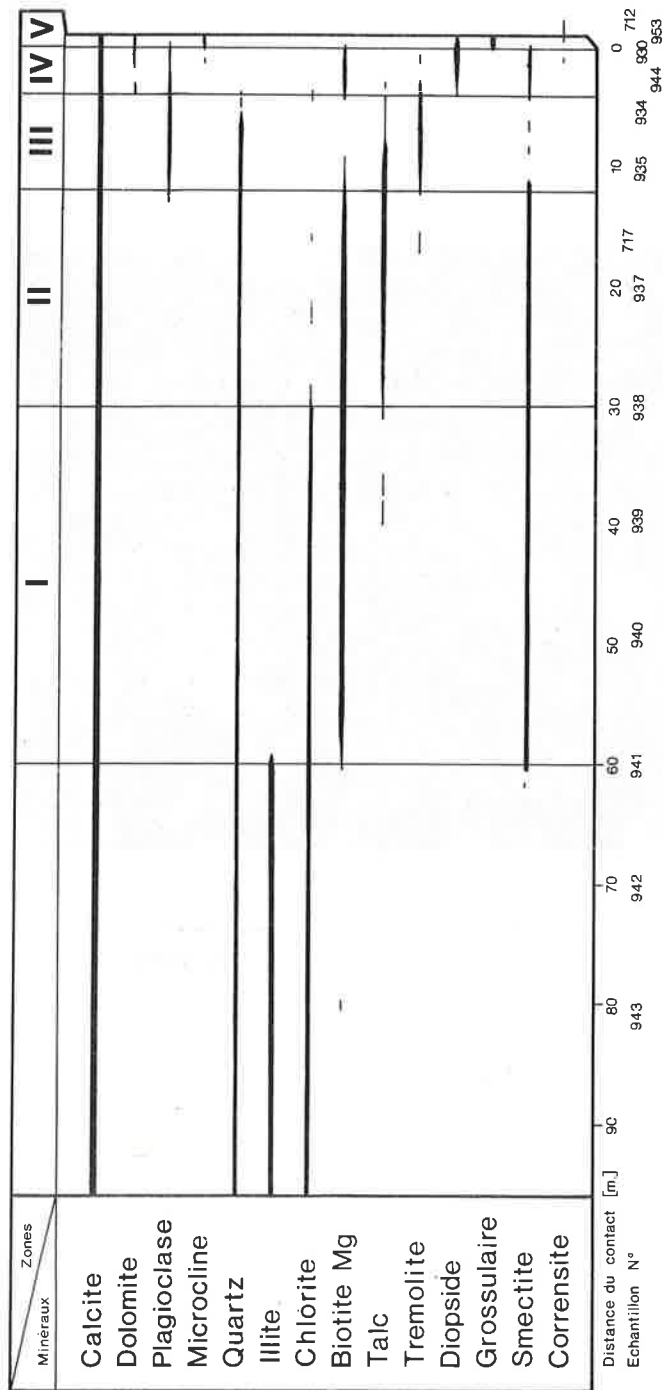


Figure M6 : Zonographie de l'auréole métamorphique du jebel Ayachi
 I zone à biotite
 II zone à talc
 III zone à amphibole
 IV zone à diopside
 V zone à grenats

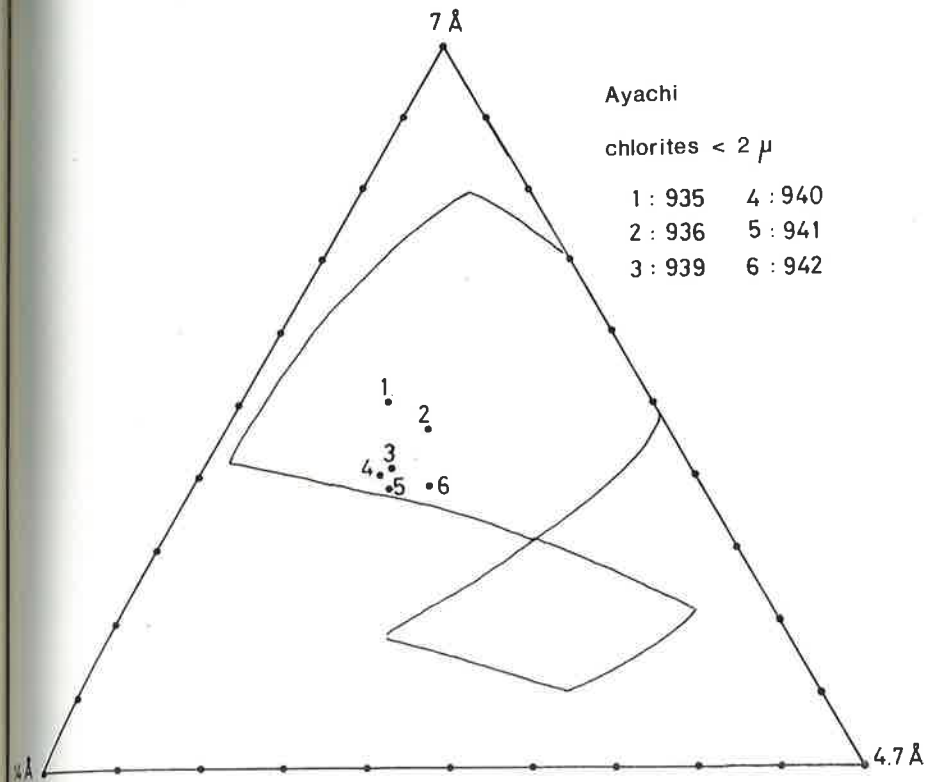


Figure M7 : Evolution chimique des chlorites de l'auréole métamorphique du jebel Ayachi selon la méthode d'Ohtsuma. Numéro 1 à 6, en s'éloignant du gabbro. Les numéros 1 à 6 correspondent aux échantillons 935 à 942 (Voir Figure M6)



TECTONIQUE

5.1 Généralités

5.1.1 Introduction

L'étude structurale du Haut Atlas calcaire, chaîne de montagne fort discutée, a déjà passionné de nombreuses écoles. Bien des moteurs ont été évoqués pour expliquer l'alignement à la fois simple de cette succession d'anticlinaux parallèles et complexe de ces plis-failles échelonnés, sigmoïdes, finis et injectés de roches éruptives. Les déformations mêmes sont mal datées par le manque de sédiments crétacés et tertiaires.

Les théories qui s'affrontent peuvent être résumées par les modèles suivants: une lente tectogenèse ébauchée au Lias et qui s'achève au Tertiaire (Laville et al, 1982); une chaîne très jeune, bâtie sur un bassin subsident, déformée au Dogger, plissée à la fin du Tertiaire seulement (Montbaron, 1982; Bernasconi, 1983); une chaîne ébauchée au Jurassique et soulevée au Tertiaire (Chèvremont, 1975; Schaer et al, 1976; Gratier, 1979; Studer, 1980). Les contraintes responsables de ce bâti vont de la compression simple au cisaillement (Mattaer, 1977). L'halocinèse (Ovtracht, 1978) et le magmatisme (Schaer et al, 1976) ont été tenus pour responsables des déformations.

L'étude de la région comprise entre le jebel Ayachi et Rich nous conduit à proposer la chronologie relative suivante.

- Une déformation cisillante en distension (transtension) sénestre provoque dès le Toarcien une structuration synsédimentaire du Haut Atlas. Cet épisode s'achève durant le Bajocio-Bathonien.
- Une déformation cisillante en compression (transpression) sénestre accompagne la mise en place des roches éruptives. Selon Jenny et al. (1981), cet épisode magmatique est jurassique moyen.
- Une ou plusieurs déformations ultérieures, probablement tertiaires parachèvent la tectonique atlasique.

Il est impossible de fixer des âges absolus post-bajociens dans le Haut Atlas de Midelt par le manque de repères chronologiques plus jeunes.

5.1.2 Description structurale du Haut Atlas

La région étudiée, entre le jebel Ayachi et Rich, comporte 5 plis-failles parallèles dont l'altitude, ormis pour le premier pli, décroît du nord au sud en même temps que s'élargissent les plaines synclinales (Figure T1).

Le premier pli qui surplombe la Haute Moulouya (Jebel Amkaidou, Coord: 541,5/212,5) apparaît comme une excroissance sur le flanc nord du Jebel Ayachi.

La chaîne de l'Ayachi (Coord: 544,3/209,2) culmine à 3760 m. Elle préfigure les anticlinaux-failles situés plus au sud mais sa structure arrondie ne comporte pas de flancs très redressés. Le long de l'accident axial affleurent quelques boutonnières de roches éruptives jurassiques, rares et peu étendues.

Le synclinal qui sépare l'Ayachi de la troisième chaîne du jebel Maoutfoud (Coord: 549,3/202,2) est très semblable aux synclinaux du Jura neuchâtelois. Le flanc sud du jebel Ayachi s'abaisse progressivement jusqu'au fond du synclinal, le bord opposé de la cuvette est très redressé et le flanc nord du jebel Maoutfoud chevauche vers le nord.

La troisième chaîne est beaucoup plus éjective et les boutonnières de basaltes du Trias y affleurent, intrudées par les roches magmatiques jurassiques.

Les plis-failles et synclinaux suivants ont une allure atlasique caractéristique; les flancs anticlinaux sont fortement redressés de part et d'autre de la faille axiale, les synclinaux s'élargissent et sont de moins en moins tectonisés.

Chaque accident axial s'allonge sur 20 à 30 km. A ses deux extrémités, l'axe anticlinal très horizontal plonge brusquement et disparaît. Un autre pli-faille apparaît en relais. La disposition spatiale de ces plis évoque une succession de plis en échelons dextres; impression trompeuse, résultat d'une histoire tectonique complexe qui remonte pour le moins au Toarcien.

5.2 Mouvements synsédimentaires

5.2.1 Cadre général

L'ouverture du bassin atlasique au Trias s'opère par fracturation suivant un canevas de discontinuités hercyniennes (Du Dresnay, 1975; Van Houten, 1976) d'orientation SW-NE. Des coulées de laves basaltiques s'épanchent dans un bassin où débute la subsidence atlasique. Les conglomérats et pélites rouges signent un détritisme continental, et les laves en coussins de Tabenniath montrent que le domaine est déjà envahi par les eaux; ce que confirment les niveaux calcaires interstratifiés entre les coulées basaltiques (Voir 1.2).

La subsidence atlasique se poursuit durant la majorité du Lias, et la sédimentation carbonatée, récifale puis détritique dépose plus de mille mètres de calcaires (Lias inférieur-Domérien). Dans la zone étudiée, ces séries liasiques calcaires affleurent de façon préférentielle le long des plis-failles atlasiques. Cette particularité restreint les corrélations latérales et rend délicate toute reconstitution paléogéographique. D'après Du Dresnay (1979), les protubérances récifales liasiques localisées sur des rides sous-marines, constitueraient les ébauches des crêtes anticlinales actuelles. Nous ne pouvons le vérifier.

Dès le Toarcien moyen, des mouvements synsédimentaires sont enregistrés dans les formations du Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich. Ces mouvements se traduisent par l'apparition de biseaux stratigraphiques à l'intérieur de la formation des marnes d'Agoudim. Au droit des plis-failles actuels, où se placent les lacunes synsédimentaires, se forment des niveaux condensés et des fonds durcis. Ces niveaux ont été décrits par Dubar (1948) et Studer et al (1980). Des olistolithes et des conglomérats accompagnent ces lacunes et marquent les rejets paroxysmaux des failles.

D'après Studer (1980), les contraintes responsables de ces mouvements sont orthogonales à la chaîne. La tectonique est en compression. Selon Montbaron (1982), les failles sont normales, une subsidence importante permet le dépôt de milliers de mètres de sédiments en zones synclinales adjacentes aux paléorides, et atteste d'une distension. Entre le jebel Ayachi et Rich, un régime de déformations cisailantes sénestres est compatible aux observations de terrain (Voir 5.2.2.5)

5.2.2 Discontinuités synsédimentaires jurassiques entre l'Ayachi et Rich

Les discordances synsédimentaires observées dans le Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich, sur presque tous les plis-failles actuels (Figure T2) sont datées du Toarcien moyen au Bajocien.

Les secteurs de discordances synsédimentaires étudiés sont:

- 5.2.2.1 Le jebel Igli; discordance d'âge toarço-aalénien
- 5.2.2.2 Le jebel Adraka; discordance d'âge aalénien supérieur-bajocien
- 5.2.2.3 Le jebel Maoutfoud - Tizi n'Maoutfoud; discordance d'âge toarcien supérieur-bajocien
- 5.2.2.4 Le Tizi n'Oulrout; discordance d'âge toarço-bajocien probable.

5.2.2.1 Niveau condensé et fond durci du jebel Igli (Coord: 191 à 193/539 à 544)

Le jebel Igli est un pli-faille dont le flanc nord liasique est redressé à la verticale; le flanc sud, peu rebroussé ne dévoile à l'affleurement que des niveaux aaléno-bajociens (formations d'Agoudim) peu tectonisés.

La série liasique du flanc nord est perturbée par une discontinuité sédimentaire qui modifie la série stratigraphique habituelle de l'Atlas:

- les niveaux gréseux de la formation de Tagoudit n'apparaissent pas dans les marnes du Toarcien inférieur.
- un banc conglomératique à surface durcie et abondantes ammonites transgresse sur ces marnes.
- au-dessus de ce banc et séparé par quelques mètres de calcaires et de marnes se développent des récifs à polypiers.
- il ne subsiste que 20 m de la formation inférieure marneuse d'Agoudim qui comporte ordinairement plus de 500 m.

Cette série amincie affleure d'un bout à l'autre du flanc nord du jebel Igli; elle disparaît aux deux extrémités de l'anticlinal liasique, au contact de la faille, sous les niveaux récifaux du Bajocien qui masquent les observations latérales plus éloignées.

De l'autre côté de la faille du jebel Igli, sur le flanc sud, les dépôts liasiques n'affleurent jamais (Figure T3). Les calcaires et marno-calcaires de la formation d'Agoudim sont remplacés par des conglomérats à éléments anguleux dont l'épaisseur excède 400 m.

Les galets les plus anciens de ce conglomérat sont des laminites attribuées à la base de la formation des calcaires massifs d'Idikel.

Age

L'âge de ces discordances est daté par ammonites sur le flanc nord du jebel Igli (Figure T4):

- les derniers bancs de l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis sont datés par : *Tauromenicer* gr *mazeticeri* Dubar et *Nerinea* *Fucini*
Canavaria sp et *Emaciaticer* sp

L'âge est Domérien terminal.

- Les marnes à rares bancs calcaires décimétriques sont datés du Toarcien moyen par : *Hyldoceras* gr *bifrons*
- Sur le fond durci on a relevé :
Tmetoceras *scissum* (Benecke)
Planommatoceras cf *tenuinsigne* Vacek
qui déterminent un âge toarcien terminal à aalénien inférieur.

Une coupe transversale au jebel Igli (Figure T3) montre que le rejet de la faille est de plus de 1000 m. Les laminites du Lias inférieur du flanc nord sont érodées et sédimentées dans le conglomérat du sud de la faille.

5.2.2.2 Niveau condensé et fond durci sur le flanc nord du jebel Adraka (Coord: 204 à 206/565 à 579)

Le jebel Adraka diffère du jebel Igli par la symétrie des deux flancs redressés de part et d'autre de la faille.

Un niveau condensé et un fond durci comparable à ceux du jebel Igli marquent le flanc nord de l'anticlinal. L'âge de cette discordance est plus jeune que celle du jebel Igli, les ammonites retrouvées sur le niveau condensé sont des *Oppelia* et *Stephanoceras* du Bajocien inférieur à moyen.

L'extension spatiale de cette discordance est encore plus importante que celle observée au jebel Igli. Elle débute près de Tabenniath (Coord: 566,3/204,4) et se prolonge jusqu'au sud de N'zala, à la terminaison orientale de la carte de Rich.

Le flanc sud du jebel Adraka est par contre stérile de toute information. La formation de grès calcaires de Tagoudit est certes extrêmement réduite mais aucune discordance n'apparaît. Il faut remarquer que l'érosion importante de ce flanc, lié à une position structurale élevée des formations du Lias inférieur et moyen rejette les affleurements des formations de Tagoudit et d'Agoudim à plusieurs kilomètres de la faille anticlinale. D'éventuelles discordances ou accumulations détritiques synsédimentaires ont pu être érodées.

5.2.2.3 Discordance de l'Ich n'Idalioun et du Tizi n'Oulrout (Coord: 553/197)

Au Tizi n'Oulrout, les formations du Lias affleurent sur le flanc ouest de la faille et un niveau condensé, transgressif, repose successivement sur les marnes d'Agoudim, les grès calcaires de Tagoudit et l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis (Figure T5).

Sur le sommet structurellement abaissé de l'anticlinal, au Tizi n'Oulrout, se placent, en discordance, des récifs datés du Bajocien inférieur par la présence d'une ammonite (*Docidoceras* sp).

En direction du centre du synclinal, le fond durci s'estompe dans les marnes d'Agoudim (Figure T6). La discordance débute probablement dans le Toarcién supérieur, elle se poursuit durant le Bajocien inférieur.

5.2.2.4 Discordance synsédimentaire d'Afraskou - Tizi n'Oulmou - Ifrah (Coord: 539,5/197,3)

Sur le flanc sud du jebel Maoutfoud, les marnes et marno-calcaires du membre inférieur d'Agoudim s'amincissent en biseau contre le flanc de l'anticlinal. Cette disparition des séries toarço-aaléniennes est accompagnée d'un niveau condensé comparable aux précédents. Ce niveau transgresse vers l'ouest et il finit par reposer sur les laminites du Lias inférieur massif. L'âge de ce niveau qui se prolonge vers l'ouest sur la carte de Tounfite, est bajocien (Studer, 1980).

Le fond durci surmonte un conglomérat à éléments arrondis, dont la puissance maximale se trouve au pied du Tizi n'Oulmou Ifrah (Coord: 538,8/198,0), où la discordance est la plus marquée; ce conglomérat disparaît latéralement vers l'est et l'ouest.

La discordance d'Afraskou s'est probablement développée selon le modèle suivant:

- un relief synsédimentaire, aujourd'hui érodé a permis l'écoulement de débris-flows (conglomérat) sur une série amincie en biseau.
- l'accentuation des mouvements place ces dépôts en zone élevée et agitée qui contrecarre la sédimentation et crée le fond durci.

Un olistholithe de marno-calcaires de la formation de l'Ouchbis repose dans les marnes d'Agoudim sus-jacentes au fond durci. Cet olistholithe mesure 2 km sur 100 m. Les bancs fracturés sont peu dérangés par le transport. Cette masse énorme correspond à un décoiffement sous-marin au droit de la faille synsédimentaire. Ce décoiffement sus-jacent au niveau condensé est bajocien.

5.2.2.5 Discussion

Toutes les failles anticlinales de la zone étudiée, hormis celle du jebel Ayachi largement dénudée de toutes les formations post-domériennes, présentent dans un secteur ou l'autre, des discordances synsédimentaires. Ces mouvements tectoniques préfigurent les failles anticlinales actuelles. Suivant les secteurs, ces déformations apparaissent entre le Toarcién inférieur et l'Aalénien.

Des récifs s'installent sur ces reliefs. Ils sont préservés au jebel Igli et au Tizi n'Oulrout. D'après les ammonites découvertes, ces rides se marquent jusqu'au bajocien.

L'ennoyage de ces ébauches anticlinales survient durant le Bajocien moyen et les discordances disparaissent dans la partie supérieure des marnes et marno-calcaires d'Agoudim.

Les dépressions synclinales se comblent par des apports détritiques terrigènes et clas-tiques (turbidites) qui proviennent des rides et bordures du bassin (Voir 1.4).

L'épaisseur de sédiments déposés dans ces dépressions synclinales entre le Toarcien inférieur et le Bajocien terminal peut excéder 4000 m. Le taux de sédimentation ainsi obtenu est d'environ 400 mm par 1000 an. Un tel taux de sédimentation est difficilement imaginable en régime de compression orthogonal à la chaîne comme l'a proposé Studer (1980). Il est par contre parfaitement compatible avec un régime en cisaillement, à l'exemple des dépôts pléistocènes et récents de la Mer Morte qui mesurent 1700 m. Ce sont des marnes et sables dont le taux de sédimentation est d'environ 1 m par 1000 ans (Ginsburg-Kashai, 1981).

Mais pourquoi évoquer un cisaillement alors que la distension seule suffirait ?

Les failles, ébauches des anticlinaux actuels de l'Atlas sont au plus jeune, issues de ces événements tectoniques. Leur disposition en échelons suggère le caractère cisailant des contraintes responsables de leur formation. Une distension orthogonale à la fosse atlasique, provoquerait un approfondissement général du bassin ou du moins, une situation de balance entre la subsidence et la sédimentation. Or :

- les bassins synclinaux très subsidents s'opposent aux zones de failles où les dépôts ont des épaisseurs réduites.
- au-dessus des marnes du Toarcien inférieur apparaissent, dans les zones anticlinales, des récifs de polypiers et de coraux qui ne se développent que dans la zone photique, soit sous des tranches d'eau inférieures à 100 m. Cela implique une diminution de la profondeur d'eau, au moins au droit des failles, entre le Toarcien inférieur et l'Aalénien. D'après les travaux de Hallam (1981) le niveau eustatique est remonté durant tout le Lias et une partie du Dogger; seuls des déformations atlasiques non-distensives ont donc pu remonter les bordures de failles dans la zone photique.

La distension généralisée envisagée par Monbaron et al. (1983) pour l'Atlas à cette époque nous paraît donc improbable. Seuls des mouvements cisailants peuvent en effet expliquer les zones de fortes subsidences locales et les rides adjacentes surélevées. Cette structure déterminée par les failles toarço-bajociennes explique l'allure en échelons des plis actuels (Figure T8). Bernasconi (1983) décrit près de Rich (Azag n'Oufeloussene) un bassin de déchirement (pull apart basin) d'âge aaléno-bajocien associé à des failles synsédimentaires (Figure T7).

5.2.3 Conclusion

Les mouvements synsédimentaires observés dans le Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich débutent au Toarcien, ils s'accroissent durant l'Aalénien, ces mouvements sont de type cisailant. Dès le Bajocien moyen, l'envahissement progressif des paléoreliefs ébauchés au Toarcien clot momentanément le développement tectonique de l'Atlas. La disposition des plis est fixée dès cette époque.

Selon Du Dresnay (1975) les reliefs synsédimentaires sont probablement plus anciens : Domérien voir du Lias inférieur. Or comme l'a justement remarqué Studer (1980), les dépôts de turbidites des formations de l'Ouchbis et de Tagoudit envahissent la totalité de la fosse atlasique, principalement depuis le nord, et empêchent d'imaginer l'existence de reliefs importants à ces époques, dans le Haut Atlas de Midelt.

5.3 Tectonique postérieure au Bajocien, les intrusions

5.3.1 Introduction

Dans le Haut Atlas entre l'Ayachi et Rich, les sédiments les plus jeunes préservés de l'érosion sont datés du Bajocien. D'après les corrélations latérales de faciès, les derniers niveaux observés, les calcaires corniches, sont bajocien moyen à supérieur.

Les déformations ultérieures ne peuvent être datées stratigraphiquement. Des mesures radiochronologiques pourraient préciser l'âge des intrusions, elles ne sont pas réalisées dans ce secteur.

Rappel

Le magmatisme basique du Haut Atlas se manifeste sous trois formes soit :

- des plutons intrudés le long des failles anticlinales
- des filons, dikes et sills dans les zones synclinales
- des coulées aériennes intercalées dans les séries rouges (Haut Atlas de Beni Mellal (Monbaron, 1980, 1982).

5.3.2 Les plutons

Entre l'Ayachi et Rich, deux plutons de relativement grande dimension se sont mis en place le long des failles anticlinales; les intrusions de Tabenniath (Coord: 567/202) et du Tizi n'Oulrouit (Coord: 554/198). Ce sont des intrusions qui occupent respectivement 6 et 3 km². Quelques plutons de taille moyenne: Jebel Idhirt - Tizi Iterrassene (Coord: 571.5/191.0) et jebel Adraka (Coord: 573.5/205.0) mesurent 200 à 300 m de long et 50 m de large. Des intrusions lentiformes de 10 à 30 m de largeur jalonnent ponctuellement les failles anticlinales.

5.3.2.1 Les plutons de Tabenniath et du Tizi n'Oulrouit

Le pluton de Tabenniath est situé dans la virgation d'une faille anticlinale (Figure T14). Sa forme évoque une fente de tension. L'intrusion a pénétré dans cette faille à la faveur d'un mouvement cisailant sénestre (Figure T9) qui provoque l'écartement des deux lèvres de la faille, là où son orientation est NNE-SSW.

La partie méridionale de l'intrusion est formée de diorite, premier terme de la différenciation magmatique. Les gabbros, contemporains ou quelque peu postérieurs aux diorites (Studer, 1980) occupent la partie nord de la fente de tension. Les syénites, terme ultime de la différenciation magmatique se mettent en place dans la branche sud, en bordure NW de l'intrusion et dans une faille injectée de pélites triasiques qui sépare la diorite en deux bandes (Figure T10).

L'intrusion du Tizi n'Oulrouit a une même orientation NNE-SSW que celle de Tabenniath (Figure T11). La mauvaise qualité des affleurements recouverts en majorité de dépôts quaternaires ne permet pas d'observations détaillées des roches intrusives.

5.3.2.2 Les plutons de plus petites tailles

L'orientation des petits plutons est déterminée par des conditions locales; l'allongement général de ces boutonnières reste cependant comparable, NE-SW (Tizi n'Ouallou, Coord: 576.0/ 190.0; Ikhef n'Ouijane, Coord: 558.0/187.6). Ces plutons se placent de préférence dans les zones de changement d'orientation des failles anticlinales (Tizi n'Iterrassene, Coord: 571.5/191.0; Tizi n'Oulmou Ifrah, Coord: 539.5/197.3).

L'orientation des segments de failles sans intrusions est également bien déterminée. Ce sont des segments orientés NNW-SSE qui correspondent à des zones de blocage du cisaillement le long de la faille.

Le Tizi Ouzouou (Coord: 567.5/274.3) en est le plus bel exemple. La faille anticlinale ne subsiste que comme une cicatrice peu visible dans les calcaires massifs d'Idikel et des failles adjacentes absorbent une partie des déformations engendrées par la collision des deux lèvres de la faille F (Figure T10, pt. A). La boutonnière du jebel Adraka apparaît comme un contre-coup de ce blocage de cisaillement.

5.3.3 Les filons

Les filons doléritiques qui lardent les synclinaux sont abondants dans les régions de Sidi Hamza, d'Afraskou et de Taarart. D'après Studer (1980) leur âge est identique à celui des massifs intrusifs (plutons).

L'orientation des filons est très constante ENE-WSW et diffère de l'allongement des principales boutonnières de la région étudiée:

- l'allongement moyen des filons est 060-070
- l'allongement de la boutonnière de Tabenniath est 030
- l'allongement de la boutonnière du Tizi n'Oulrouit est 020

On sait (Voir 5.4.4) que les filons ont intrudé une série sédimentaire plissée, en empruntant un système de diaclases orthogonales aux couches.

On sait également grâce à l'étude des microstructures de la calcite de l'auréole métamorphique du jebel Ayachi (Voir 5.5.4) que les recristallisations synéruptives ont eu lieu alors que la chaîne atlasique subissait un raccourcissement.

Les filons doléritiques sont disposés en échelons sénestres (Figure T12). Ils se relaient tous les 5 à 50 m et cette disposition se retrouve sur presque tous les affleurements. Nous avons en outre observé à la terminaison orientale du jebel Afadaï, région riche en filons doléritiques, des fentes de tension dans une plaque de calcaire de la formation de Tagoudit (Figure T13).

Ces fentes de tension également disposées en échelons sénestres sont parallèles à l'orientation des filons. Elles ont permis à des marnes sous-jacentes de s'injecter à travers le banc calcaire. Cette particularité n'est pas explicable en régime d'extension (les fentes ne seraient pas en forme de fuseau). Elle n'est pas non plus explicable en régime de raccourcissement orthogonal au banc calcaire (les cassures seraient en "tablettes de chocolat"). Selon toute vraisemblance, ces fentes d'extension injectées de marnes sont dues à un raccourcissement dans le plan de la plaque de calcaire.

Les structures conservées sur cette plaque sont:

- les fentes de tension
- des diaclases parallèles et perpendiculaires aux fentes
- des traces d'un clivage de dissolution

Les diaclases perpendiculaires aux fentes de tension sont interrompues par ces dernières et ne se marquent pas dans les marnes injectées. Elles recoupent les diaclases parallèles aux fentes quand celles-ci ne sont pas ouvertes et aucun décalage n'est visible. Le clivage de dissolution affecte les diaclases.

D'après ces observations on pourra prospérer que:

- Un système de diaclases orthogonales se marque dans la plaque de calcaire lors de structuration initiale du banc calcaire,
- Lors d'une phase tectonique ultérieure la plaque de calcaire est soumise à un raccourcissement traduit par le clivage de dissolution. Cette déformation provoque l'ouverture des fentes de tension et permet l'injection des marnes.

Par analogie à ces observations décimétriques, il nous paraît probable que les filons doléritiques se mettent en place durant un épisode de raccourcissement de la chaîne du Haut Atlas, dans un système de diaclases préexistantes (Figure T14). L'orientation du raccourcissement lié aux intrusions est déduit de l'orientation des boutonnières de Tabenniaht et du Tizi n'Oulrout, il est orienté NNE-SSW.

Les diaclases observées sur la plaque de calcaire (Figure T13) sont issues d'une déformation antérieure aux intrusions. Cette déformation correspond-elle aux mouvements synsédimentaires toarço-aalénien ? Il ne nous a pas été possible d'y répondre.

5.3.4 Discussion

Les cisaillements sénestres qui ont provoqué les déformations synsédimentaires du Toarço-bajociens se poursuivent durant le Dogger supérieur, période des intrusions.

A la distension accompagnée de cisaillement liée aux déformations synsédimentaires qui permet l'accumulation de milliers de sédiments marneux succède une phase de raccourcissement qui déforme le Haut Atlas et accompagne les intrusions.

Dans la région étudiée, l'absence de sédiments post-bajociens ne permet pas d'observer de discordances synsédimentaires liées à cette phase tectonique. Un clivage de dissolution (Voir 5.6 et 5.7) affecte les sédiments jurassiques entre le jebel Ayachi et Rich. Il est contemporain des intrusions.

5.4 Etude paléomagnétique des filons doléritiques jurassiques

5.4.1 Introduction

Les filons doléritiques jurassiques du flanc nord du jebel Adraka (Coord: 570.8/205.0) sont particulièrement nombreux. Les filons disposés en échelons sénestres (Voir 5.3.3) sont verticaux quand ils affleurent dans les synclinaux où la stratification est horizontale. Ils sont par contre déversés et tendent à rester perpendiculaires à la stratification sur le flanc nord du jebel Adraka (Figure T15). Ce déversement des filons peut s'expliquer de deux manières:

- le filon intrudé dans des couches horizontales a été déversé lors du plissement des couches.
- le filon a intrudé obliquement dans des couches préalablement redressées.

Aucun argument de terrain ne permettrait de trancher, nous avons tenté d'y répondre grâce à des mesures paléomagnétiques. Ces mesures ont été réalisées par M. le professeur Lowrie de l'institut de géophysique de l'école polytechnique de Zürich. Elles ont permis d'éclairer quelques aspects des relations filons-tectonique.

5.4.2 Echantillonnage et méthode

Quatre échantillons de dolérite provenant de filons déversés, intrudés dans des couches redressées et un échantillon provenant d'un filon vertical placé dans des couches restées horizontales ont été analysés pour déterminer l'orientation du champ magnétique régnant lors des intrusions.

Les échantillons ont été chauffés successivement à 300°, 400° et 500° afin d'éliminer les rémanences parasites au champ originel (champ thermorémanent). Une démagnétisation dans un champ alternatif a été opérée dans le même but.

5.4.3 Mesures

Les mesures du champ magnétique rémanent des échantillons brut présente des valeurs extrêmement dispersées (Figure T16).

Sur les échantillons de filons déversés, cette dispersion diminue progressivement à chaque stade du chauffage: 300° C; 400° C; 500° C (Figure T17). Après chauffage à 500° l'orientation du champ paléomagnétique rémanent est de 300° à 030° d'azimuth pour la déclinaison et de 45° à 80° pour l'inclinaison.

La dispersion des mesures brutes (sans chauffage) s'atténue également après démagnétisation dans un champ alternatif (Figure T18). La déclinaison varie entre 340° et 360° d'azimuth; l'inclinaison est comprise entre 65° et 85°.

L'échantillon 737 provient d'un filon vertical affleurant dans le fond d'un synclinal non tectonisé. D'après les observations de terrain, ce filon n'a subi ni rotation, ni déplacement depuis sa mise en place. Malheureusement cette dolérite s'est avérée relativement altérée et les mesures du champ rémanent sont très dispersées.

Après chauffage, la dispersion est telle que les résultats sont inutilisables. Après démagnétisation dans un champ alternatif, la déclinaison est comprise entre 315° et 005° d'azimuth, l'inclinaison entre 36° et 51° (Figure T19).

Les principales mesures paléomagnétiques du Haut Atlas des régions avoisinantes au Jurassique moyen sont présentées au Tableau (Figure T20). Ce tableau (Martin et al, 1978) résume les résultats obtenus par divers chercheurs. Toutes ces mesures ne peuvent pas être utilisées:

- Les mesures obtenues sur les roches intrusives du massif d'Imlith (en fait boutonnière de Tabenniath) doivent être éliminées car cette intrusion placée le long d'une faille anticlinale a probablement subi des mouvements post-intrusifs importants. Il est en outre possible qu'une partie au moins des échantillons proviennent des basaltes du Trias (observation des trous d'échantillonnage).
- D'autres roches (M21, H20, H21) considérées dans ce travail comme sédiments crétacés doivent être rapportées au Jurassique pénécotemporain des intrusions à la lumière des derniers travaux de datations des sédiments continentaux rouges du Haut Atlas de Beni Mellal (Jenny et al, 1981).
- Les sept valeurs conservées (N° 1 à 7) (Figure T21) correspondent à un champ très semblable à celui mesuré sur l'échantillon 737 après "nettoyage" dans un champ alternatif.

De ces résultats on admet que le champ magnétique contemporain des intrusions vaut 315° à 005° d'azimuth (déclinaison) et 30° à 50° d'inclinaison.

5.4.4 Conséquences

Le champ paléomagnétique contemporain des intrusions a une déclinaison comparable à celui mesuré sur les filons du flanc nord du jebel Adraka.

- le premier vaut entre 315° et 350°
- le second vaut entre 300° et 030°

Cette identité des déclinaisons permet d'envisager que les déformations post-éruptives des filons n'ont pas modifié de façon importante, leur azimuth.

Les inclinaisons du champ paléomagnétique jurassique et des filons déversés sont par contre très différentes.

- les déclinaisons du champ paléomagnétique valent entre 30° et 50°
- les déclinaisons mesurées sur les filons valent entre 65° et 85°

Cette différence prouve que les filons ont suivi des déformations post-intrusives. L'axe de rotation de ces déformations est parallèle à l'allongement de ces filons et à l'axe de l'anticlinal.

La rotation qui doit être imprimée aux filons afin de ramener les déclinaisons du champ rémanent aux valeurs du champ paléomagnétique jurassique est comprise entre 15° et 55°.

Cette rotation ne ramène pas les couches contenant les filons à l'horizontale.

L'étude des champs paléomagnétiques montre que les couches sont redressées et inclinées d'au moins 20° lors des intrusions. Les filons observés sur le flanc nord du jebel Adraka se sont mis en place en position déversée. Ce déversement a été accentué lors des phases de déformations post-intrusives.

La dispersion et la rareté des mesures de cette étude empêche encore de préciser l'importance relative des mouvements anté et post-intrusifs.

5.5 Etude des microdéformations dans les calcaires métamorphiques du jebel Ayachi et relations temporelles avec l'intrusion des gabbros jurassiques

5.5.1 Introduction

L'intrusion gabbroïque du jebel Ayachi a créé une auréole métamorphique dans les calcaires lités de la formation de l'Aberdouz (Voir 3.2). Les bancs calcaires décimétriques de cette formation sont, à l'affleurement, peu déformés par la tectonique. Dans l'auréole de contact et à ses abords, les bancs forment la demi-voûte sud de l'anticlinal, demi-voûte appuyée contre la faille et la boutonnière gabbroïque qui l'accompagne. Les couches ne sont pas rebroussées et déformées aux abords de la faille. D'après nos observations de terrain, les mouvements post-intrusifs les plus intenses se sont concentrés le long de la faille en bordure nord de l'intrusion. L'ensemble intrusion et bancs calcaires de l'auréole sud sont restés solidaires et n'ont enregistré que des déformations intimes.

L'étude des déformations microscopiques d'une série d'échantillons orientés prélevés dans les calcaires métamorphiques précisent l'orientation des différentes déformations

tectoniques. Grâce à des repères métamorphiques il est possible de préciser les âges relatifs des déformations et de séparer les déformations synéruptives des déformations ultérieures.

5.5.2 Observations macroscopiques de terrain

Un clivage de dissolution d'orientation moyenne 340/90 s'étend de part et d'autre de l'intrusion. Son extension est réduite et souvent mal marquée.

Des plis centimétriques apparaissent dans les roches déformées et étirées du flanc nord, à quelques mètres de l'intrusion. L'axe de ces petits plis rares est 260/75. Des plis décimétriques déforment également le flanc nord du jebel Ayachi, leur orientation est comprise entre 050° et 060° d'azimuth.

Les calcaires de l'auréole métamorphique sont transformés en marbre blanc sur quelques mètres, au contact de l'intrusion. Ce marbre est rapidement remplacé par des calcaires sombres, également recristallisés qui alternent par bandes avec le marbre blanc (Figure T23). Le passage, large de deux mètres environ, présente une alternance décimétrique de bancs sombres et clairs qui ne se différencient que peu des calcaires non métamorphiques et non recristallisés de la formation de l'Aberdouz.

5.5.3 Etude microscopique

5.5.3.1 Généralités

L'étude des déformations des calcaires de l'auréole métamorphique du jebel Ayachi a été réalisée sur 30 échantillons, dont 20 ont été orientés sur le terrain et dans lesquels 2 voir 3 lames minces orthogonales ont permis d'observer les déformations dans les trois dimensions de l'espace et plus particulièrement:

- la recristallisation des calcaires
- la déformation des cristaux de calcite
- les déformations liées aux minéraux du métamorphisme
- les déformations accompagnant le clivage de dissolution

La synthèse de ces résultats a permis de montrer l'existence de deux épisodes de déformations:

- le premier épisode accompagne la mise en place des intrusions, il s'exprime par la recristallisation de la calcite.
- la seconde phase, plus tardive se traduit principalement par des microplis et un clivage de dissolution étendu; des mâcles se développent dans la calcite.

5.5.3.2 Déformations synintrusives

La recristallisation des calcaires de la formation de l'Aberdouz se marque sur une épaisseur d'environ 40 m à partir du contact des gabbros. Cette recristallisation affecte progressivement la matrice micritique et les pellets, épargnant les monocristaux de calcite des crinoïdes (échantillon Y943 et Y934) (Figure T24). Dans les zones proches du contact, aucune structure sédimentaire n'est visible car la recristallisation est totale (Figure T25).

Cette recristallisation peut être mise en parallèle avec les différentes zones de l'aurole métamorphique (Voir 3.2) La recristallisation débute dans la zone à talc, elle devient totale à partir de la moitié de la zone à trémolite.

L'étude microscopique des cristaux de calcite permet de fixer le mode de recristallisation. Celle-ci peut en effet se produire par la seule influence thermique de l'intrusion et ne comporter aucune influence tectonique, on parle alors de recuit. Elle peut également être accompagnée d'une déformation et prend alors le nom de recristallisation dynamique.

Dans un recuit, la migration des joints des grains tend à former des cristaux à faces et joints rectilignes, les grains seront équiaxes et la densité des dislocations sera faible. Dans une recristallisation dynamique les grains sont allongés, les joints sont suturés et on observe l'apparition de sous-grains qui polygonisent les grains préexistants. (Nicolas et al, 1976)

Les grains de calcite du marbre de l'aurole métamorphique du jebel Ayachi sont très allongés; le rapport des axes de l'ellipsoïde de déformation atteint 2,7 et les joints sont très fortement suturés. La formation de sous-grains reste cependant discrète bien qu'on observe souvent des extinctions roulantes.

Les marbres de l'aurole métamorphique du jebel Ayachi ont subi une recristallisation dynamique. L'allongement des grains de calcite permet de fixer les axes de la déformation:

- le raccourcissement est N-S
- l'allongement est vertical

Les minéraux métamorphiques aciculaires ou tabulaires (talc, amphiboles, quartz) présentent un allongement préférentiel vertical; la croissance d'un minéral s'orientant selon la structure de la roche dans laquelle il se développe (Spry, 1969) (Figure T26) il faut admettre que les calcaires de l'aurole métamorphique possédaient un "feuilletage" vertical lors des intrusions, structure obtenue par déformations tectoniques car il n'y a aucune orientation sédimentaire dans les bancs calcaires de la formation de l'Aberdouz, ici subhorizontaux.

Dans un grenat (Y951) il subsiste (Figure T27) un clivage relique. Sa fossilisation dans un minéral métamorphique atteste encore de déformations ante-intrusives.

Conclusion

Les déformations qui accompagnent la mise en place des intrusions du jebel Ayachi ont lieu dans un régime de compression le raccourcissement horizontal est grossièrement N-S. Cette déformation est probablement apparue avant les intrusions (clivage dans un grenat), elle se poursuit durant la recristallisation métamorphique des calcaires.

5.5.3.3 Déformations post intrusives

Les déformations tardives affectent les minéraux du métamorphisme.

Déformations de la calcite

Dans les phases tectoniques post-intrusives, les déformations de la calcite sont de deux types:

- un clivage de dissolution se développe dans l'aurole de contact
- des macles permettent aux cristaux de calcite de se déformer

Il n'y a pas de recristallisation car les températures sont trop basses. Au contact les macles absorbent la majorité des déformations; le clivage de dissolution n'apparaît pas dans les premiers mètres de l'aurole métamorphique. Son développement marque le passage des marbres blancs aux calcaires recristallisés sombres. D'après Pfiffner (comm. orale) le changement de couleur observé (Figure T23) ne date pas de la recristallisation mais peut traduire l'apparition du clivage de dissolution. Ce sont les accumulations de minéraux sur les plans de dissolution qui recolorent la roche (Figure T25).

Le clivage post-intrusif est celui mesuré macroscopiquement sur le terrain.

Déformation des minéraux métamorphiques

Les amphiboles (Figure T26), les feldspath (Figure T28) les quartz et le talc sont cassés et étirés dans le clivage de dissolution. Des fibres de calcite forment des ombres de pressions autour de ces minéraux et entre les segments fracturés et étirés (Figure T26).

Les grenats sont tournés par la déformation (Figure T27) et des ombres de pression apparaissent aux extrémités du minéral.

L'orientation générale du raccourcissement post-intrusif est comparable à celui des déformations antérieures.

Microplissement

L'axe des microplis centimétriques est compris dans le plan du clivage de dissolution post-intrusif et ce dernier traverse les charnières. Des plaquettes de talc, primitivement parallèles au lithage de recristallisation (1er clivage ?) sont pivotées lors du plissement et se placent parallèlement au clivage axial. Cette rotation reste imprimée par des ombres de pressions qui la fossilisent (Figure T29).

5.5.3.4 Estimation du taux relatif des deux déformations

5.5.3.4.1 Taille des cristaux de calcite

Dans l'aurole métamorphique du jebel Ayachi, la taille des grains de calcite évolue des roches non-métamorphiques et non recristallisées vers les marbres. (Figure T30)

A l'extérieur de l'aurole métamorphique, où ni la recristallisation synéruptive, ni le clivage ne sont marqués, la roche comporte des grains de tailles très variables. La microcriste est formée de cristallites de quelques microns dans laquelle les éléments biogènes mesurent jusqu'à 2-3 mm.

La recristallisation uniformise ces tailles aux alentours de 0,04 mm quand disparaissent les dernières évidences de la biophase (cristaux de crinoïdes, Y936, Figure T30).

Dans les marbres blancs du contact les tailles augmentent et les cristaux mesurent de 0,06 à 0,1 mm.

La taille des cristaux de calcite est minimale dans les zones où se développe le clivage de dissolution post-intrusif.

5.5.3.4.2 Forme des grains de calcite

La forme des grains de calcite, permet, en dehors des zones où le clivage de dissolution se développe, de mesurer la déformation (méthode, voir Annexe II).

Les grains de la zone éloignée du contact (zone à talc, Y942 à 934) sont sensiblement équiaxes. Le rapport des axes de l'ellipsoïde vaut environ 1.

Les grains de marbres blancs du contact (Y930, 944 et 917) sont allongés. Lors de la recristallisations, les déformations synintrusives ont produit des grains allongés. Le maillage issu des déformations post-intrusives se superpose aux déformations antérieures.

Le rapport des axes de l'ellipsoïde de déformation (grand axe/petit axe) vaut 2.7. Il résulte de l'addition des déformations syn et post-intrusives qui sont de même orientation.

Groschong et al (1984) ont mesuré dans l'Helvétique de Suisse orientale, des déformations de la calcite par maillage, qui atteignent au maximum un rapport R des axes de déformations de 1.18.

Au jebel Ayachi, les mesures obtenues sur les cristaux de calcite déformés par maillage au contact des roches éruptives (échantillons Y930, Y931, Y944) présentent un rapport

des axes d'allongement de 2.7. Cet allongement résulte, on l'a vu, de la déformation synintrusive et des déformations ultérieures par maclage.

En admettant un maclage aussi intense que celui mesuré, dans l'Helvétique de Suisse Orientale soit une déformation avec $R = 1.18$, la valeur déduite de 2.7 (allongement mesuré) vaut 2.28, c'est la part des déformations synintrusives.

D'après ce calcul, les déformations synintrusives sont donc plus importantes que les déformations postérieures.

Le rapport R proposé ci-dessus (1.18) est probablement trop faible car il n'a pas été possible de tenir compte de dissolutions dont les traces sont peu visibles près du contact.

5.6 Ich n'Idalioun, exemple des déformations superposées des phases syn et post intrusives du Haut Atlas

5.6.1 Introduction

La faille du jebel Afadaï, anticlinal situé au SW de Sidi Hamza, se prolonge vers l'ouest par le jebel Assamer n'Ilourmane. Les deux anticlinaux sont décalés et le changement d'orientation de la faille est accompagné par un double plongement axial formant une selle (Figure T8). L'orientation des axes des deux anticlinaux est de 080. L'axe de la selle déprimée est orientée à 025. La tectonique synsédimentaire y a laissé les traces de mouvements importants (Voir 5.2.2.3). Une intrusion de gabbros et de diorites jurassiques s'est mise en place dans cette zone. La tectonique post-intrusive s'y est marquée de façon préférentielle.

5.6.2 Carte de la région du Tizi n'Oulrout

Au Tizi n'Oulrout (Figure T11), les sédiments aaléno-bajociens peu érodés émergent en zone anticlinale. Les formations liasiques structurellement abaissées affleurent surtout sur le flanc SE de la boutonnière. Sur l'axe du pli, séparé du flanc SE par une faille et au contact des gabbros, subsiste une écaille de calcaires et marno-calcaires à

récif. L'âge de ce lambeau est daté par une ammonite (*Docidoceras* sp.) du Bajocien inférieur. Ces récifs construits sur une ride jurassique sont isolés des couches ayant pu constituer leur continuité latérale.

Au NE, le jebel Ich n'Idalioun émerge comme un piton adventif à l'anticlinal. Formé de marnes et marno-calcaires du Bajocien, ces terrains reposent en discordance par l'intermédiaire d'un niveau condensé et d'un fond durci sur les formations sous-jacentes redressées du Lias supérieur (Carixien-Toarcien) (Figure T5).

Cette discordance et les évidences de mouvements synsédimentaires qui lui sont associés (Voir 5.2.2.3) sont datés du Toarcien supérieur au Bajocien.

Les déformations atlasiques post-intrusives ont déformé ce flanc anticlinal et ont repoussé les dépôts du Dogger vers le synclinal selon un plan de chevauchement subhorizontal (Figure T5). Cette structure "s'enracine" vers l'extérieur au NW, soit dans le synclinal et forme une protonappe dont le déplacement a avorté. La direction du déplacement a un azimuth de 330°. Des plis d'entraînement d'axes à 070° et 250° accompagnent ce déplacement.

5.6.3 Clivages de dissolution

Deux clivages de dissolution sont marqués dans ce secteur. Le premier clivage, en général mieux marqué, est localement déformé. Il est recoupé par un second clivage d'orientation NNE-SSW limité au secteur de l'écaille récifale anticlinale bajocienne et au piton de l'Ich n'Idalioun (Figure T31). Ce clivage axial aux plis d'entraînement est contemporain du déplacement de la protonappe.

Le premier clivage, fortement déformé sous la protonappe de l'Ich n'Idalioun a été mesuré sur des plis décimétriques d'entraînement d'axe 240. En dépliant les couches selon l'axe mesuré, les valeurs dispersées du premier clivage se regroupent. La direction et le pendage obtenu est alors semblable au clivage régional (Voir 5.7) (Figure T32).

Ce premier clivage (Figure T31) est perpendiculaire à l'axe d'allongement de la boutonnière. Par analogie aux deux phases de déformation observées au jebel Ayachi ce clivage est lié aux mouvements synintrusifs. Le second clivage et la protonappe résultent des mouvements postérieurs (Voir également 5.7).

A l'appui de cette interprétation, on relève que:

- L'abaissement axial de l'anticlinal Afadaï-Assamer dans le segment d'orientation 025 du Tizi n'Oulrout s'explique par son orientation subparallèle au raccourcissement de la déformation synintrusive. Les deux segments adjacents, Afadaï et Assamer sont au contraire orientés approximativement à 080 et sont par là-même plissés lors des intrusions.

- La direction 025 du raccourcissement montre que la contrainte synéruptive a pu générer un décrochement senestre le long des segments orientés à 080. Ce mouvement renforce l'ouverture de la boutonnière du Tizi n'Oulrout, de façon similaire à l'ouverture de la boutonnière du jebel Adraka (Figure T9).

Lors de la seconde phase post-éruptive, le raccourcissement est orienté NW-SE. Le segment du Tizi n'Oulrout orthogonal à la déformation maximale est plissé préférentiellement aux deux branches ENE-SWSW de l'Assamer et de l'Afadaï. Il est cependant remonté à une altitude inférieure. Le déplacement de la protonappe, les plis d'entraînement qui l'accompagnent et le second clivage de dissolution en sont issus.

5.7 Clivage de dissolution à l'échelle de la région étudiée.

5.7.1 Généralité

Un clivage de dissolution (Voir également 5.6.3) apparaît dans les sédiments jurassiques du Haut Atlas de Midelt. Cette structure pénétrative n'est pas uniformément répartie au travers de la chaîne, entre le jebel Ayachi et Rich. Le clivage s'exprime le mieux dans les formations les plus marneuses mais il affecte localement toutes les roches, dans les zones les plus déformées.

Décrit par Schaer et al (1976), autour de la boutonnière d'Amouguer, ce clivage se traduit par un feuilletage plus ou moins intense de la roche. Au microscope, il se marque par des niveaux de dissolution où s'accumulent les minéraux insolubles. Ce n'est pas une véritable schistosité avec recristallisation minérale mais une succession de plan stylolithiques (Studer, 1980) selon le modèle d'Alvarez (1976, 1978).

5.7.2 Géométrie

Dans la région comprise entre le jebel Ayachi et Rich le clivage de dissolution est:

- vertical (angle de pendage supérieur à 75°) dans toutes les zones où le pendage des couches est inférieur à 30°.
- déversé (angle de pendage inférieur à 60°) dans les flancs des anticlinaux où les couches sont redressées à la verticale. Cette observation n'est pas partout vérifiée et certains flancs très redressés ont un clivage subvertical.

Le clivage se marque de façon préférentielle dans les zones très déformées, proches des failles anticlinales et à leurs terminaisons. Il entoure les boutonnières de roches éruptives (Tabenniath, Ich n'Idalioun).

Au travers de toute la zone étudiée (Figure T33a) le clivage de dissolution a une orientation générale E-W à WNW-ESE.

Localement aux abords des failles, l'orientation de ce clivage varie (jebel Bou Ousse, terminaison Est du jebel Afadaï). Ces variations ne sont pas liées à des déformations postérieures. Elle ne correspond pas non plus à une réfraction due à un changement de lithologie et de compétence des roches comme l'envisage Bernasconi (1983). Ces changements de direction s'observent en effet dans des marnes (jebel Bou Ousse; Coord: 560,0/188,2) dont la composition et l'orientation ne varient pas entre le fond du synclinal et la bordure anticlinale.

Ce changement d'orientation du clivage résulte de la réorientation des contraintes le long des failles anticlinales (Figure T14), selon le modèle d'Anderson (1951) (Figure T 33 b)

5.7.3 Particularités

L'orientation générale du clivage de dissolution est oblique aux grandes structures anticlinales atlasiques (Figure T33a)

Par rapport à l'axe d'allongement des principales boutonnières du Haut Atlas, le clivage de dissolution est orthogonal (boutonnière de Tabenniath, du Tizi n'Oulrout) ou suborthogonal (Amouguer, Bernasconi, 1983).

Par rapport aux filons doléritiques du Haut Atlas, le clivage de dissolution forme un angle qui varie de 10° à 55° (Figure T34). On a en outre vu (5.3.3, Figure T13) comment les filons se mettent en place, le clivage de dissolution procède de la même déformation.

Le clivage de dissolution est intensément déformé par des mouvements postérieurs mesurés grâce aux filons doléritiques (Voir 5.8.3) à la terminaison Est du jebel Afadaï. Ce sont des mouvements décrochants dextres qui provoquent un plissement intense du clivage de dissolution, particulièrement aux abords des failles. Cet épisode tectonique correspond aux déformations post-éruptives observées au Tizi n'Oulrout (Voir 5.6.2) et au nord de la vallée de Sidi Hamza (Voir 5.8.2).

Le clivage de dissolution régional est déformé par la principale phase tectonique post-éruptive.

5.7.4 Second clivage de dissolution

On observe localement le développement d'un second clivage de dissolution. Ce clivage comparable au premier clivage à un azimuth NNW

- au jebel Ayachi, il déforme les minéraux métamorphiques (Voir 5.5.3.3)
- au Tizi n'Oulrout, il marque le raccourcissement qui provoque le déplacement de la protonappe (Figure T31)
- au nord de Tifikra (Coord: 583.5/203.5) et au sud du jebel Idhrit (Coord: 573.5/191.0), il accompagne des plis secondaires d'axe ENE (Figure T 33a)

Ce clivage traduit un raccourcissement NW-SE, post-intrusif qui peut être associé aux mouvements décrochants dextres observés à la terminaison E du jebel Afadaï et au jebel Bedid (nord de la vallée de Sidi Hamza).

Au nord de la boutonnière de Tabenniath et au nord du jebel Arhoud, un clivage d'azimuth ENE se superpose au clivage régional.

5.7.5 Conclusion

L'orientation générale du clivage régional de dissolution (1er clivage) résulte d'un raccourcissement NNE-SSW (010-030). Cette structure pénétrative se marque de manière préférentielle aux abords des failles anticlinales, là où les circulations d'eau ont été les plus importantes, comme le prouve l'étude de la cristallinité de l'illite (voir 2.3.6.3). Elle est comme on l'a vu (Voir 5.6.3) orthogonale à l'allongement des principales boutonnières de roches éruptives.

Il nous paraît donc, contrairement à Studer (1980) et Bernasconi (1983) que ce clivage est contemporain des intrusions et correspond à la phase tectonique en compression observée au jebel Ayachi (Voir 5.5.4).

Un second clivage traduit localement des déformations post-intrusives.

5.8 Déformations post-intrusives

5.8.1 Localisation

Des déformations post-intrusives bien individualisées ont été étudiées:

- au nord de la vallée de Sidi Hamza
- à la terminaison Est du jebel Afadaï
- sur le flanc nord du jebel Adraka

5.8.2 Secteur Sidi Hamza - Col du Talrhemt

5.8.2.1 Généralités

Entre Sidi Hamza et le col du Talrhemt, l'aspect structural du Haut Atlas change. Les plis-failles injectés de plutons de roches éruptives cèdent la place à des anticlinaux coffrés où les failles axiales sont inexistantes. L'intrusion des syénites néphéliniques du Tamazhrt et le cortège filonien qui l'accompagne ajoute encore à la particularité de ce secteur. Les déformations observées correspondent principalement à la seconde phase (post-intrusive) de l'orogénèse atlasique (Figures T35 et T36).

5.8.2.2 Les plis en échelons

Le pli faille du jebel Maoutfoud - jebel Aïed Tiddaouine (Coord: 557.5/291.5) disparaît contre les syénites néphéliniques du Tamazhrt (Figure T37). Vers l'est, la structure anticlinale se poursuit par les jebels Bedid (Coord: 597.2/211.5), Amrar (Coord: 582.8/212.4), Tarabout (Coord: 579.8/217.3) et Arhabout (Coord: 582.8/220.8). Ces sommets sont en fait formés de plusieurs plis disposés en échelons dextres (Figure T38); on en dénombre 13 entre Endt et le col du Talrhemt.

La voûte anticlinale est continue et dans les zones les plus intensément déformées, ces plis sont coffrés à l'exemple du jebel Bedid (Figure T36).

L'azimut de l'axe de ces plis varie entre 060 et 065. Le taux de raccourcissement mesuré entre les deux flancs redressés du jebel Bedid vaut 35 %.

Deux types de failles découpent ce bâti (Figures T35 et T38):

- des failles décrochantes sénestres dont l'orientation varie de 070° à 130° (azimut du plan)
- des failles décrochantes dextres, plus rares, dont l'azimut du plan de faille vaut entre 010° et 020°.

Les failles décrochantes sénestres (Figure T35) apparaissent dans le synclinal de Sidi Hamza. En zone synclinale, l'azimut du plan de faille vaut 070°. Au fur et à mesure que l'on s'approche de l'axe de l'anticlinal du jebel Bedid, l'orientation de la faille change et atteint l'azimut 130°. Dans le synclinal situé au Nord du jebel Bedid, ces failles reprennent une orientation à 070°.

Sur le flanc Nord du jebel Bedid quelques failles décrochantes sénestres passent à un chevauchement. La partie centrale de l'anticlinal chevauche alors le flanc Nord (Figure T35). Le plan de ces chevauchements vaut entre 160° et 170° d'azimut, le pendage est compris entre 060° et 070°.

Les failles décrochantes dextres sont beaucoup plus rares, la plus apparente relie les jebels Waw Gmrart (Coord: 577.9/212.2) et Amrar (Coord: 580.0/211.2).

Ces décrochements sont une structure tardive dans le bâti atlasique:

- ils recoupent les filons doléritiques et les décalent
- ils déforment le clivage de dissolution régional
- ils décalent les syénites néphéliniques éocènes du Tamazhrt (Figure T39)

- les filons basiques tardifs empruntent ces failles lorsqu'ils se mettent en place, leur âge est post éocène et anté-villafranchien (Voir 3.3.5).

5.8.2.3 Modèle

Les plis en échelons et les décrochements observés peuvent être expliqués grâce à une zone de cisaillement dextre. Nous avons tenté d'y appliquer le modèle de Tchalenko (1970), en admettant qu'il s'agit d'un cisaillement simple.

Les éléments connus par mesures sur le terrain sont:

- l'orientation des plis: (a),
- l'orientation des décrochements sénestres transverses assimilés à des failles antithétiques ou "antiriedels": (R'),
- l'orientation des décrochements dextres assimilés à des failles synthétiques ou "riedel": (R),
- le taux de raccourcissement des plis: $\epsilon = L_n \left(1 + \frac{\Delta L}{L} \right)$ avec L: longueur de la couche non plissée et ΔL : diminution de longueur due au plissement.

L'orientation des décrochements sénestres varie entre les zones synclinales et anticlinales (Voir 5.8.2.2). Cette particularité est due à la variation d'intensité du cisaillement entre les deux domaines (Figure T40). On admet que:

- dans les zones anticlinales, le cisaillement a atteint une intensité maximale qui détermine une orientation pivotée des antiriedels,
- dans les synclinaux la rotation de ces mêmes failles est faible ou nulle et correspond à un stade initial du cisaillement.

Dans les zones synclinales, l'orientation des antiriedels (R') permet de fixer la direction D du cisaillement. Selon le modèle, l'angle entre les antiriedels et D vaut environ 75°. (Figure T40a).

Cet angle R'D étant connue on peut calculer le cisaillement supplémentaire imprimé aux zones anticlinales:

L'orientation des antiriedels est "pivotée" d'environ 40° dans le sens horaire (Figure T40b). Cette rotation permet de calculer γ ; le cisaillement (Figure T40c), γ vaut par cette reconstitution géométrique 0,74.

On connaît par ailleurs le raccourcissement ϵ qui vaut 0,32. D'après la formule (Pflüger, 1977):

$$\epsilon = \text{Ln} \left\{ \frac{\gamma + \sqrt{4 + \gamma^2}}{2} \right\} \text{ on extrait } \gamma \text{ le cisaillement}$$

$$\gamma = 2 \sinh \epsilon \quad , \text{ avec } \epsilon = 0,32; \quad \gamma = \underline{0,66}$$

On voit donc que par deux méthodes différentes, (calcul et reconstitution géométrique) le cisaillement obtenu en zones anticlinales est comparable.

Vérification du modèle par calcul de l'orientation primitive (avant rotation) de l'axe anticlinal

L'angle entre le cisaillement principal D et l'axe des anticlinaux en échelons vaut 25° (Figure T40d).

Le cisaillement γ détermine une orientation pivotée de ces axes anticlinaux dans le sens horaire comme pour les antiriedels. Pour retrouver l'orientation originelle de l'axe des plis, soit l'orientation théorique initiale qui par définition est à 45° de la direction D (Tchalenko, 1970), on pose:

$$\gamma = \text{tg } \beta - \text{tg } \alpha$$

β = angle entre D et l'axe anticlinal actuel = 65°

α = angle entre D et l'axe anticlinal non pivoté,

β et γ étant connu on tire $\alpha = 54^\circ$

IL apparaît donc que selon le modèle appliqué, les axes anticlinaux, correspondant à une déformation infinitésimale auraient formé un angle de 54° avec la direction de cisaillement D et auraient subi par la suite une rotation de l'ordre de 10°. Cette configuration initiale des plis est encore une fois proche du modèle de Tchalenko.

5.8.2.4 Discussion du modèle

La déformation du secteur compris entre Sidi Hamza et le col du Talrhent peut être décrite par un modèle en cisaillement simple. Sur le terrain, comme dans le modèle, il est impossible de vérifier si une partie de la déformation relève d'un cisaillement pur.

Le modèle de Tchalenko a été expérimenté et développé sur des plaques d'argiles homogènes; dans le Haut Atlas le socle paléozoïque est certainement marqué par des discontinuités hercyniennes (Voir 5.10), les formations jurassiques sont faillées depuis le Toarcien. Le comportement tectonique de ce secteur n'est donc absolument pas homogène et les déformations sont influencées par les failles.

La rotation importante des failles antithétiques R' (40°) mesurées entre les zones synclinales et anticlinales, interprétée comme une rotation par cisaillement le long de l'anticlinal peut ne pas s'être réellement produite. Ce changement d'orientation (Figures T35 et T38) a pu être ébauché dès l'origine et traduit des inhomogénéités de déformation.

Il subsiste néanmoins un modèle qui décrit la réalité mesurée d'une façon très satisfaisante.

L'orientation des déformations de ce secteur est parallèle aux autres structures post-éruptives observées (Tizi n'Oulrout, Voir 5.6; pli sur le flanc sud du jebel Idhirt, Voir 5.7.4). Le sens de cisaillement dextre admis dans ce modèle est identique à celui mesuré à la terminaison Est du jebel Afadaï (Voir 5.8.3). Il paraît donc probable que toutes ces structures sont issues d'une même phase de déformations, déformations post-éruptives datées par le décalage des filons doléritiques jurassiques le long des failles antithétiques R'.

5.8.3 Terminaison est du jebel Afadaï

A la terminaison est du jebel Afadaï, des filons doléritiques recoupent les failles axiales de l'anticlinal (Figure T41).

Les mouvements post-intrusifs en cisaillement dextre provoquent des déplacements le long de ces failles, et grâce à un filon doléritique. Dans un cas, il est possible de mesurer ces déplacements.

Sur le jebel Tachiouine (Coord; 567.0/204.3), le décalage du filon atteint 200 m, cette valeur ne constitue pas la totalité du mouvement décrochant post-intrusif car la faille axiale du jebel Afadaï s'anastomose dans ce secteur en plusieurs branches en éventail (Figure T41). Le déplacement mesuré correspond à deux branches et n'exprime donc qu'une partie du mouvement. Il n'a malheureusement pas été possible de trouver des marqueurs transversaux aux autres failles et de mesurer leur déplacement. D'après les déformations observées sur chaque branche on peut estimer que le déplacement horizontal peut atteindre 300 à 400 m.

5.8.4 Glissement bancs sur bancs sur le versant nord du jebel Adraka

Grâce aux filons doléritiques, la déformation post-éruptive du flanc anticlinal du jebel Adraka a pu être mesurée. Les filons éruptifs sont décalés par glissement bancs sur bancs (Figure T42)

Les mesures de ces déplacements (Figure T43) ont permis de déterminer que:

- les couches supérieures sont déplacées vers la faille,
- le déplacement est maximal pour des valeurs du pendage de l'ordre de 30°.
- ce déplacement diminue vers les pendages plus forts.
- le point de non-déplacement des couches se place à des pendages de l'ordre de 70°.
- le déplacement maximal mesuré vaut 2,5 m par mètre d'épaisseur de la série sédimentaire.

Dans les parties déversées des flancs anticlinaux, comme sur le flanc nord du jebel Maoutfoud (Coord: 541.3/199.6) le déplacement est inversé: les couches supérieures sont déplacées vers le centre du synclinal.

La déformation des flancs anticlinaux par glissement bancs sur bancs résulte d'un plissement de type isopache. D'après les mesures du déplacement des filons, la zone "neutre" (zone de non-glissement) se place sur le flanc anticlinal. Le plan axial de ce plissement est parallèle à la faille anticlinale. Le pendage du plan, orienté en direction

de la faille est de l'ordre de 30°. Ce plan passe par le point de non-glissement (zone "neutre" du flanc anticlinal) (Figure T42).

5.8.5 Conclusion

Les déformations post-magmatiques observées dans le Haut Atlas entre le jebel Ayachi et Rich accentuent les structures héritées de la tectonique synsédimentaire et de la tectonique synintrusive.

Les structures synintrusives sont déformées, la compression a une orientation NNW.

Des secteurs peu tectonisés (Tizi n'Oulrout, jebel Ich n'Idalioun, secteur de Sidi Hamza - col du Talrhem (Voir 5.8.2)) sont plissés.

Les flancs des anticlinaux existants sont déformés et le plissement s'accroît (le cli-vage est déversé, les filons sont affectés par des glissements banc sur banc).

Cette phase tectonique fixe l'allure actuelle du Haut Atlas.

5.9 Relations socle-couverture

Le Trias du domaine des Atlas est constitué de dépôts continentaux rouges péliques ayant quelque cent mètres d'épaisseur. Cette zone probablement sous-compactée sous les sédiments jurassiques (Bloch, 1980; Bernasconi, 1983) s'est déchargée lors des intrusions des magmas jurassiques (Voir 4.3). Durant les phases tectoniques synsédimentaires (Toarço-bajocien) et synéruptives (Jurassique moyen à supérieur) cette zone sous-compactée a servi de niveau de disharmonie entre le socle paléozoïque et la couverture calcaire.

Lors de la structuration synsédimentaire toarço-bajocien, ce niveau sous-compacté a probablement flué vers les pièges structuraux constitués par les rides, formant des réservoirs d'eau sous les futurs anticlinaux atlasiques. Lors des intrusions ces réservoirs ont permis les circulations intenses d'eau au contact des magmas et empêché la naissance d'auroles métamorphiques. Les fluages synsédimentaires ont par ailleurs aminci les

épaisseurs du niveau sous-compacté, situé sous les synclinaux, favorisant par l'absence relative de réserves d'eau, le développement des auréoles autour des filons (Voir 4.3).

La phase tectonique synintrusive est encore marquée par la présence de ce niveau sous-compacté comme le prouvent les pélites triasiques injectées dans une faille qui affecte les diorites de la boutonnière de Tabenniath, et a permis l'intrusion des syénites jurassiques (Figure T10).

Les déformations postérieures aux intrusions ne semblent pas pouvoir bénéficier de ce niveau de disharmonie. Cependant, et comme l'a montré Bernasconi (1983), les schistes paléozoïques du socle affleurant à Gourrama n'ont pas un comportement cassant et réagissent de façon souple aux contraintes atlasiques. Envisager des failles du socle pour expliquer les accidents majeurs de la couverture atlasique oblige donc le géologue à imaginer un socle rigide sous-jacent aux schistes paléozoïques. Ce socle n'est jamais visible dans le Haut Atlas calcaire. Cependant on peut admettre que la tectonique en touches de piano, observée dans le Haut Atlas occidental (Schaer, 1977) peut exister quelque part sous le Haut Atlas et sous les schistes paléozoïques.

5.10 Evolution structurale du Haut Atlas (Figure T44)

Le domaine du Haut Atlas a hérité de l'orogénèse hercynienne, un canevas de discontinuité d'orientation ENE-WSW comme le montre Proust et al (1977) sur l'accident du Tizi n'Test. (Figure T45)

Un régime distensif amorce, au Trias, l'auge atlasique; des dépôts continentaux rouges et des basaltes tholéïques constituent les premiers dépôts (Voir 1.2). L'orientation des bassins subsidés triasiques, obliques à la chaîne du Haut Atlas suggèrent déjà une disposition en échelon comparable à celle observée au Lias-Dogger dans le Haut Atlas de Rich. La naissance de ces bassins triasiques associés aux stades initiaux de l'ouverture de l'Atlantique (Dewey et al, 1973) peut s'expliquer par un système cisailant.

Durant la majeure partie du Lias, l'approfondissement de la fosse atlasique s'accroît. L'épandage des sédiments turbiditiques domériens et toarciens inférieurs étendus à toute l'auge atlasique restreint les possibilités d'existence de rides marquées. Durant cette période la distension prime les mouvements cisailants.

Les mouvements synsédimentaires enregistrés entre le Toarcien et le Bajocien marquent une réactivation drastique des mouvements cisailants. Les contraintes exercées sur la zone marocaine possèdent toujours une composante distensive qui permet l'accumulation de milliers de mètres de sédiments dans des bassins bordés par des rides. Ce modèle est en accord avec les schémas de Tapponier (1977) et de Mattauer (1977). La tectonique en compression de Studer (1980) au Toarço-aalénien n'est pas vérifiée. Les rides sont le résultat de coulissages sénestres qui permettent des compressions locales, dans un régime distensif (Figure T46, Dewey et al, 1973).

La configuration de l'auge atlasique au passage Lias-Dogger est comparable à l'actuel golfe d'Akaba, le long du décrochement sénestre de la mer Morte (Figure T47) (Garfunkel et al, 1981).

La tectonique cisailante du Lias supérieur-Dogger inférieur se poursuit durant une partie du Jurassique. La composante distensive disparaît au profit d'une composante en compression orientée NNE-SSW.

Les roches éruptives en boutonnières se mettent en place à cette époque et le clivage de dissolution qui marque la bordure des failles et intrusions est contemporain de ces mouvements. Notons que la phase tectonique finie jurassique-éocène de Mattauer (1977) et de Studer (1980) reposait sur des datations erronées des intrusions. L'épisode décrit correspondrait alors à notre phase jurassique.

Après cette première tectonisation jurassique, les évidences de mouvements crétacés sont rares. Citons pour mémoire la nappe de Toundout (Laville et al, 1977). Il semble par ailleurs d'après Michard (1976) que le Haut Atlas est une zone tectoniquement tranquille entre le Jurassique supérieur et le Crétacé.

D'après les datations réalisées par Tisserant et al (1976) sur les syénites néphéliniques du Tamazht, l'âge de ces roches est éocène. Or et on le voit sur la Figure T38, les syénites possèdent une structure interne qui trace une continuation des bancs de l'auréole dans le massif éruptif. Il est probable que les syénites se soient mises en place par assimilation des calcaires jurassiques de l'Atlas et fossilisent ainsi les traces des déformations ante éocène.

Dès l'Eocène, d'après les schémas de Dewey et al (1973) on assiste au renversement du déplacement relatif Espagne et Afrique du Nord. Cette configuration des plaques, si elle s'avère exacte, permet de générer les contraintes nécessaires à la réalisation de la deuxième phase de la tectonique du Haut Atlas.

Les syénites éocènes du Tamazhrt doivent être associées à cette phase tectonique qui se poursuit jusqu'au pontico-pliocène, âge probable de la mise en horst du Haut Atlas (Chèvremont, 1975; Schaer-Persoz, 1976; Studer, 1980).

Il n'est nulle part possible de vérifier la chronologie exacte des événements tertiaires, seules des datations nombreuses permettraient, liées à une étude structurale étendue du Tamazhrt et de la bordure adjacente du Haut Atlas, d'apporter quelques précisions à ce modèle.

Ajoutons encore que les déformations des laves ankaratritiques de la Haute Moulouya (Raynal, in Jérémie, 1955) laissent supposer une tectonique villafranchienne active et pourquoi pas une continuation actuelle de l'orogénèse atlasique.

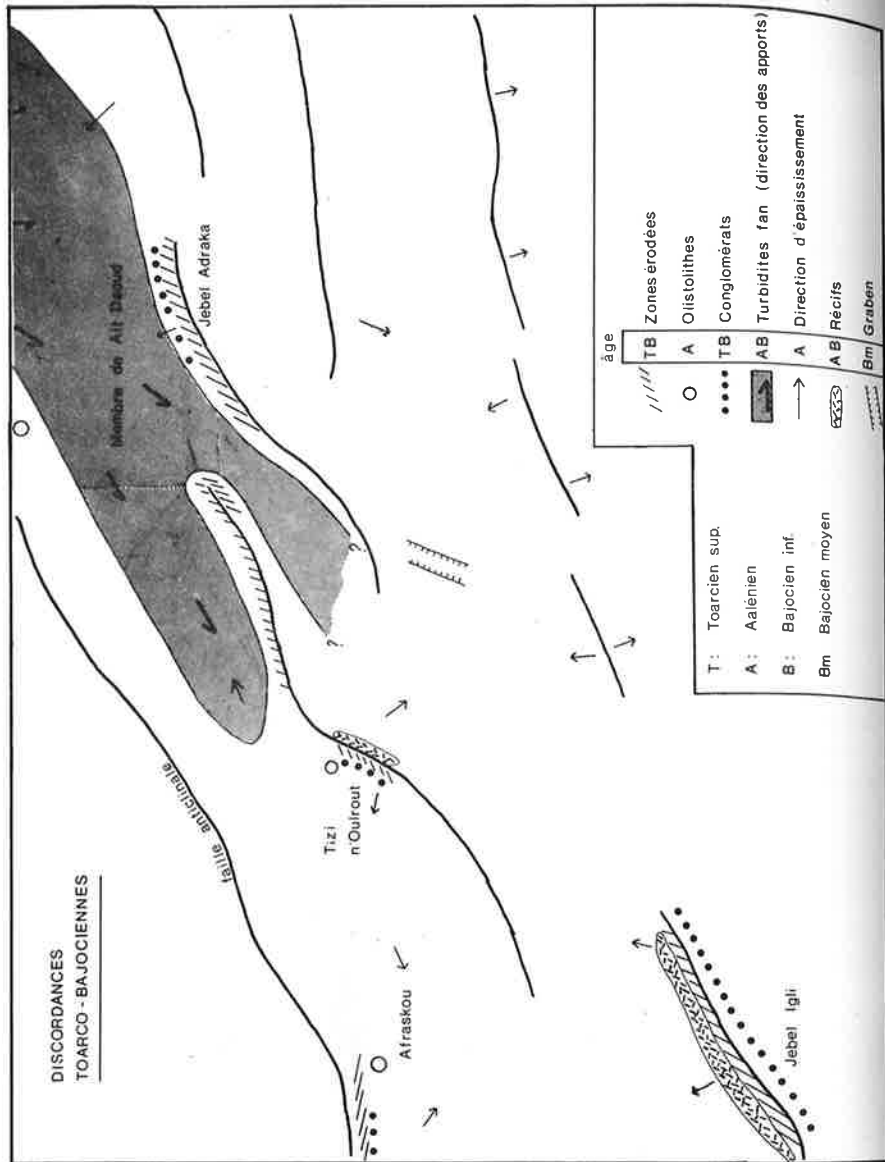


Figure T2 : Carte des discordances toarço-bajociennes résultant des déformations synsédimentaires

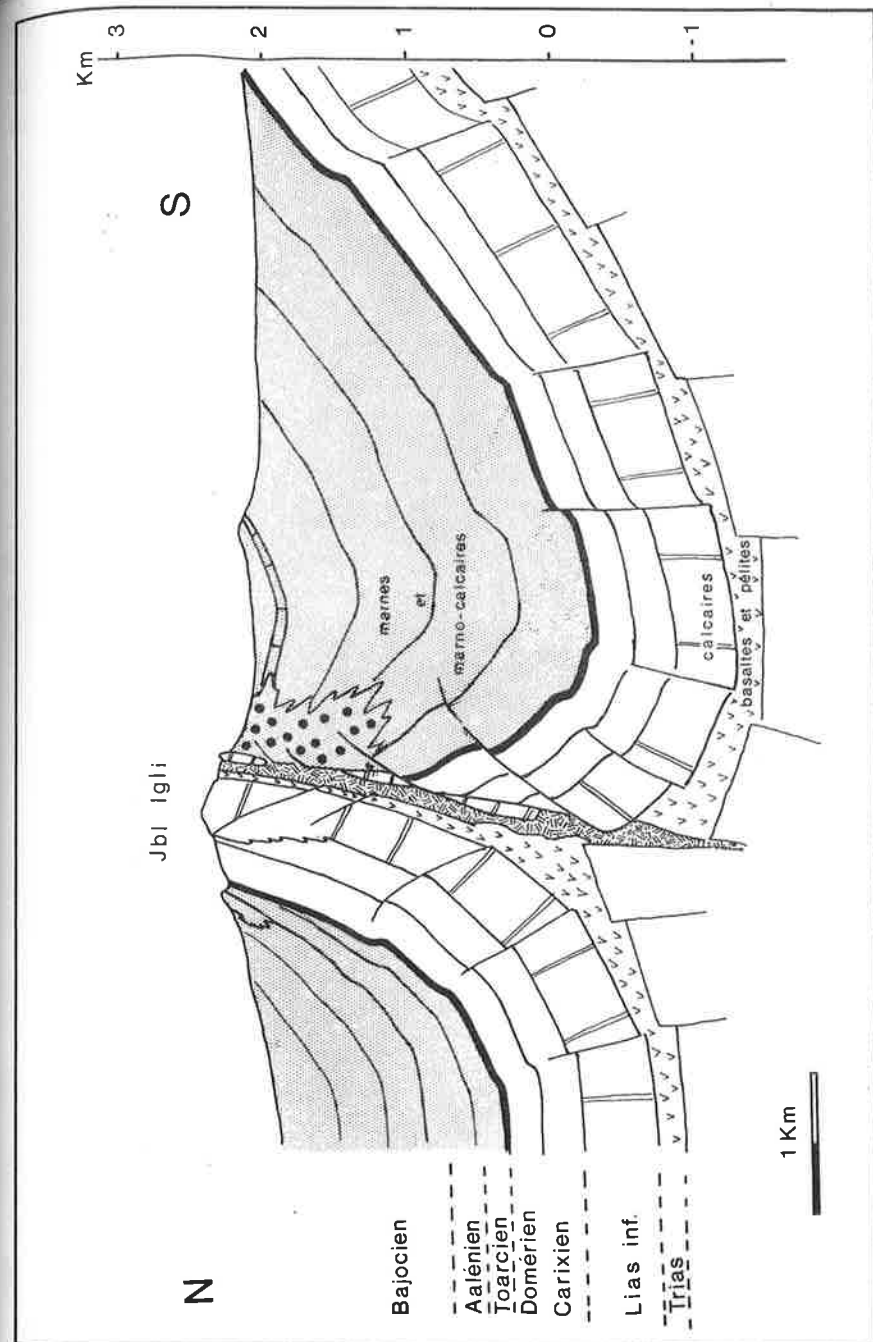


Figure T3 : Coupe géologique au travers du jebel Igli, montrant sur le flanc nord, l'amincissement des marnes du Toarço-Aalénien et les dépôts conglomératiques du flanc Sud

JEBEL IGLI

niveau condensé
Toarcien sup. - Aalénien

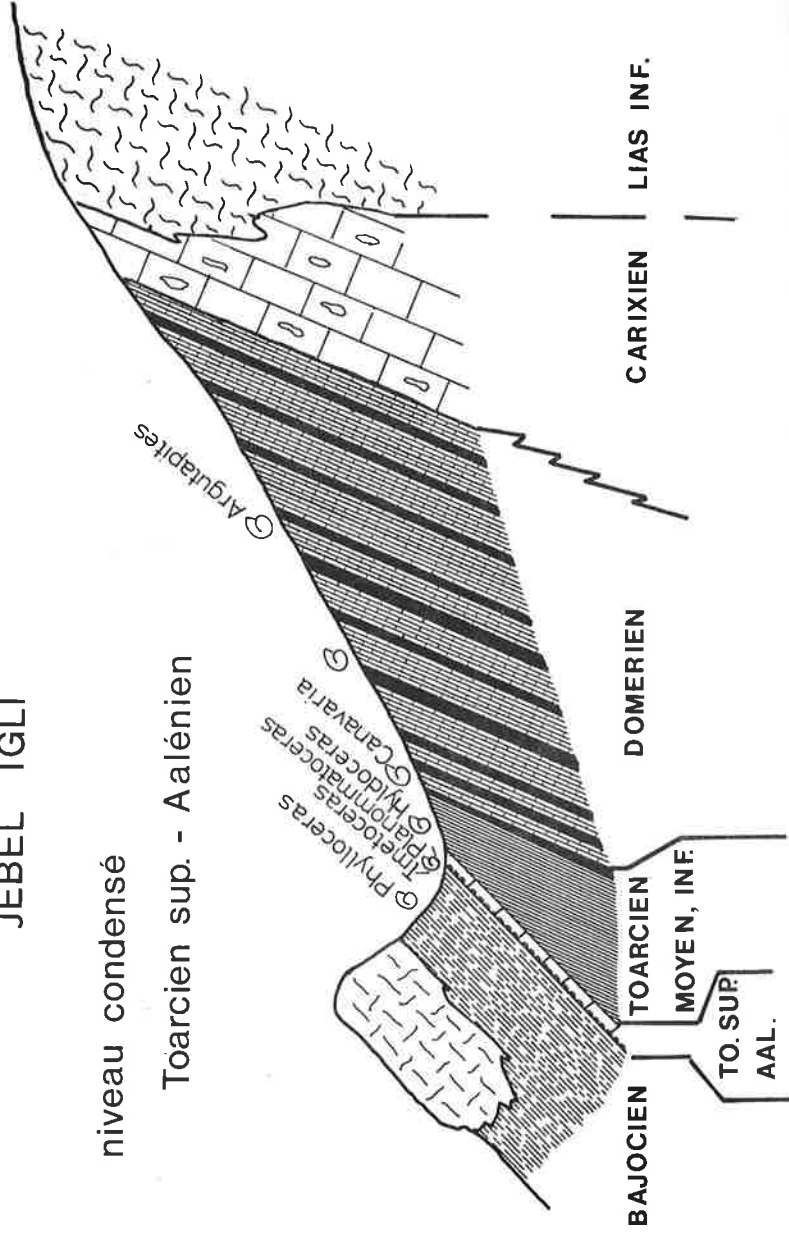


Figure T4 : Coupe du flanc Nord du jebel Igli montrant la discordance toarço-aalénienne et la localisation des ammonites

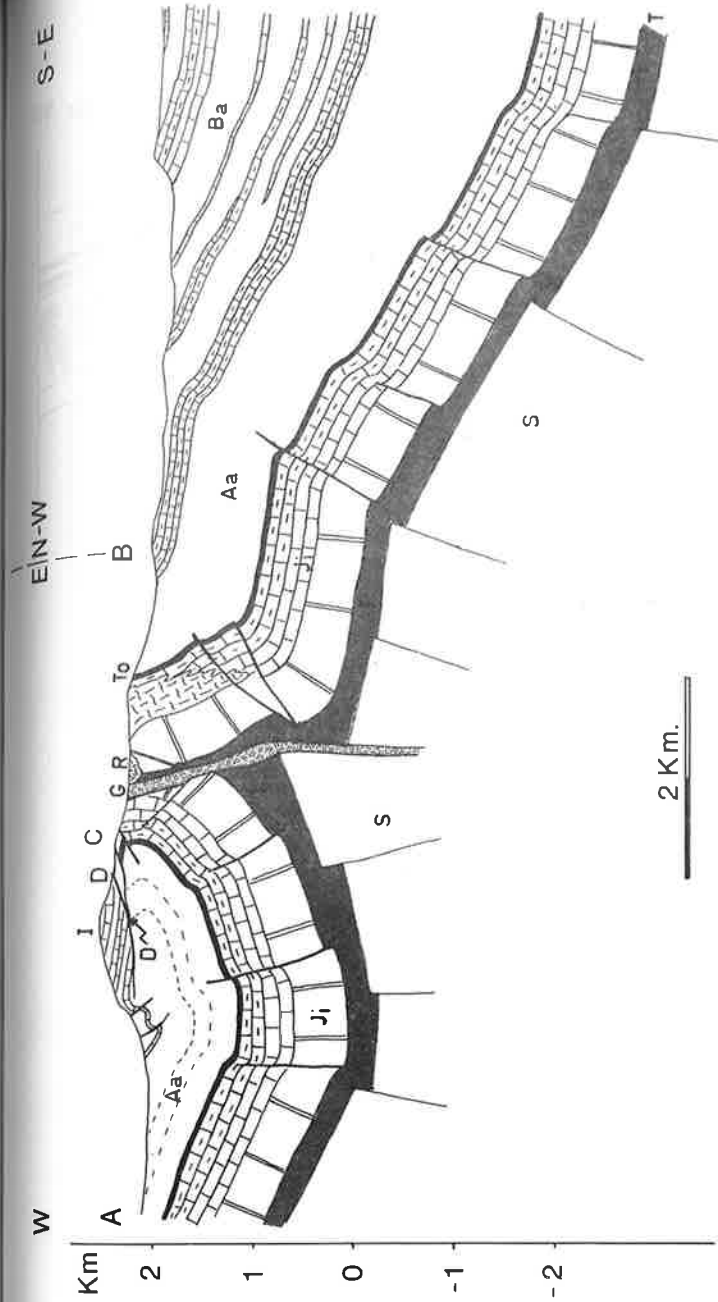
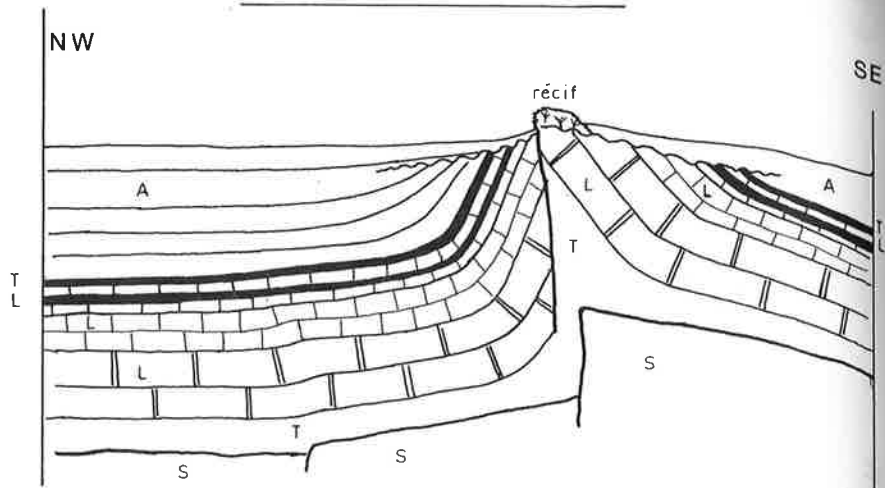


Figure T5 : Coupe géologique du secteur du Tizi n'Oulrout.
S: socle, I: Trias, J: calcaires des formations d'Igikel de l'Aberdouz et de l'Ouchbis, To: formation de Tagoudit, Aa: formation d'Agoudim; membre inf, Ba: formation d'Agoudim, membre supérieur, R: récif bajocien, D: discordance synsédimentaire reprise dans le chevauchement (C), G: gabbro, I: Ich n'Idallou; situation voir carte Figure T11

Tizi n'Oulrout au Bajocien inférieur



- S Soile
- T Trias
- Li formation d Idikel
- La " de l'Aberdouz
- Ld " de l'Ouchbis
- To " de Tagoudit
- A " d'Agoudim

Figure T6 : Reconstitution du secteur du Tizi n'Oulrout au Bajocien inférieur

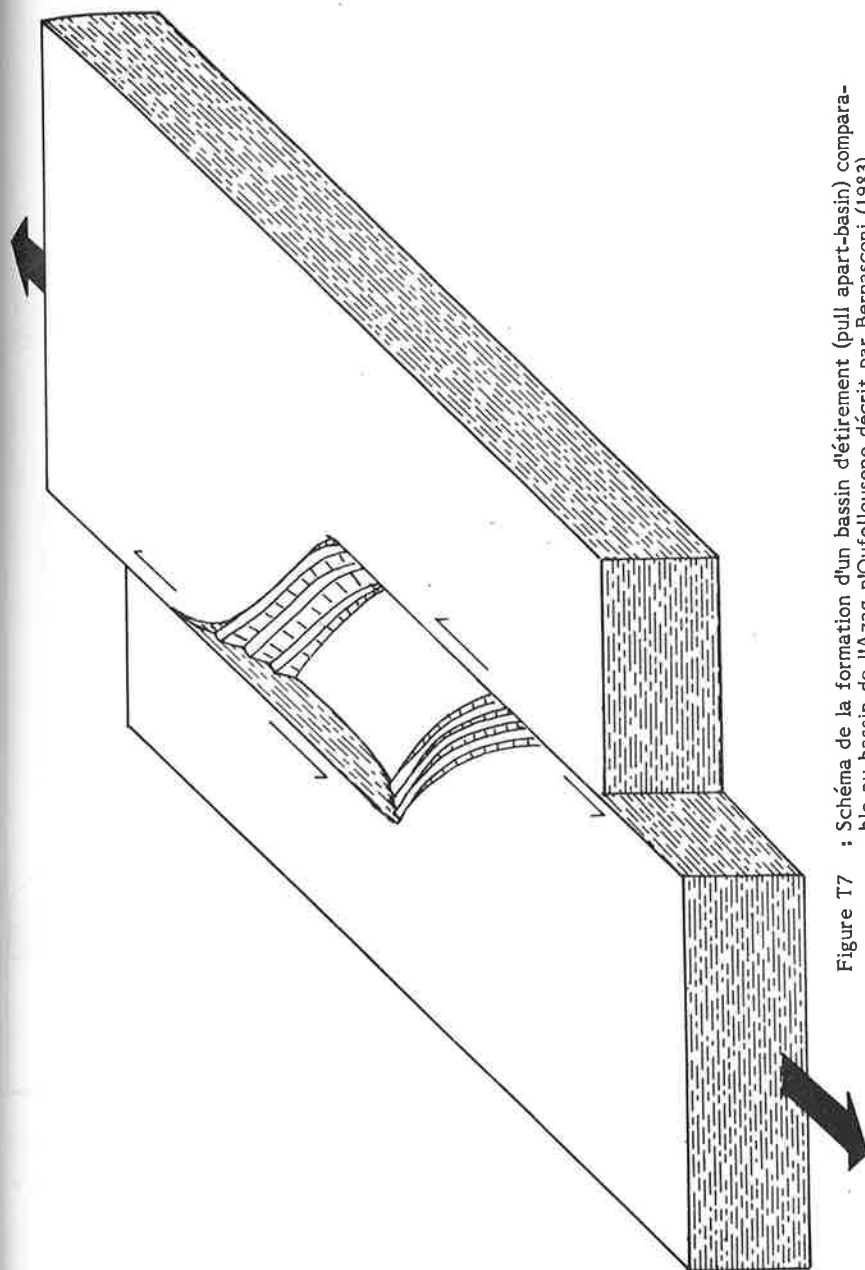


Figure T7 : Schéma de la formation d'un bassin d'étiement (pull apart-basin) comparable au bassin de l'Azag n'Oufellousene décrit par Bernasconi (1983)

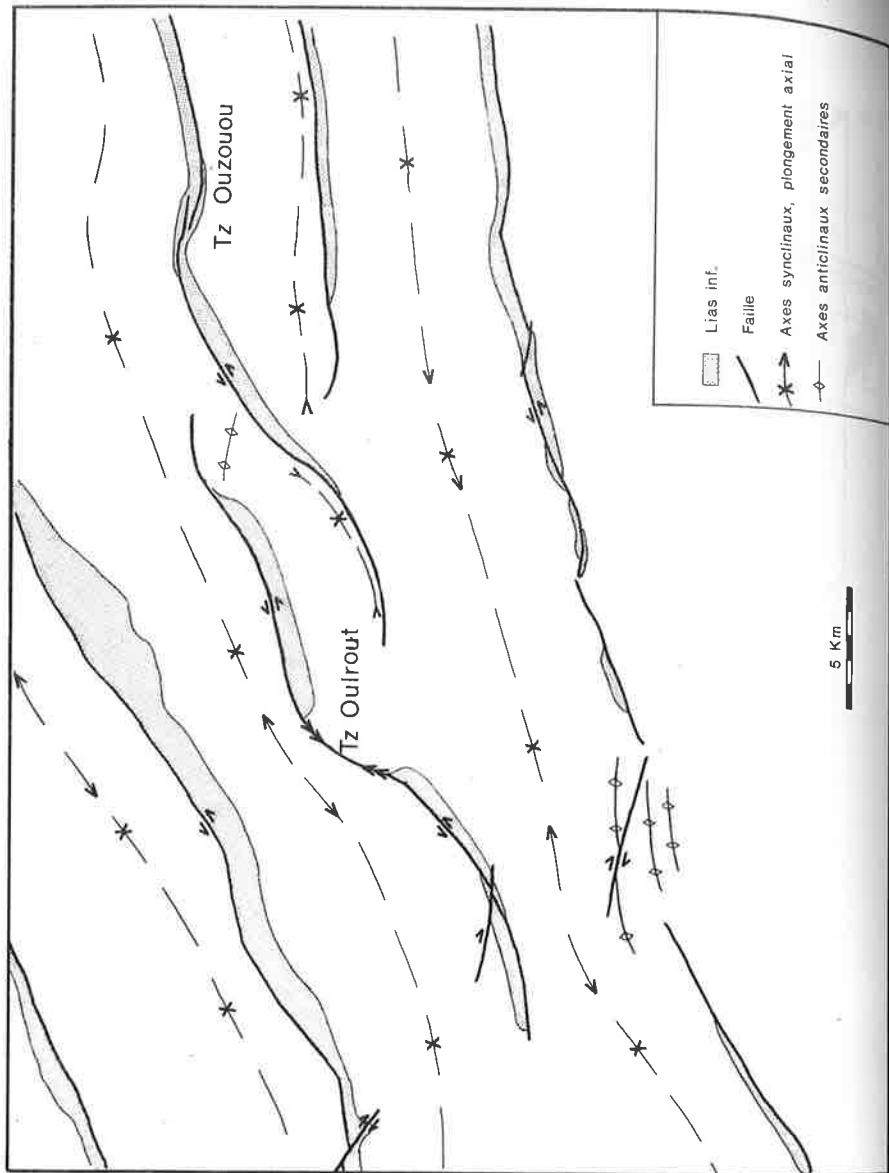


Figure T8 : Carte des failles et structures anticlinales et synclinales actuelles entre le jebel Ayachi et Rich

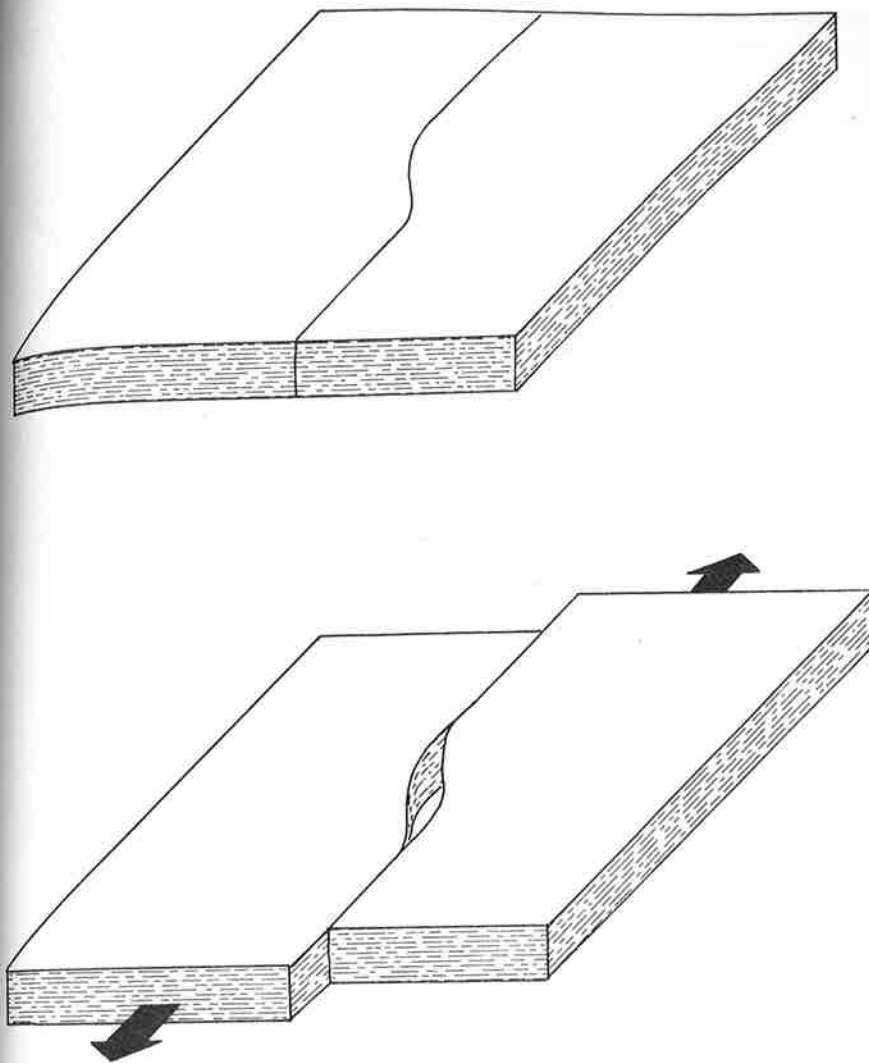


Figure T9 : Schéma de l'ouverture d'une fente de tension à la faveur d'un mouvement cisailant sénestre le long d'une faille

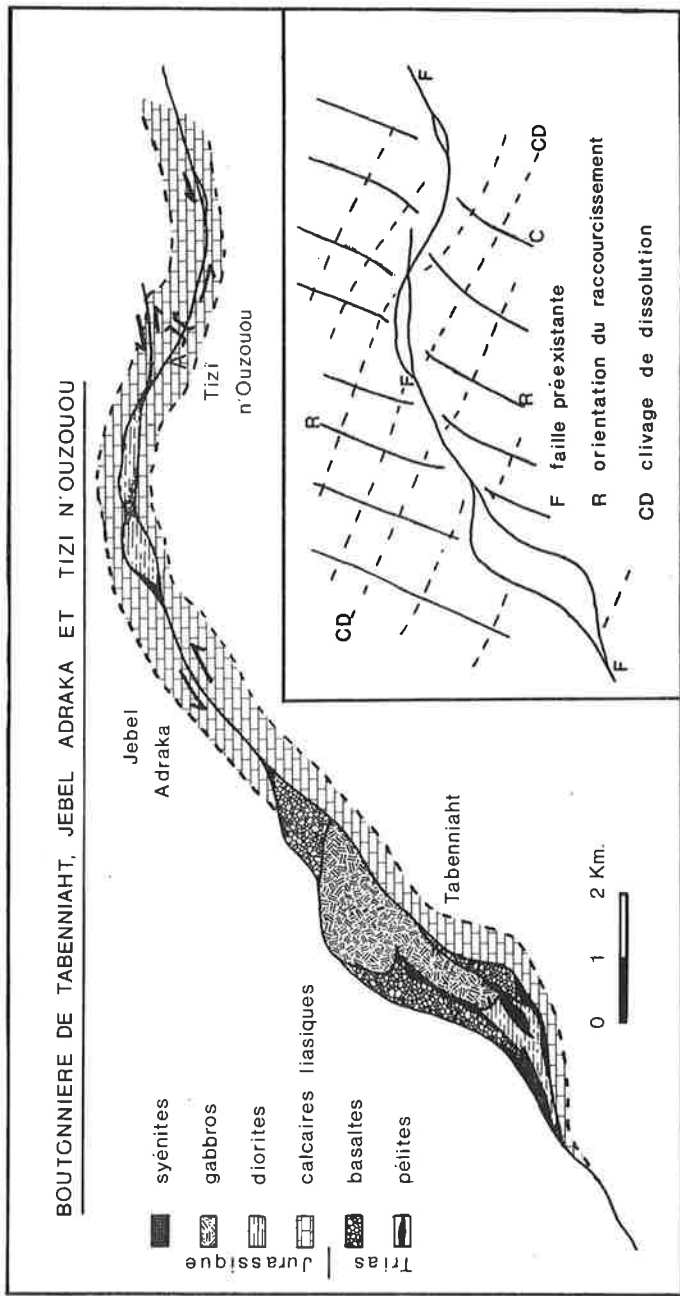


Figure T10 : Carte schématique du pluton de Tabenniath montrant l'allure de fente de tension de l'intrusion et le schéma des déformations synéruptives (A: Tizi n'Ouzouou)

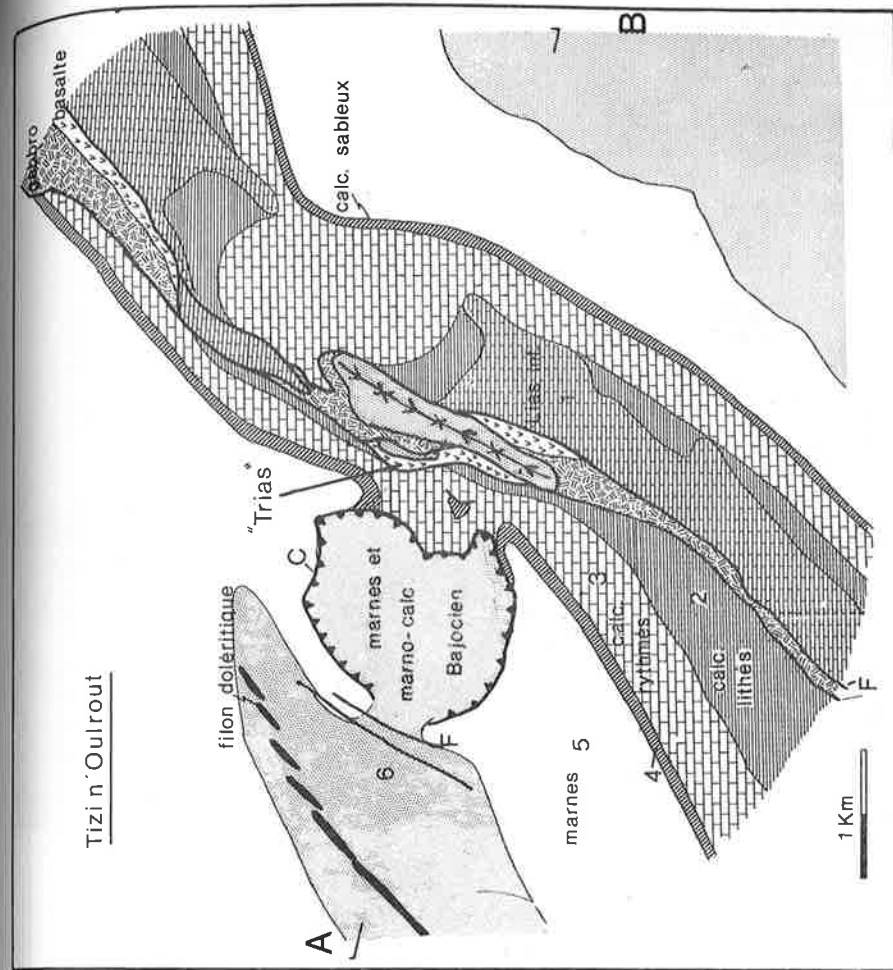


Figure T11 : Carte géologique de la région du Tizi n'Oulrout
A-B: Trace de T5
C: Chevauchement de l'Ich n'Idalioun
F: Failles, contact anormal
1. Formation d'Idikel
2. Formation de l'Aberdouz
3. Formation de l'Ouchbis
4. Formation de Tagoudit
5. Formation d'Agoudim, membre inf, marneux
6. Formation d'Agoudim, membre sup, marno-calcaire

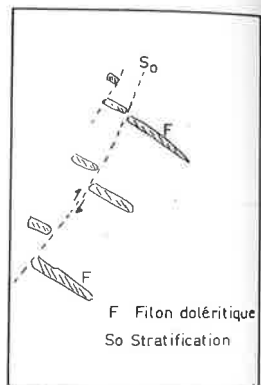


Figure T12 : Filons doléritiques jurassiques en échelons sénestres sur le flanc Nord du jebel Adraka. Les filons sont en outre déformés par glissement banc sur banc (Voir 5.8.4)

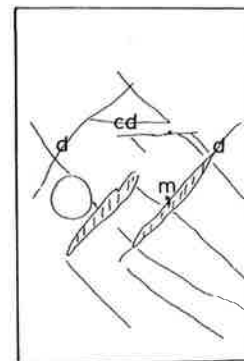


Figure T13 : Plaque de calcaire de la formation de Tagoudit injectée par des marnes selon une direction parallèle aux filons doléritiques

cd : clivage de dissolution ; d : diaclases préexistantes ; m : marnes injectées

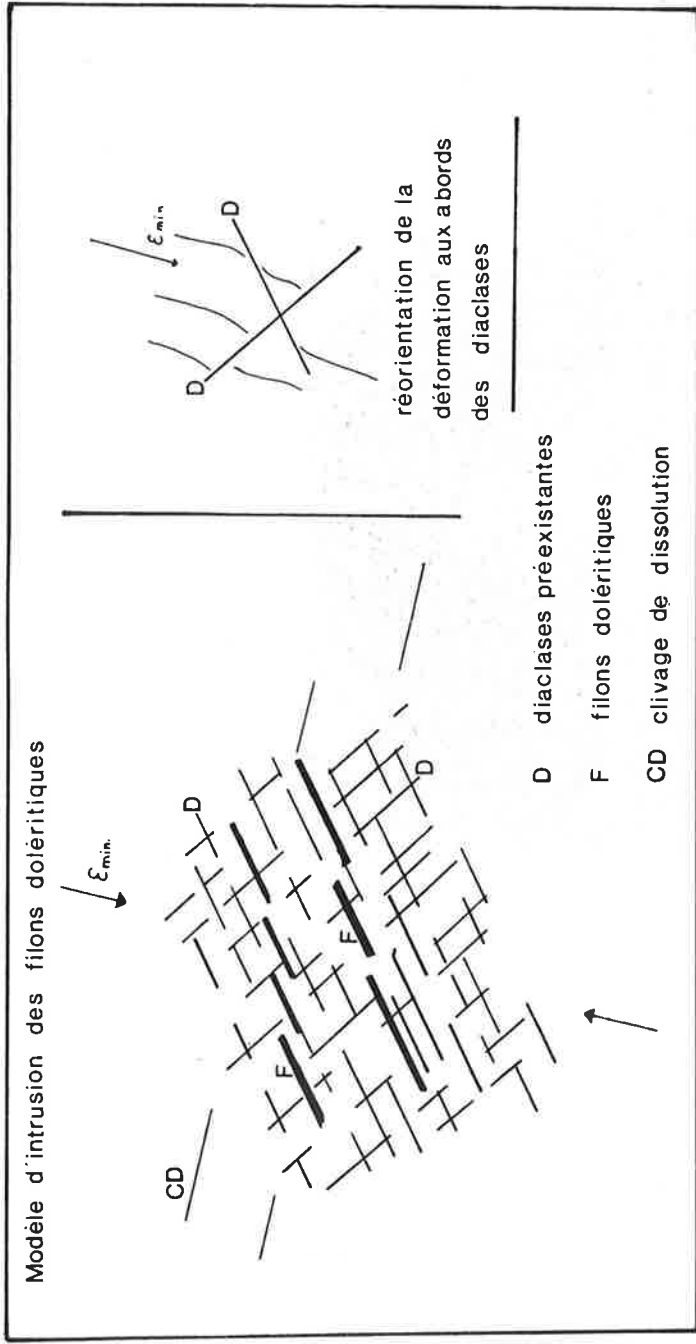


Figure T14 : Modèle d'intrusion des filons doléritiques du Haut Atlas dans un canevas de diastases préexistantes

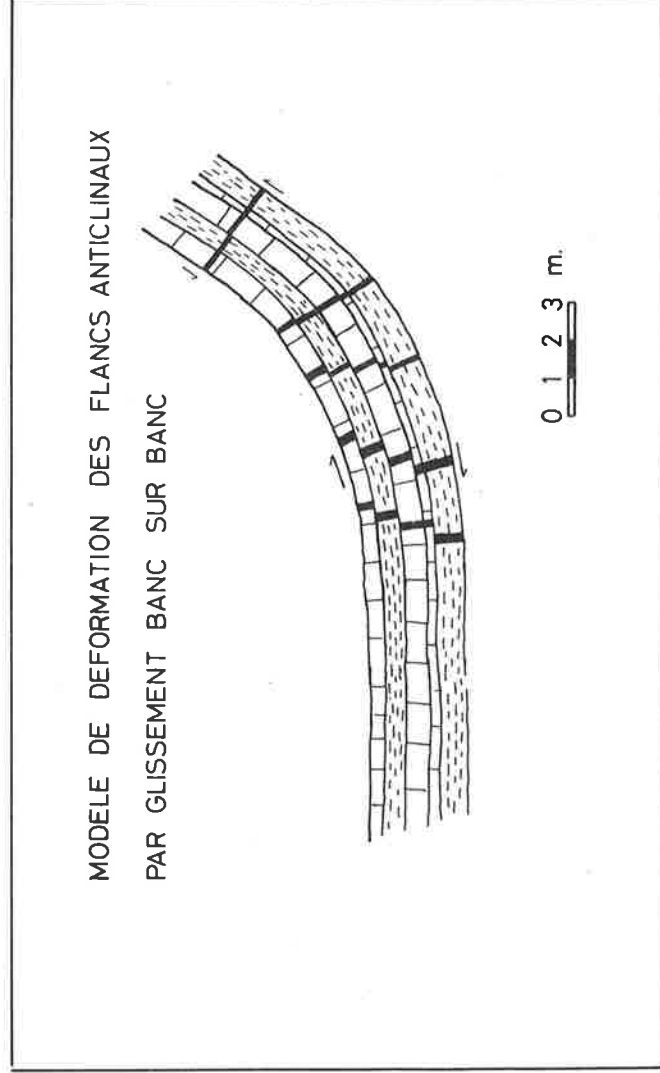


Figure T15 : Flanc nord du jebel Adraka, intrusion et déformation des filons doléritiques par glissement banc sur banc

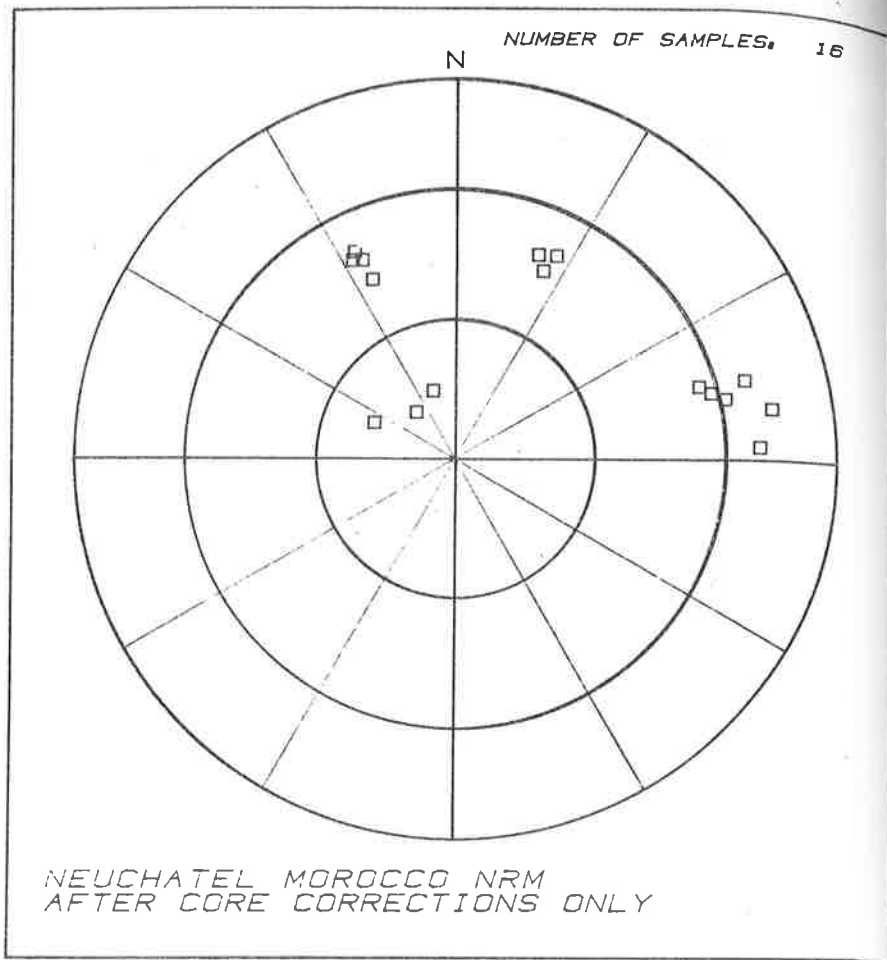


Figure T16 : Diagramme des pôles paléomagnétiques rémanents des filons doléritiques déversés sur le flanc Nord du jebel Adraka (Hémisphère inférieur)

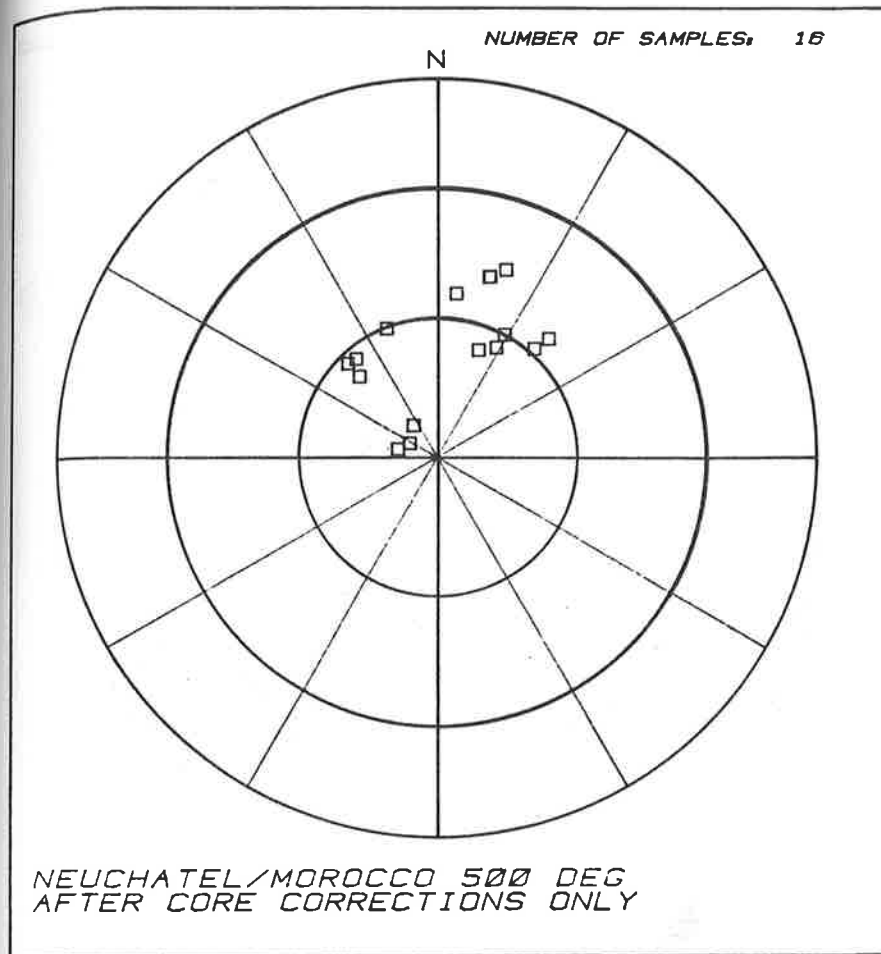


Figure T17 : Diagramme des pôles paléomagnétiques rémanents des filons doléritiques déversés sur le flanc Nord du jebel Adraka après démagnétisation par chauffage à 500° C (Hémisphère inférieur)

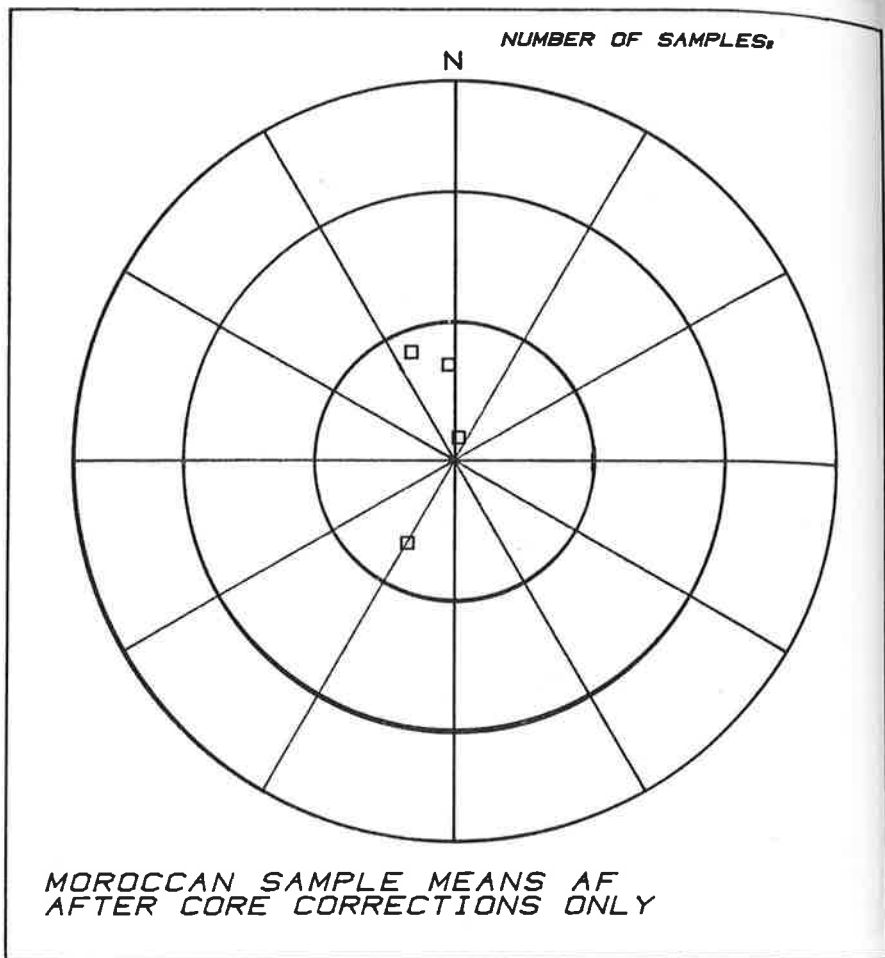


Figure T18 : Diagramme des pôles paléomagnétiques rémanents des filons doléritiques déversés sur le flanc Nord du jebel Adraka après démagnétisation dans un champ alternatif (Hémisphère inférieur)

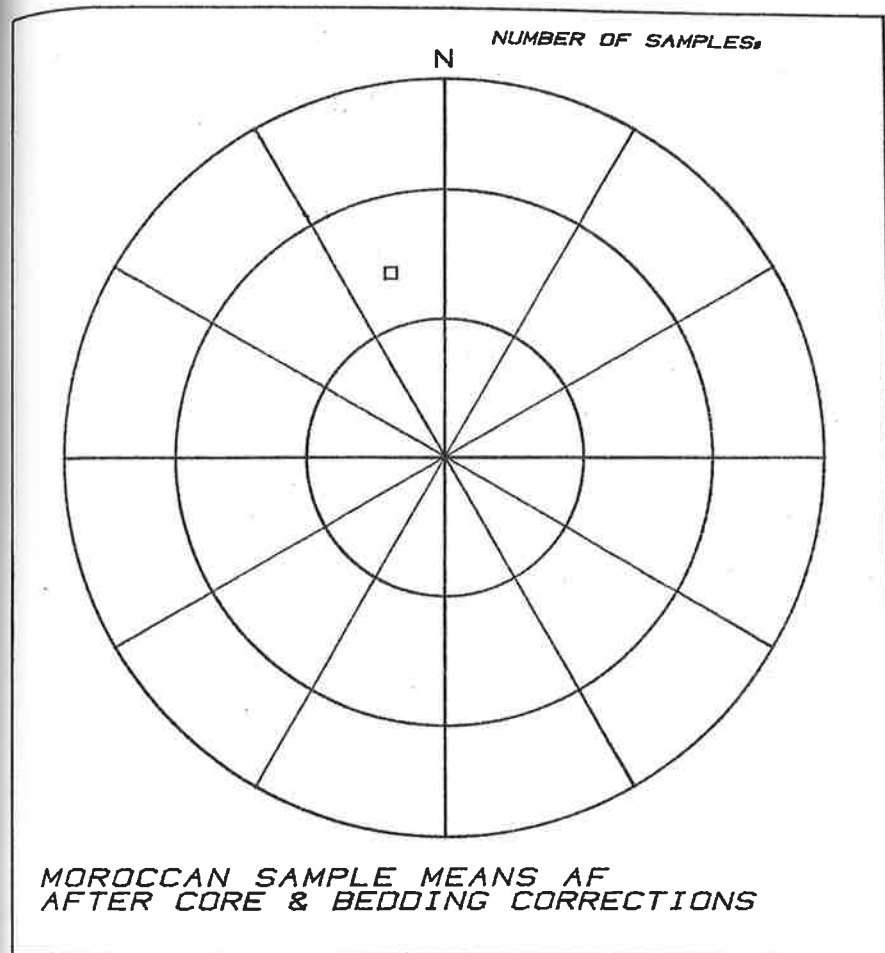


Figure T19 : Pôle paléomagnétique d'un filon vertical non tectonisé (Hémisphère inférieur)

Site location and formation	Age (m.y.)	Decl.	Incl.	α_{95}	K	R	Sites	Sam- ples	Treat- ment	Geomagnetic pole	Reference
H7 Tizi 'n Tichka red st. and intrusions	31.5N 7.4W	165.0	-23.0	22.0	18		4	22		66.5S 87.0E	Bardon et al. (1973)
H8 extra Sahara flows	M. Triassic						4	10		72.0S 81.0E	
H9 Jerda limestone	34.3N 2.3W	347	54.6	4.0	156		8	8		79.3S 96.0E	Daly and Pozzi (1976)
H10 Khenifra basalt	32.9N 5.6W	327.4	35.5	3.2	206		8	8		56.1S 68.0E	
H11 Jerda Redbeds	34.3N 2.2W	345	38.9	2.3	201		19	19		72.0S 48.6E	
H12 Beni Snassen basalts	34.8N 2.1W	326.3	37.6	7.8	27		12	12		57.4S 72.0E	
H13 Tazzena basalts	34.1N 4.1W	346.8	54.4	4.2	185		6	6		79.1S 94.2E	
H14 Middle Atlas basalts	347.0	31.0	7.0				190	190		71.0S 36.0E	Michard et al. (1975)
M3 Moroccan Triassic pole, combination of M11 and M12, H5, H6, H11, H12, H14; $\alpha_{95} = 15.8$.										70.8S 67.4E	
JURASSIC											
M13a,b Imiter massif (1) basalt flow (2) south of Midelt near Rich	33.0N 5.0W	165.1	14.3	26.0	7.5	5.337	1	6	150 Oe	49.4S 12.6W	This paper and Martin (1976)
M14 Limestone turbidites	35.7N 7.6W	339.5	3.5	23.8	8.8	5.443	1	6	150 Oe	53.3S 30.8W	
M15 Limestone outcrop near Rich	35.9N 7.6W	342.7	68.0	7.1	164.2	3.982	4	4	250 Oe	61.6S 30.1E	
M16 Imiter Massif gabbro	33.0N 5.0W	240.5	14.8	6.8	66.2	7.894	1	8	150 Oe	70.2S 138.8E	
M17 Imiter Massif diorite	33.0N 5.0W	299.4	34.3	19.1	23.8	3.874	1	4	150 Oe	19.7S 71.5E	
M18 Imiter Massif	33.0N 5.0W	265.5	26.1	20.6	11.4	5.565	1	6	150 Oe	34.4S 86.2E	
M19 Bin-el Ouidane limestone	33.0N 5.5W	27.6	72.1	3.1	43.8	45.950	47	47	250 Oe	3.7S 98.9E	
M20 Ouarouzaht limestone	33.0N 5.5W	29.7	61.5	9.8	9.5	22.487	25	25	250 Oe	59.4S 156.0W	
H15 Draa Valley sills	29.8N 7.0W	339.0	27.5	4.5	70	15.785	16	90		65.5S 50.5E	Hailwood and Mitchell
H16 Foum Zguid dike	30.9N 6.9W	325.0	40.0	4.0	316	4.987	5	23		58.0S 79.0E	Hailwood and Mitchell (1975)
H17 Central Atlas Intrusions	31.5N 5.8W	318.5	38.5	22.0	10	5.494	6	21		53.0S 81.5E	
mMCH Moroccan Jurassic geomagnetic pole, combination of M14, H15; $\alpha_{95} = 21.5$.											
CILETACEOUS											
M21 Red Sandstone near Ksar es Souk	32.0N 4.5W	340.8	29.8	15.5	15.9	6.624	7	7	450°C	66.3S 47.4E	This paper and Martin
M20 High Atlas Red Sandstone	31.7N 6.9W	347.5	39.0	6.0	117	4.966	5	28		75.0S 36.5E	Hailwood (1975)
H21 Red Sandstone near Beni Mellal	L. Cretaceous	314.0	28.0	8.0			13	88		45.0S 71.0E	Michard et al. (1975)

Figure T20 : Tableau des pôles paléomagnétiques du Maroc à la fin du Jurassique moyen selon divers auteurs

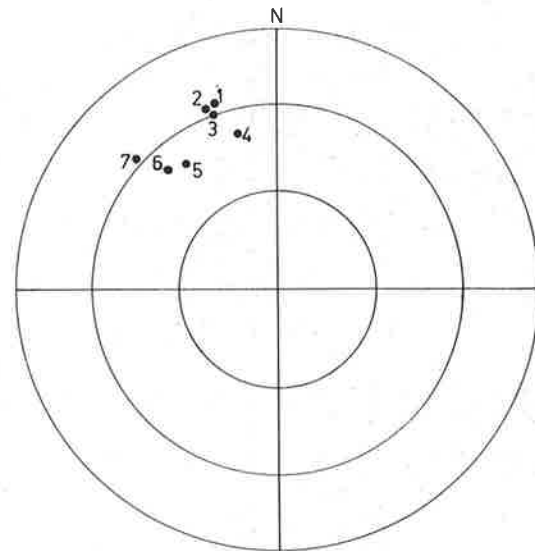


Figure T21 : Diagramme des pôles paléomagnétiques du Maroc à la fin du Jurassique moyen. Les chiffres se rapporte au tableau (Figure T21) (Hémisphère inférieur)

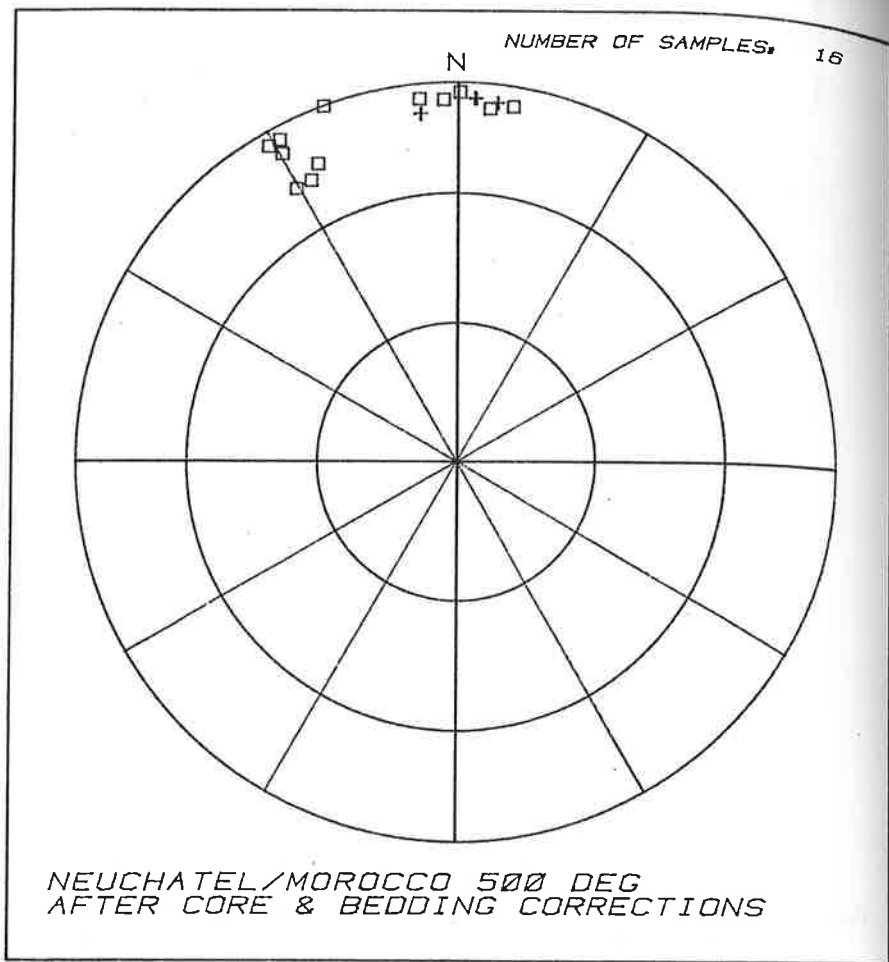


Figure T22 : Diagramme des pôles paléomagnétiques rémanents des filons doléritiques déversés sur le flanc Nord du jebel Adraka après démagnétisation par chauffage à 500° C, et corrections de pendage (Hémisphère inférieur) Les + représentent des pendages déversés (pt dans l'hémisphère inférieur du canevas)

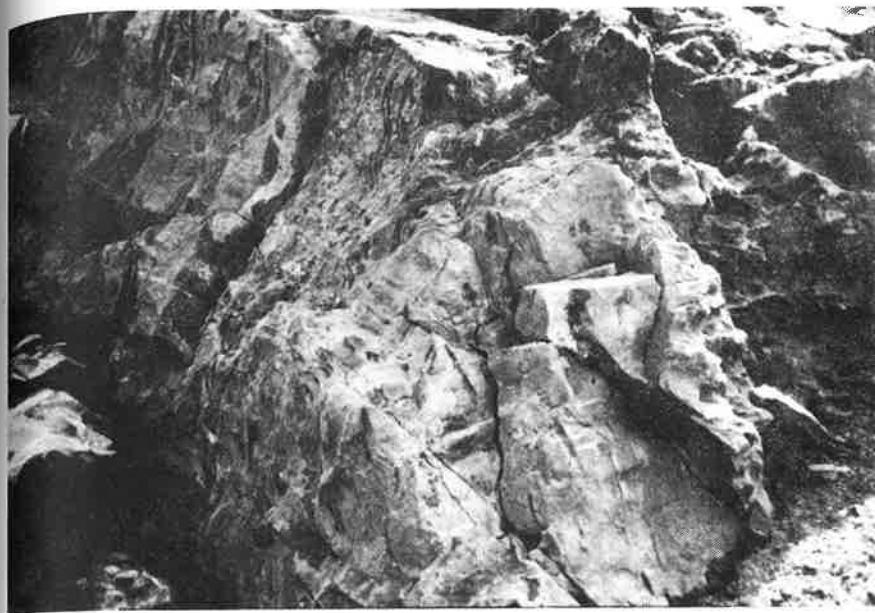
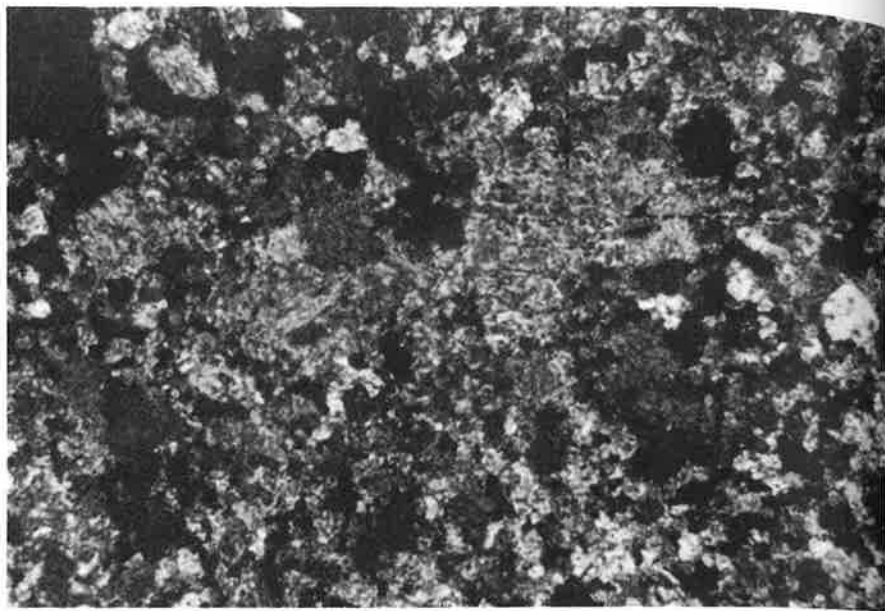
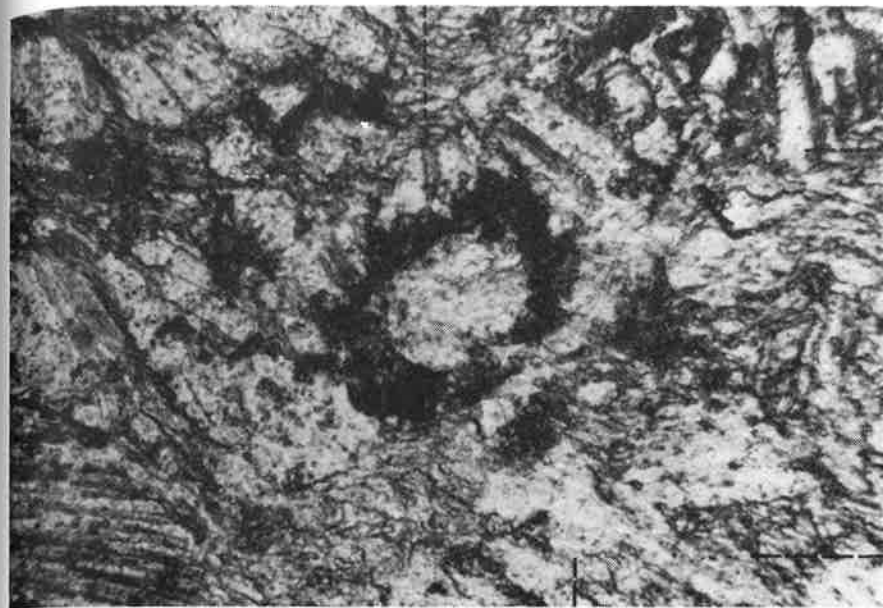


Figure T23 : Photo du marbre de l'auréole métamorphique, à la bordure de l'intrusion du jebel Ayachi



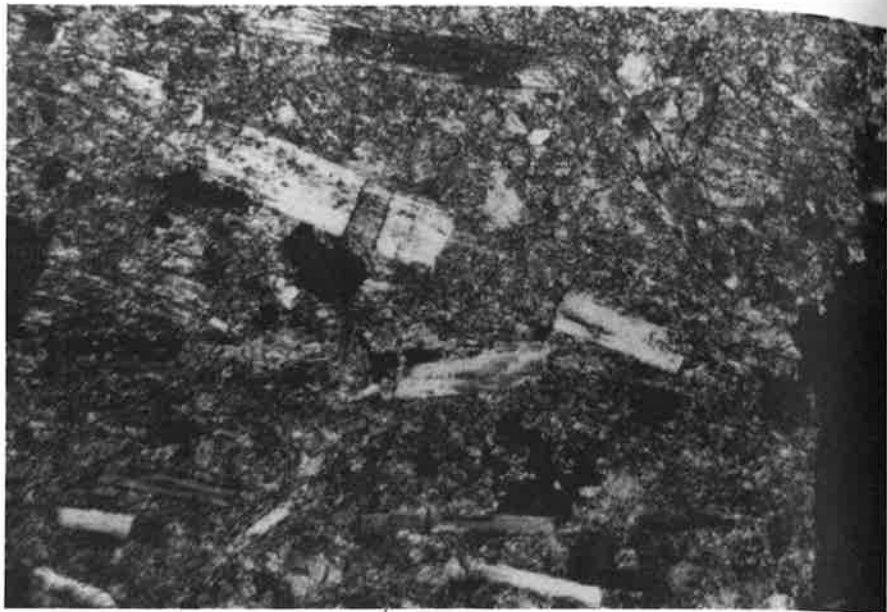
0,1 mm

Figure T24 : Calcaire de la formation du jebel Aberdouz sans recristallisation métamorphique (Extérieur de l'auréole du jebel Ayachi, échantillon E943 (Voir Figure M6)) Noter le monocristal d'échinoderme (flèches)



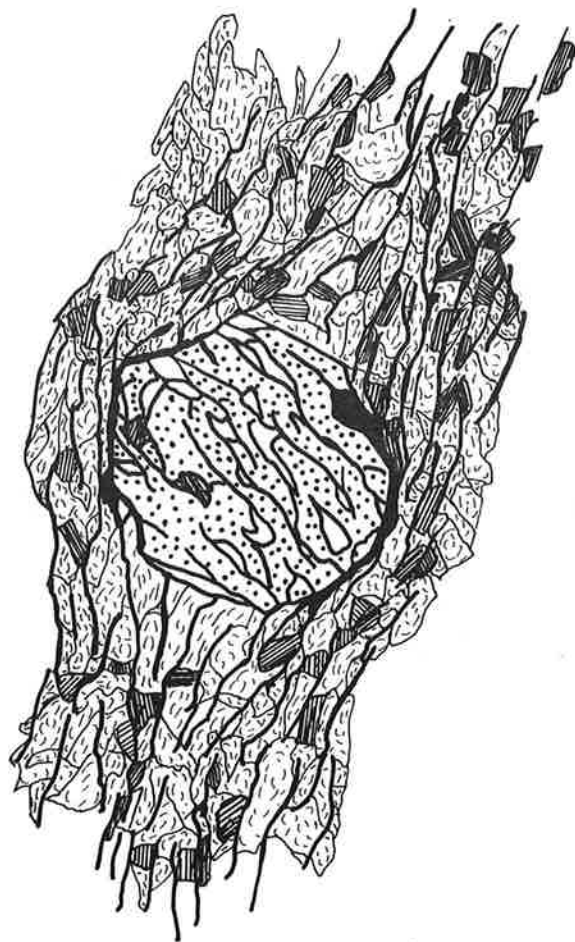
0,1 mm

Figure T25 : Recristallisation des calcaires dans l'auréole métamorphique du jebel Ayachi à 0,1 m du contact, échantillon N° E930 (Voir Figure M6)
(— : joints suturés)



0,1mm

Figure T26 : Amphibole orientée selon une direction verticale dans l'auréole métamorphique et traces de déformations post-éruptives (boudinage et ombres de pression)



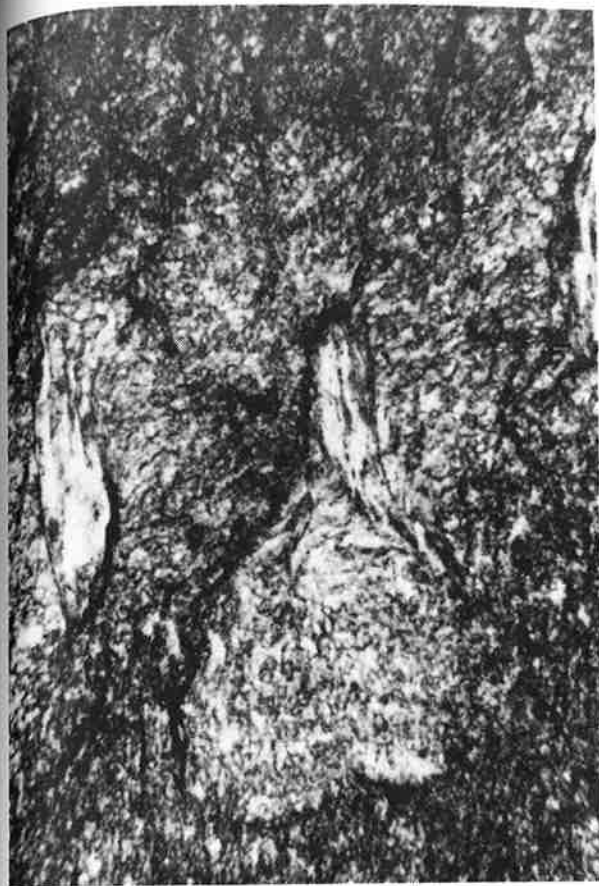
0,1 mm.

Figure T27 : Grenat de l'auréole métamorphique
Le minéral a fossilisé un clivage de dissolution . Les déformations post-métamorphiques ont créé un clivage dans la calcite et provoqué une rotation du grenat. Des flammes de calcite traduisent des ombres de pression

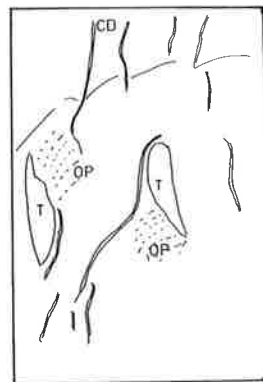


0,1 mm

Figure T28 : Albite mâclé et ombres de pressions post-métamorphiques



0,1 mm



T Talc
OP Ombres de pression
CD Clivage axial

Figure T29 : Talc dans un pli post-métamorphique. Le plissement a provoqué une rotation du talc; des fibres de calcite fossilisent cette rotation

AUREOLE METAMORPHIQUE DU JEBEL AYACHI

Etude microstructurale de la calcite

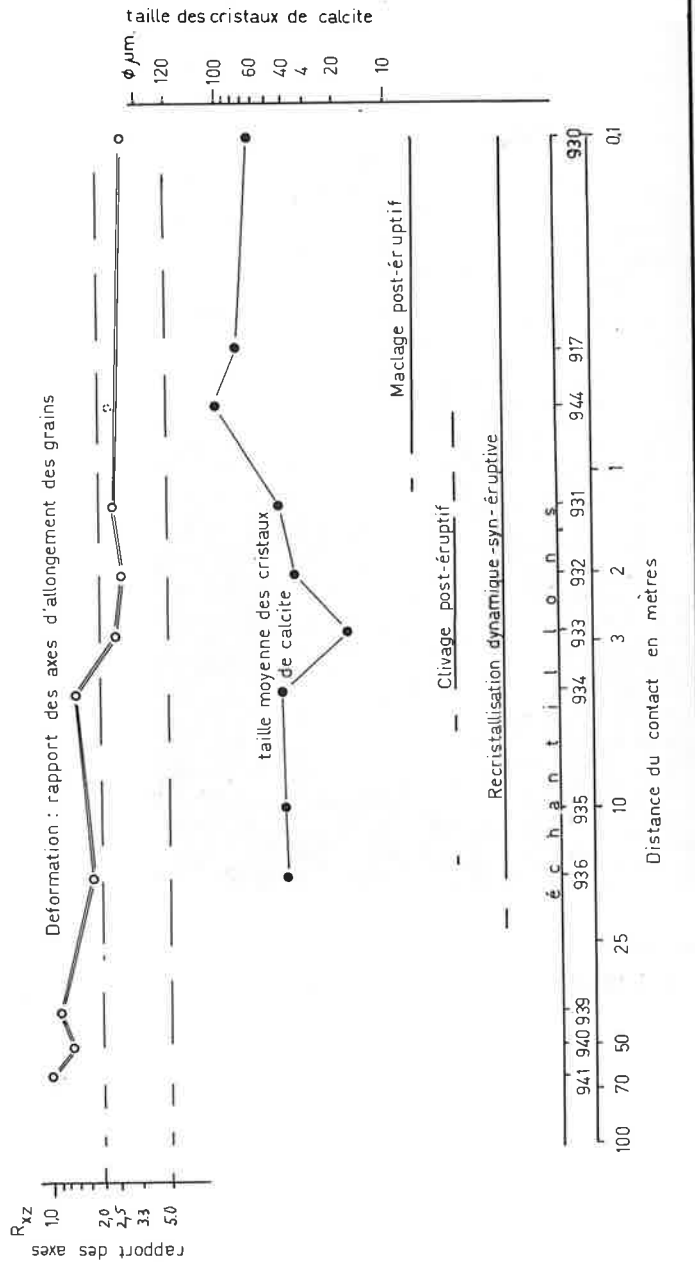


Figure T30 : Schéma synoptique de l'étude des cristaux de calcite au travers de l'aureole métamorphique du jebel Ayachi: taille des cristaux, allongement des grains et types de déformations post-intrusives, Echelle logarithmique

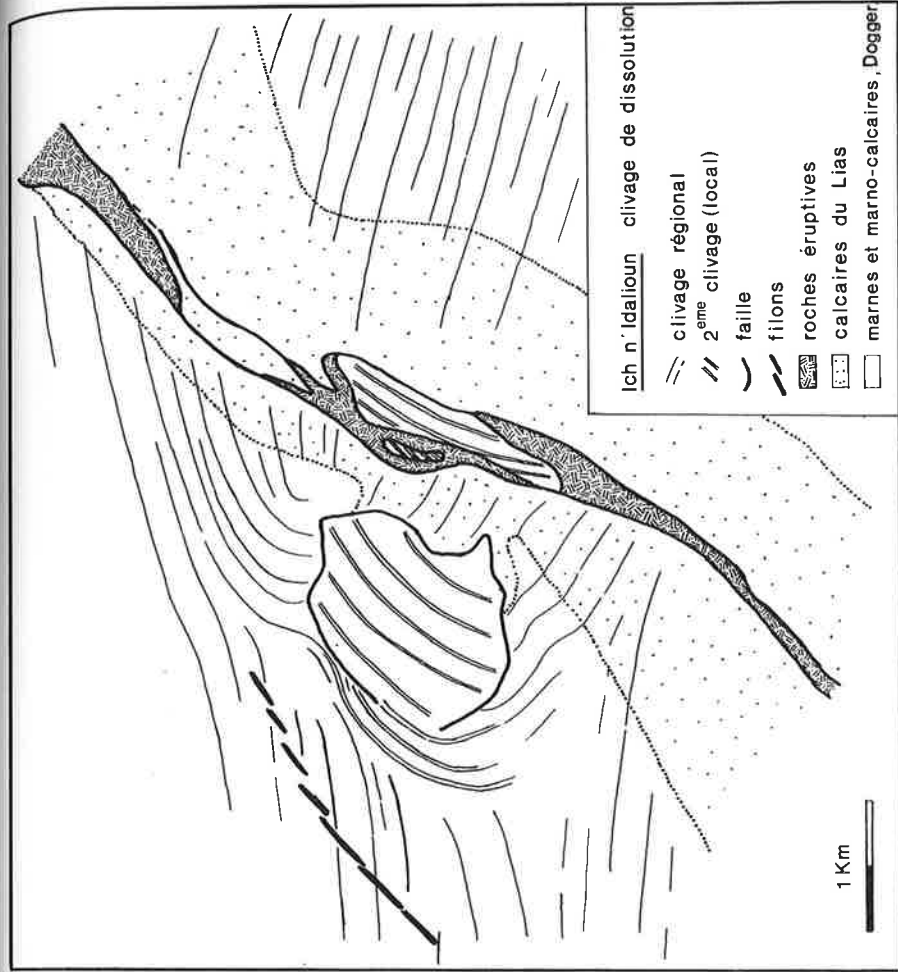


Figure T31 : Carte des clivages de dissolution mesurés au Tizi n'Oulrout et au jebel Ich n'Idalioun, la Figure T11 donne la carte géologique de ce secteur

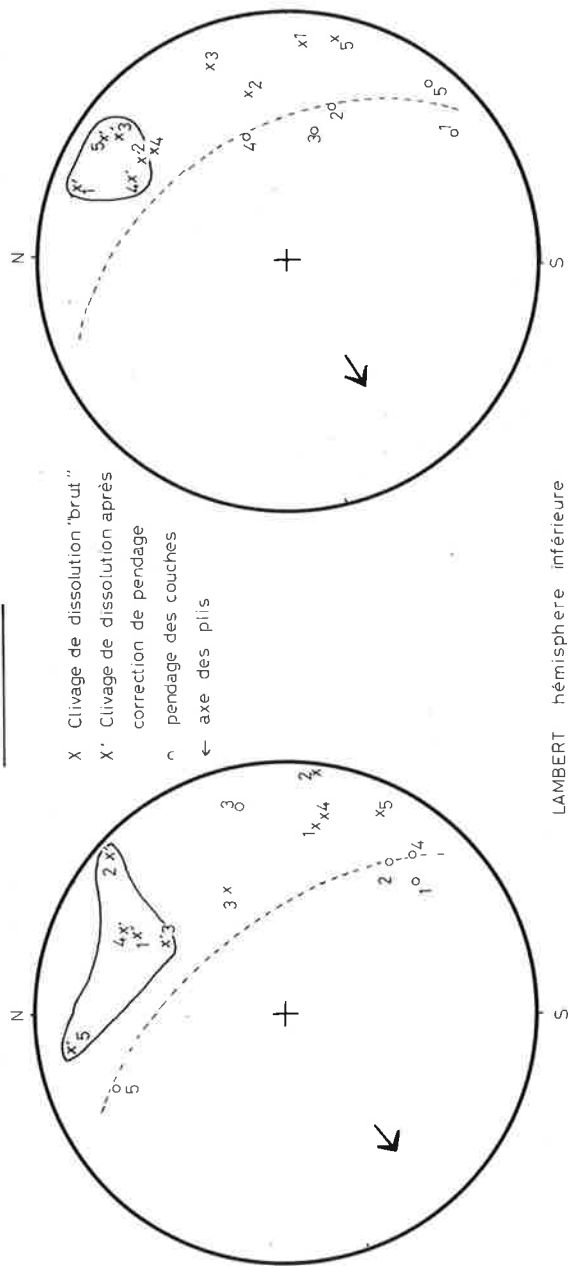


Figure T32 : Diagrammes stéréographiques des clivages du Tizi n'Oulrout bruts et après corrections des déformations post-éruptives

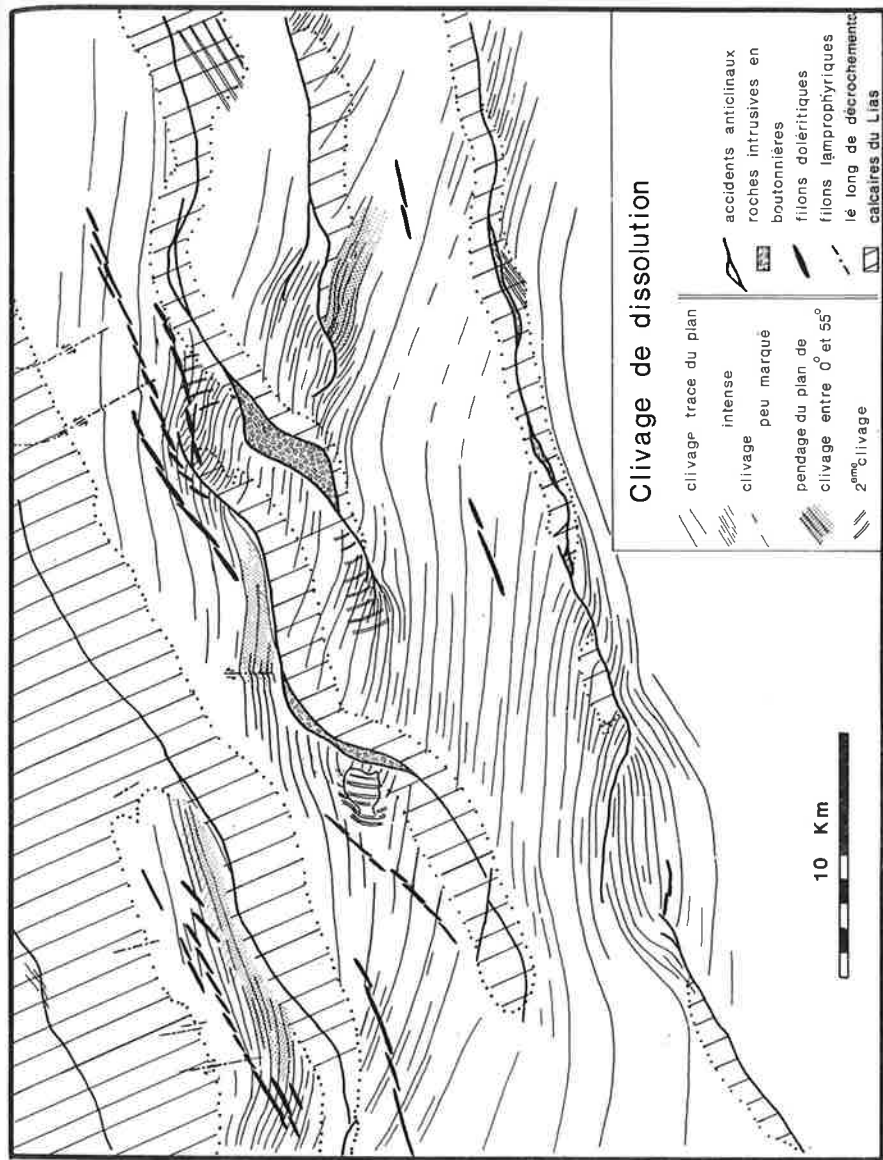


Figure T33a : Carte des clivages de dissolution mesurés dans le secteur situé entre l'Ayachi et Rich

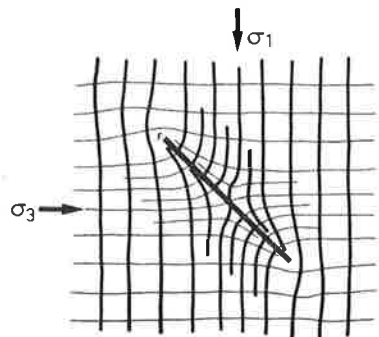


Figure T 33 b Réorientation des contraintes aux abords d'une grande faille (Anderson, 1951).

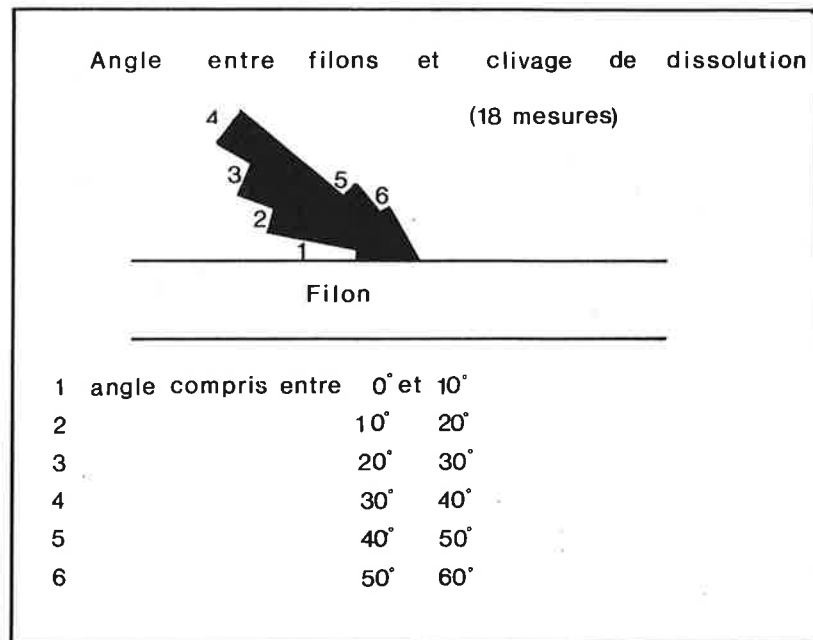


Figure T34 : Relation entre filons doléritiques et clivage de dissolution.
Répartition du nombre de mesures selon l'angle entre l'azimuth du plan de clivage et l'azimuth du filon.

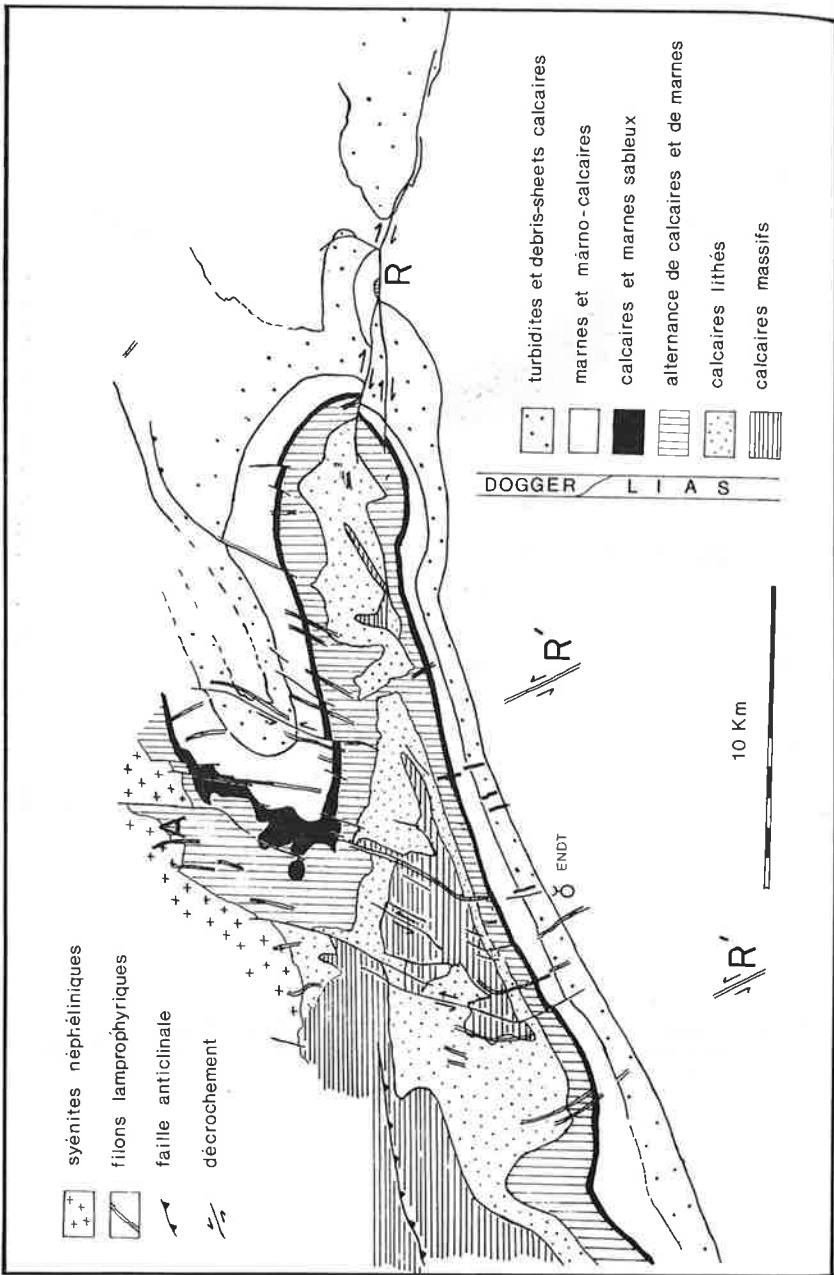


Figure T35 : Carte géologique de la région de Endt - jebel Bedid
 R: failles antithétiques R: failles synthétiques A: voir Figure T39

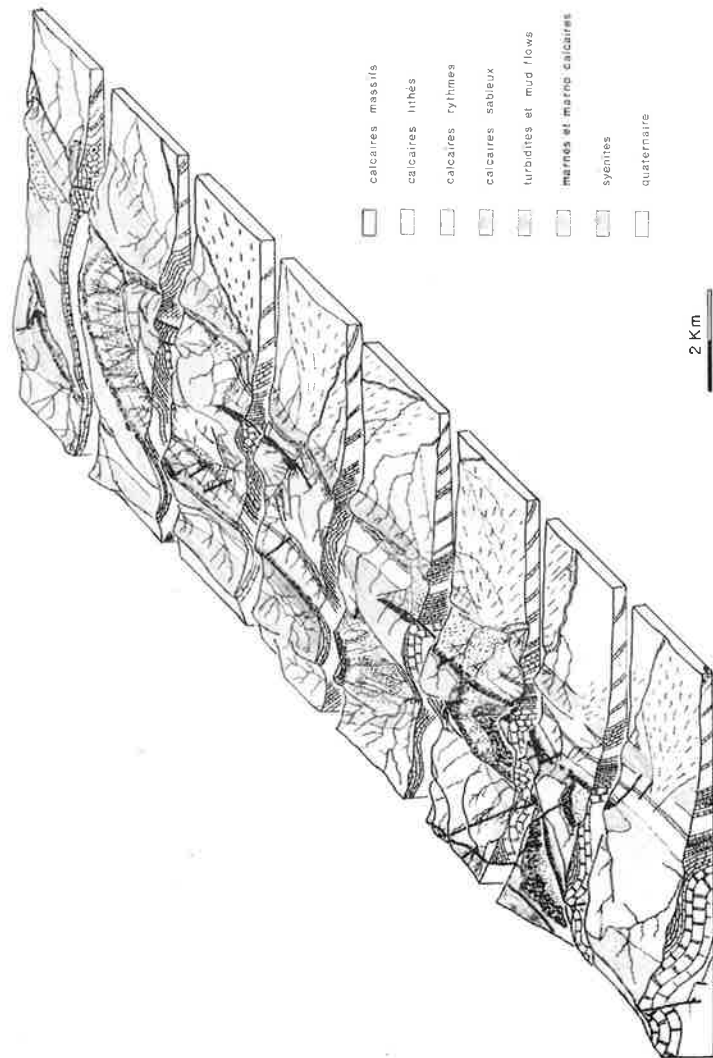


Figure T36 : Schéma de la région de Bedid - Endt. Les plis en échelon dextres apparaissent au coeur de l'anticlinal, en bleu.

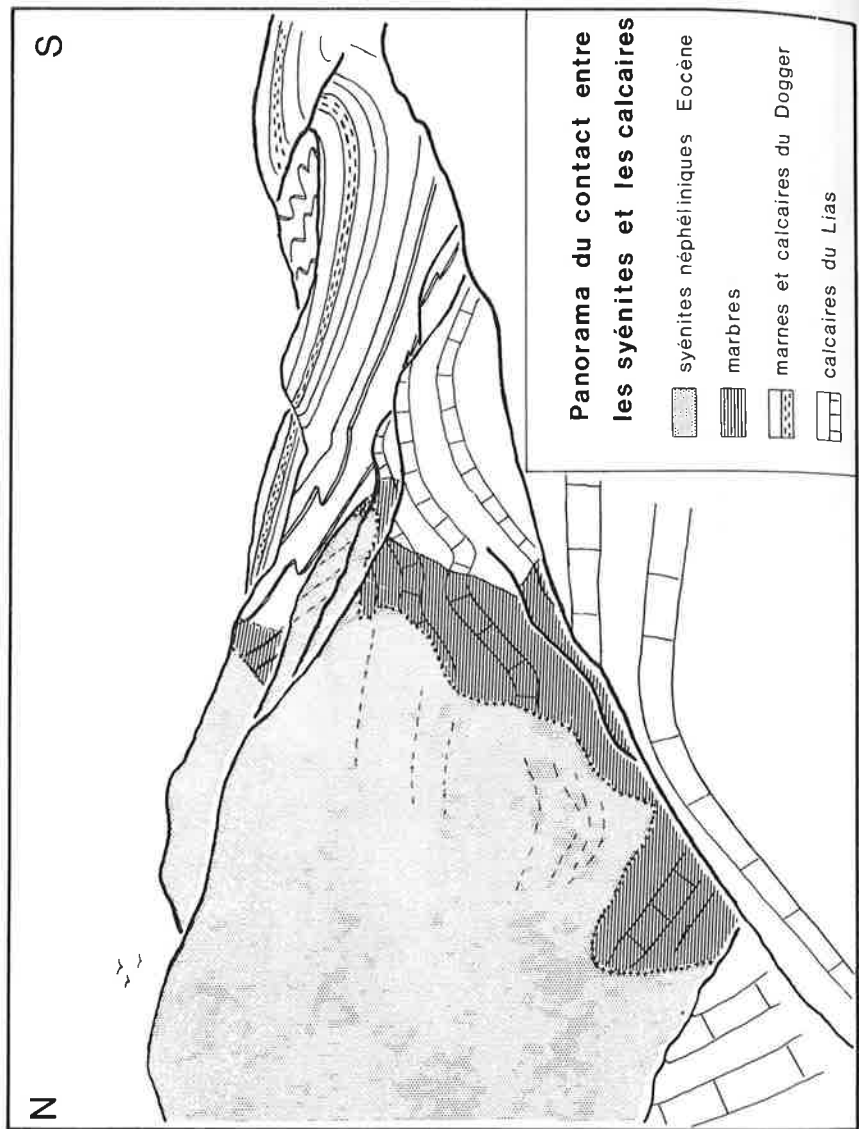


Figure T37 : Intrusion des syénites éocènes du Tamazhrt. Un pli (jebel Maoutfoud) de la phase de déformation jurassique disparaît dans l'intrusion. Les bancs calcaires semblent fossilisés par les syénites probablement mise en place par assimilation des calcaires

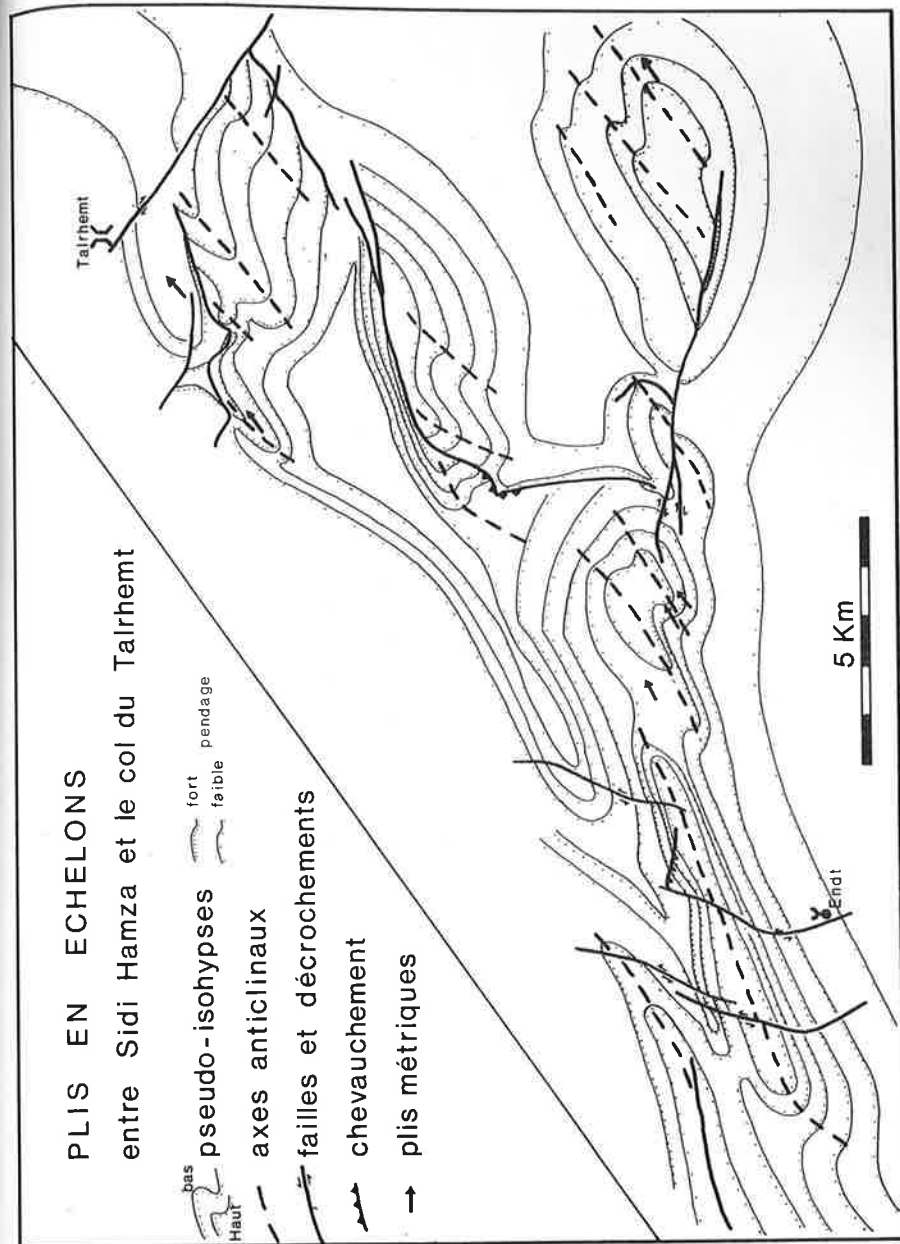


Figure T38 : Carte des plis en échelon dextres de la phase de déformation post-éruptive entre Sidi Hamza et le col du Talrhem (zone de Bedid - Endt)

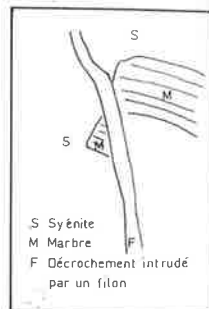


Figure T39 : Décrochement des syénites éocènes le long d'un accident sénestre (anti-riedel) associé aux plis en échelon, localisation: Figure T35, A

Modèle de déformation par cisaillement

D : direction du cisaillement 1 : stade initial
R' : faille antithétique 2 : stade final
 σ_1 : contrainte maximale
Y : cisaillement

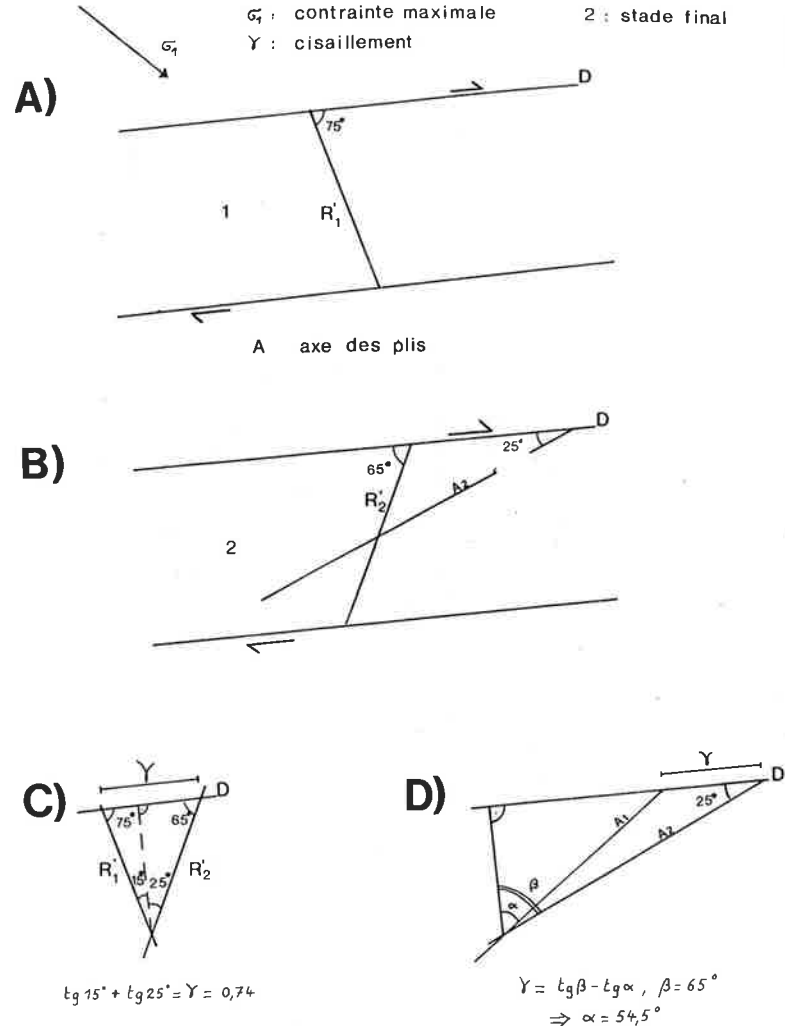


Figure T40 : Schéma de l'évolution de l'orientation des failles et décrochements, marqueurs de la déformation selon le modèle de Tchalenko
A situation initiale fossilisée dans le synclinal
B situation finale observée sur le jebel Bedid
C rotation des failles antiriedels
D rotation des axes de plis

JEBEL AFADAÏ EST

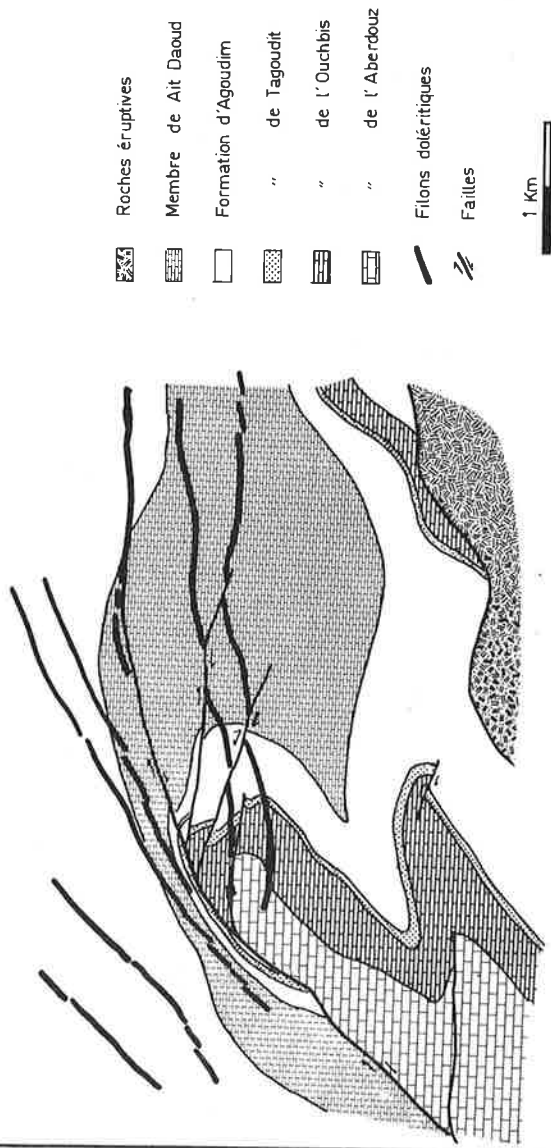


Figure T41 : Carte de la terminaison Est du jebel Afadaï et déplacement des filons doléritiques jurassiques par les mouvements dextres post-éruptifs

MODELE DE DEFORMATION DES FLANCS ANTICLINAUX PAR GLISSEMENT BANC SUR BANC

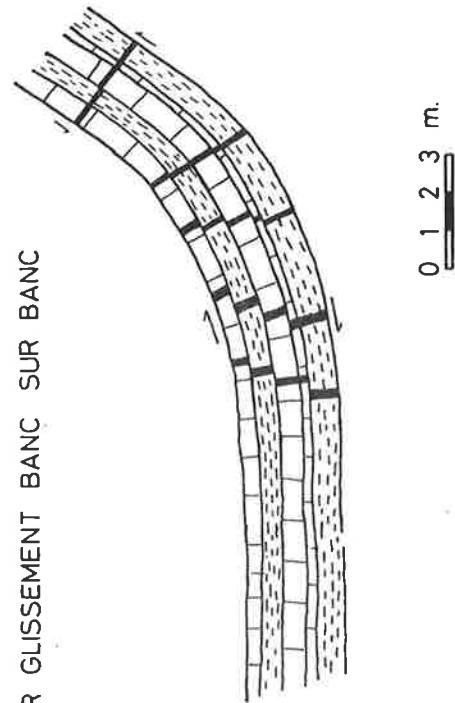
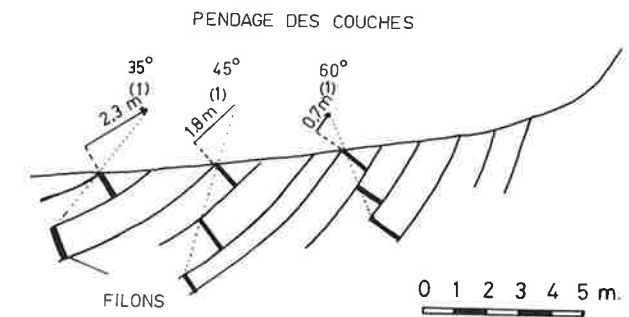
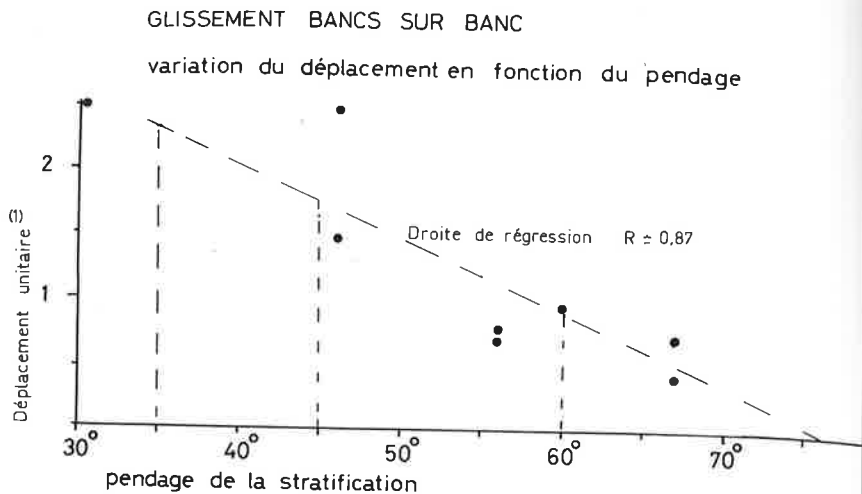


Figure T42 : Flanc nord du jebel Adraka, intrusion et déformation des filons doléritiques par glissement banc sur banc

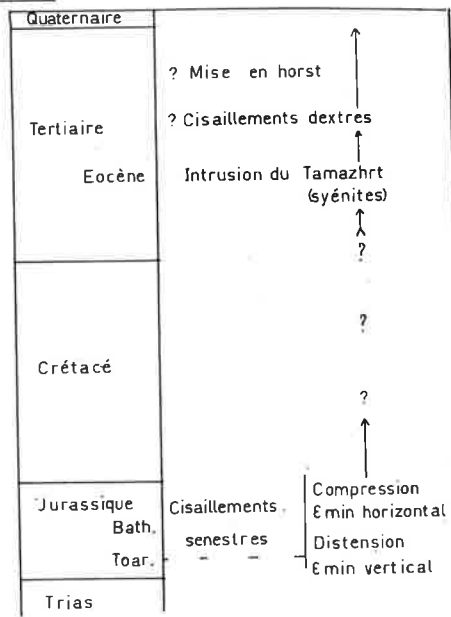


(1) Déplacement unitaire : déplacement par glissement banc sur banc par mètre d'épaisseur des couches

Figure T43 : Schéma des déplacements des filons doléritiques par glissement banc sur banc (flanc N du jebel Adraka)

Tectogenèse atlasique

Cette étude



D'après divers auteurs, Monbaron (1982)

	MONBARON 1982	STUDER 1960	GRATIER 1979-81	LAVILLE 1978	MICHARD 1976
QUATERNAIRE	Mise en horst de Haut Atlas				Mise en horst de Haut Atlas
TERTIAIRE	Clivage des roches	Mise en horst de Haut Atlas	Déformation syn- et post-orogénique (Craie au Tertiaire) intense dans toute	Clivage des roches	Clivage des roches
CRETACE	Traçage des failles		Clivage des roches	Clivage des roches	Clivage des roches
JURASSIQUE	Clivage des roches		Clivage des roches	Clivage des roches	Clivage des roches
TRIAS	Clivage des roches		Clivage des roches	Clivage des roches	Clivage des roches

N.B. Bernasconi (1983) présente un modèle similaire à celui de Monbaron

Figure T44 : Tableau comparatif de l'évolution structurale du Haut Atlas calcaire selon divers auteurs complété d'après Monbaron (1983)

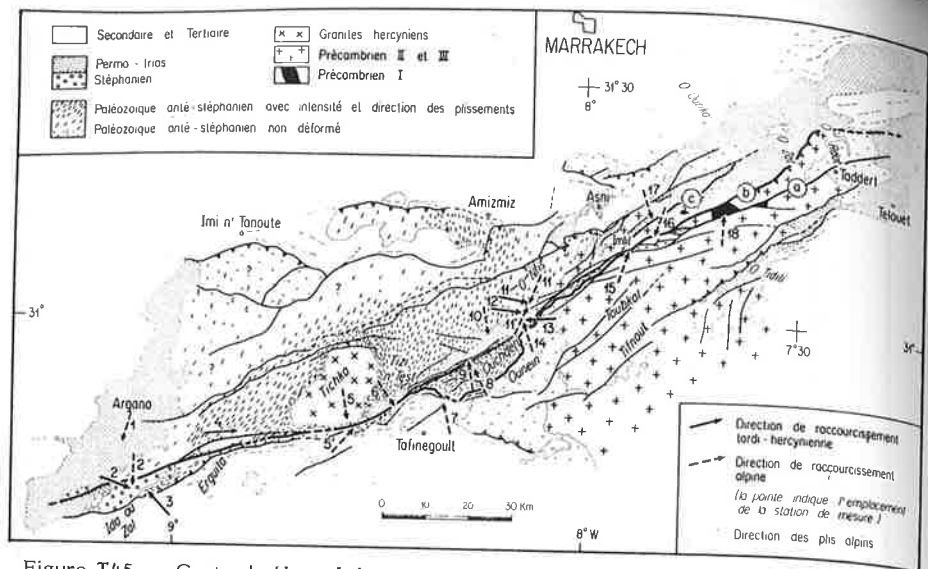


Figure T45 : Carte du Haut Atlas occidental montrant l'orientation NE-SW des accidents tardi-hercyniens.

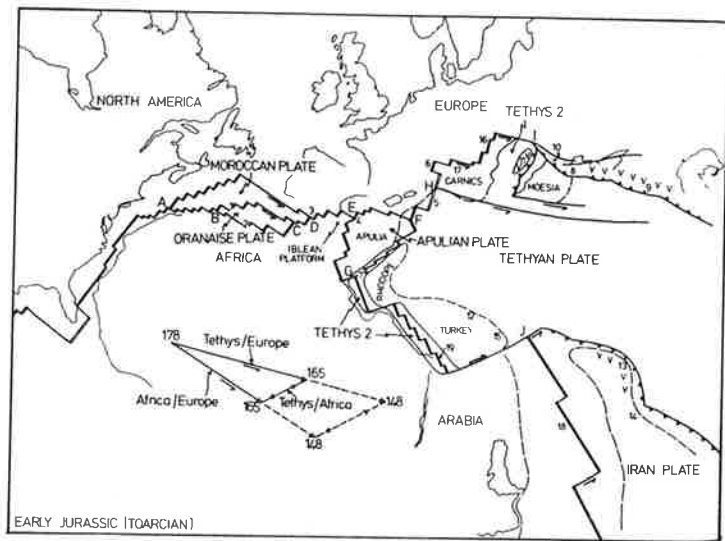


Figure T46 : Schéma des déformations tectoniques de l'Afrique du Nord au Toarcien (Dewey et al., 1973)

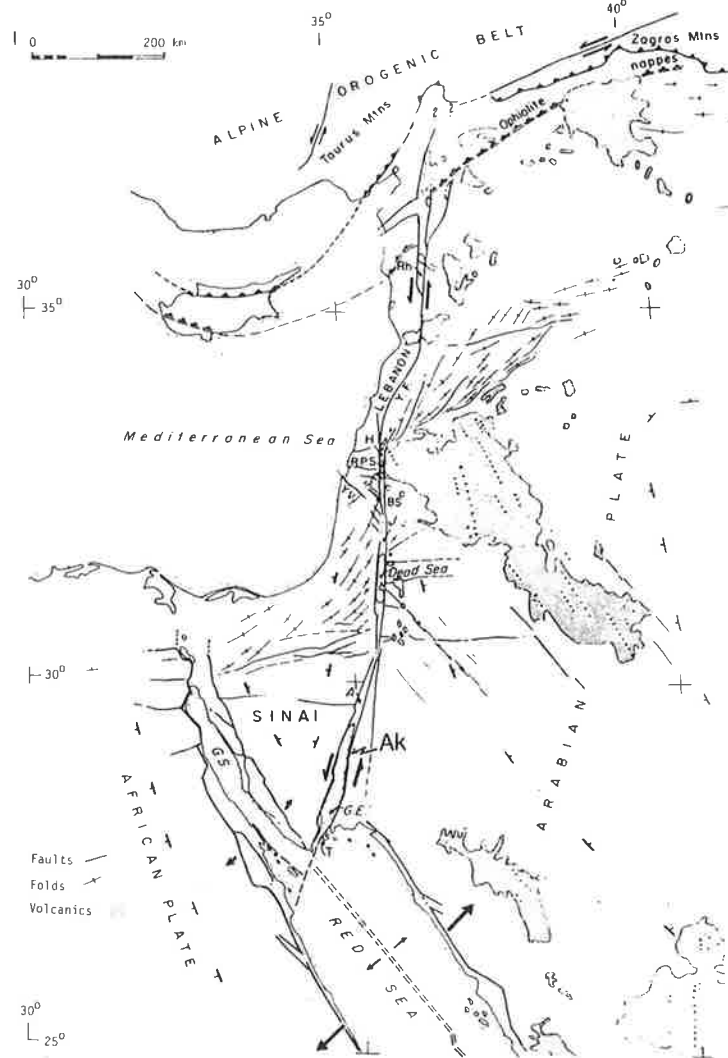


Figure T47 : Schéma des contraintes et mouvement de la zone du golf Akaba (Garfunkel et al., 1981). Le golf d'Akaba (Ak) s'ouvre par cisaillement sénestre.



BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE, T., RUMLEY, G. (1983): Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme Berriaso-Valanginienne des régions de Sainte-Croix (Vaud), Cressier et du Landeron (Neuchâtel). -Trav. de diplôme. Univ. de Neuchâtel. (inédit).
- AGARD, J. (1973): Carte géologique du complexe syénitique du Tamazert au 1/100'000. -Notes Mém. Serv. géol. Maroc 248.
- AGARD, J., DESTOMBES, J. & JEANNETTE, A. (1953): Les gisements de vermiculite du Haut Atlas de Midelt. -Notes Mém. Serv. géol. Maroc 117, 275-288.
- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. & LOWRIE, W. (1976): Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. -Geology 4, 698-701.
- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. & GEISER, P. A. (1978): Calcification of solution cleavage in pelagic limestones. -Geology 6, 263-266.
- ANDERSON, E. M., (1951): The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. -Oliver and Boyd, Edinburgh.
- BEAUVAIS, L. (1970): Etude de quelques polypiers Bajociens du Maroc oriental. -Notes Mém. Serv. géol. Maroc 255, 39-50.
- BERNASCONI, R. (1983): Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Thèse, Sciences, Neuchâtel, 107.
- BETHUNE, S. de (1976): Formation of metamorphic biotite by decarbonation. -Lithos 9, 309-318.
- BLOCH, G. (1980): Etudes pétrographiques et minéralogiques des roches éruptives et sédimentaires de l'anticlinal du Aari M'Dourt. (Haut Atlas calcaire de Rich, Maroc). -Trav. de diplôme. Univ de Neuchâtel. (inédit).
- BRAND, D. (1977): Etudes pétrographiques et structurales de la région de la Boutonnière du Taourirt Taberchent du Haut Atlas de Midelt (Maroc). -Trav. de diplôme. Univ. de Neuchâtel. (inédit).
- CARMICHAEL, D. M. (1970): Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. -J. Petrol. 11, 147-181.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1960-1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre mémoire P. Fallot. -Mém. Soc. géol. France, h. sér. 1, 447-527.
- COGNEY, G., NORMAND, M., TERMIER, H. & G. (1974): Observations sur le basalte du bassin triasique de Rommani-Maaziz (Maroc occidental). -Notes Mém. Serv. géol. Maroc 264, 153-173.
- COURBOULEIX, S., DELPONT, G. & DESTEUCCQ, C. (1980): Grands décrochements dans le domaine atlasique du Maroc. Arguments géologiques et expérimentaux. Rapport de la division des bassins sédimentaires, Maroc, N° 51. (inédit).

- CREVELLO, P. D. & SCHLAGER, W. (1980): Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. -*J. sediment. Petrol.* 50, 1121-1148.
- CRIMES, T. P. (1975): The stratigraphical significance of trace fossils. -In: FREY, R. W. (Eds): *The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems and procedures in Ichthyology* (p. 109-130). Springer, Berlin/Heidelberg(New York).
- DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -*Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 3137-3180.
- DRESCH, J. & RAYNAL, R. (1953): Note sur les formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas, le bassin de la Moulouya et le Haut Atlas oriental, et leurs limites d'altitude. -*Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 117, 111-124.
- DUBAR, F. (1939): Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200'000. -*Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 59.
- (1943-1949): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200'000. -*Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 59.
- DU DRESNAY, R. (1964): Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique, dans la partie orientale du domaine marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogénèse atlasique. -*Congr. intern. Colloque du Jurassique Luxembourg* 1962, 899-912.
- (1972): Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. -*C. R. Acad. Sci. (Paris)* 275 D, 341-344.
- (1975): Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. -9ème congr. intern. de Sédimentologie, Nice 1975, thème 4. Tectonique et sédimentation, 2, 103-108.
- (1979): Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. -Symposium "Sédimentation jurassique W-Européen". A. S. F. Publ. spec. 1.
- DU DRESNAY, R. & TERMIER, G. & H. (1978): Les hexactinellides (Lyssakides et dicyonines) du Lias marocain. -*Geobios* 11, 269-295.
- EDER, W. (1970): Genese Riff-naher Detritus-Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Garbecker Kalk). -*Ver. geol. Bundesanst. (Wien)* 4, 551-569.
- FEURER, J. (1978): Eudes pétrographiques et structurales de la région du synclinal d'Agounou N'Bou Imchet (Haut Atlas calcaire de Midelt, Maroc). -Trav. de diplôme. Univ. de Neuchâtel. (inédit).
- GARFUNKEL, Z., ZAK, I. & FREUND, R. (1981): Active faulting in the Dead Sea rift. -*Tectonophysics* 80, 1-26.
- GINDBURG, A. & KASAI, E. (1981): Seismic measurements in the Southern Dead Sea. -*Tectonophysics* 80, 67-80.
- GROSHONG, R. H., PFIFFNER, O. A. & PRINGLE, L. R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. - *J. Structural geol.* 6, 5-18.
- GUENOT, B. (1968): Mise au point sur l'analyse par diffractométrie de rayons X. -*Elf R. E.* N°8 - 2117 R.
- HAILWOOD, E. A. (1975): The paleomagnetism of Triassic and Cretaceous rocks from Morocco. -*J. Geophys.* 41, 219-235.
- HAILWOOD, E. A. & MITCHELL, J. G. (1971): Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. -*Geophys. J. astron. Soc.* 24, 351-364.
- HALLAM, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. -*J. Geol. Soc.* 138, 735-744.
- JEFFERIES R. P. S. & MINTON, P. (1965): The mode or life of two Jurassic species of *Posidonia* (Bivalvia). -*Paleontology* 8, 156-185.
- JENNY, J., LE MARREC, A., MONBARON, M. (1981): Les couches rouges du Jurassique moyen du haut Atlas central (Maroc): corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. -*Bull. Soc. géol. France* (7), 23, 627-639.
- JEREMINE, E. (1952): Sur les gabbros et quelques roches associées du Haut Atlas. -*Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 95, 215-235.
- KREISA, R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. -*J. sediment. Petrol.* 51, 823-848.
- KUBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs du métamorphisme. -*Rev. Inst. franç. Pétrole* 19, 1093-1112.
- (1966): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. -*Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel*, 105-122.
- (1967): Stabilité et fidélité de mesures simples sur les diagrammes de rayons X. -*Bull. Groupe franç. Argiles* 19, 39-47.
- (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. -*Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA* 2, 385-397.
- (1973): La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. -*Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA* 7, 543-556.
- (1984): Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et Calorimétrie, à paraître.
- ILLIES, J. H. (1968): International Upper Mantel Project in Graben Problems. Proc. of an internat. Rift-Symposium, Karlsruhe, St-Mueller editors. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung Stuttgart, 316.
- LACROIX, A. (1941): Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. *Annales géologiques du service des mines de Madagascar*, Fasc N° XI, 119.

- AVILLE, E. & ARMAND, C. (1982): Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc): un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs "anorogéniques" liés à des décrochements. -Bull. Soc. géol. France 24, 213-227.
- ANSPEIZER, W., PUFFER, J. H. & COUSMINER, H. L. (1978): Separation of Morocco and eastern North America: A Triassic - Liassic stratigraphic record. -Bull. geol. Soc. Amer. 89, 901-920.
- ARTIN, D. L., NAIRN, A. E. M., NOLTIMIER, H. C., PETTY, M. H. & SCHMITT, T. J. (1978): Paleozoic and mesozoic paleomagnetic results from Morocco. -Tectonophysics 44, 91-114.
- ATTAUER, M., TAPPOINNIER, P. & PROUST, F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. -Bull. Soc. géol. France (7), 19, 521-526.
- ENSCHING, H. (1953): Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. -Würzburger geogr. Arb. H. 1, Würzburg, 104.
- ICHARD, A. (1976): Eléments de géologie marocaine. -Notes Mém. Serv. géol. Maroc 252.
- ICHARD, A., WESTPHAL, M., BOSSERT, A. & HAMZEH, R. (1975): Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc; une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. -Earth and planet. Sci. Lett. 24, 363-368.
- ILLOT, G. (1964): Géologie des argiles, Masson et Cie, Paris, 449.
- IYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen & Unwin, London.
- ONBARON, M. (1980): Le magmatisme basique de la région de Tagalit, dans son contexte géologique régional (Haut Atlas central, Maroc). -C. R. Acad. Sci. (Paris) 290, D 1337-1340.
- (1982): Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique; exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. -C. R. Acad. Sci. (Paris) 294, II, 883-886.
- (1982): Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride du Jbel La'bbadine (Haut Atlas central, Maroc); conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique. -Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 48, Nr. 114, 9-25.
- COLAS, A., POIRIER, J-P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. -Wiley, London / New York / Sydney / Toronto.
- NUMA, K., SUSUMU, S. & SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. -J. Toyo University, General Education (Nat. Sci.) 15, 1-33.
- VRACHT, A. (1980): Tectonique salifère de l'Atlas. -Abstr. Congr. géol. intern. France, 370.
- PARMENTIER, E. M. & SPOONER, E. T. C. (1978): A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolitic sulphide ore deposits of Cyprus. -Earth and planet. Sci. Lett. 40, 33-44.
- PARMENTIER, E. M. & SCHEDL, A. (1981): Thermal aureoles of igneous intrusions; some possible indications of hydrothermal convective cooling. -J. Geol. 89, 1-23.
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. -Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA, 3, 2, 329-355.
- PIFFNER, O. A. (1977): Tektonisches Untersuchungen im Infralhelvetikum der Ostschweiz. -Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N. F.) 217 (Thèse).
- (1982): Deformations mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. -J. Struct. Geol. 4, N° 4, 429-442.
- PROUST, F., PETIT, J. P. & TAPPOINNIER, P. (1977): L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). -Bull. Soc. géol. France (7), 19, 541-551.
- REY, M. & NOUET, G. (1958): Microfaciès de la région préifaine et de la moyenne Moulouya. -Int. sediment. petrogr. ser. 3, 128.
- REY, J. F. KUBLER, B. (1982): Identification des micas des séries sédimentaires à partir de la série harmonique 001 des préparations orientées. -Cahiers de l'Institut de Géologie, Neuchâtel (Suisse).
- RHOADS, D. C. (1975): The paleoecological and environmental significance of trace fossils. -In: FREY, R. W. (Ed.): The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems, and procedures in Ichnology (p. 147-160). Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- ROCK, N. (1977): The nature and origin of lamprophyres; some definitions, distinctions, and derivations. -Earth-Sci. Rev. 13, 123-169.
- SCHAER, J-P. (1964): Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. -C. R. Acad. Sci. (Paris), 258, D, 2353-2355.
- (1967): Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain. -Etages tectoniques. Colloque de Neuchâtel, 297-305.
- SCHAER, J-P. & PERSOZ, F. (1976): Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). -Bull. Soc. géol. France, (7), 18, 1239-1250.
- SINGER, A. (1970): Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neoformed - a critical review. -Geol. Rdsch. 68, 996-1008.
- SMITH, T. E. & POZZOBON, J. G. (1979): The Imiter Gabbroic Complex, high Atlas Mountains, Morocco. - J. Geol. 87, 317-324.
- SPRY, A. (1969): Metamorphic textures. -Pergamon, Oxford/London... [et al.]
- STANLEY, R. G. (1975): A shoaling - upward carbonate sequence in the Dogger (middle Jurassic) of the Central High Atlas of Morocco. -Master of arts, Rice University. (inédit).
- STRECKEISEN, A. (1979): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. -Geology 7, 331-335.

- UDER, M. (1980): Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas Central, Maroc). Thèse, Sciences, Neuchâtel, 95.
- UDER, M. & BERTRAND, J. (1981): Métamorphisme de sédiments marneux en bordure de filons basiques (Haut Atlas Central, Maroc). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61, 51-80.
- UDER, M. & DU DRESNAY, R. (1980): Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas Central de Midelt, Maroc). -Bull. Soc. géol. France (7), 22, 3, 391-397.
- CHALENKO, J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. -Geol. Soc. America Bull., 81, 1625-1640.
- LAUTH, N. (1977): Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbl Ghassoul (Maroc). - Mém. Sci. géol. (Strasbourg) 49.
- SSERANT, D., THUIZAT, R. & AGARD, J. (1976): Données géochronologiques sur le complexe de roches alcalines du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc). -Bull. Bur. Rech. géol. min [Sect. II], 3, 279-283.
- IRNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1951): Igneous and metamorphic petrology. -McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- LAVER, C. C. & BECK, K. C. (1977): Miocene of the S. E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. Sed. Geology, 17, 1-234.
- ANKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. -Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- (1965): La genèse des roches métamorphiques (idem).
- K, I. & FREUND, R. (1981): Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. -Tectonophysics 80, 27-38.

ANNEXE I

Données, résultats et méthode de l'analyse statistique de la relation entre l'enfouissement et la cristallinité de l'illite.

Données

Les données des 7 coupes échantillonnées pour cette étude figurent au Tableau 1. Ce sont:

- Tounfite (Studer, 1980)
- Endt, Afraskou et Taguendoust (cette étude)
- Rich, Timetrout et Ait Ben Akki (Bernasconi, 1983)

Méthode: régression linéaire

La relation linéaire entre une variable dépendante Y et une variable indépendante X est définie par:

$$Y_i = b_0 + b_1 X_i + e_i$$

$$e_i = Y_i - \hat{Y}_i ; \quad \Sigma e_i^2 = \Sigma (Y_i - \hat{Y}_i)^2$$

Pour N mesures (Y_i, X_i) on calcule les coefficients b_0 et b_1 en résolvant les équations linéaires:

$$\begin{bmatrix} N & \Sigma X_i \\ \Sigma X_i & \Sigma X_i^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Sigma Y_i \\ \Sigma X_i Y_i \end{bmatrix}$$

La droite représentant l'équation $\hat{Y} = b_0 + b_1 X$ est appelée droite de régression.

Définition des sommes des carrés

$$SC_T = \sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2 \quad \bar{Y} = \text{moyenne de } Y_i$$

$$SC_R = \sum_{i=1}^N (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2$$

$$SC_D = \sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i)^2 = \sum e_i^2$$

Régression et analyse de variance (Test de Snedecor)

Source de variation	Somme des carrés	Degré de liberté	Somme des carrés moyenne	"F" test
Régression	SC_R	$1 = \nu_R$	$SC_R/1 = SCM_R$	$F = \frac{SCM_R}{SCM_D}$
Déviation	SC_D	$N-2 = \nu_D$	$SC_D/N-2 = SCM_D$	
Totale	SC_T	$N-1 = \nu_T$	$SC_T/N-1 = SCM_T$	

Si $F_{calculé} \leq F_{\nu_R; \nu_D}$ des tables, on refuse l'utilisation du modèle pour estimer \hat{Y} à partir de X et l'on admet que B_1 n'est pas significativement différent de zéro. ($F_{\nu_R; \nu_D}$; table Tableau II)

Résultats

Les résultats de l'étude statistique des relations linéaires entre l'enfouissement et la cristallinité de l'illite au travers des coupes du Haut Atlas de Midelt sont données au Tableau 3 de cette annexe, ils figurent également au Tableau (Figure D15) du chapitre 2 du présent travail.

Pour chaque coupe ou segment de coupe sont donnés:

- le coefficient de corrélation R^2 : MULT R SQUARED
- le coefficient F (test de Snedecor)* : F RATIO
- les sommes des carrés des écarts : SUM OF SQUARES
- les sommes des carrés moyennes : MEAN SQUARE
- les degrés de liberté : DF
- les constantes de l'équation linéaire :

b_1 : CONSTANT

b_0 : B, RAW COEFFICIENT

*Le coefficient F de ces tableaux doit être comparé au coefficient tiré de la table $F_{\nu_R; \nu_D}$ (Tableau 2) pour vérifier si la régression décrit la réalité mesurée de façon significative ou non.

Tableau 1 Annexe 1

Cristallinité de l'illite en fonction de l'enfouissement au-travers des coupes du Haut-Atlas de Midelt.
L'enfouissement n'étant pas connu, la position des échantillons est exprimée en mètres au-dessus de la base de la série sédimentaire. (A: enfouissement; B: cristallinité).

Coupes de

Endt		Afraskou		Taguendoust		Rich		Ait ben Akki		Timetrout	
A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$	m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$	m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$	m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$	m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$	m.	$2\theta \cdot 10^{-2}$
0	16	0	20	0	16	60	27	0	51	70	55
70	20	50	21	100	17	225	36	45	34	160	45
340	18	120	21	250	23	245	35	145	47	200	41
400	21	200	20	360	21	270	48	215	38	210	55
550	27	340	21	440	20	295	26	235	40	220	54
600	31	260	19	530	21	340	32	590	55	240	67
700	25	280	26	610	27	350	47	370	56	265	78
800	26	350	25	670	28	370	30	395	52	270	67
900	34	400	22	720	27	395	32	425	52	285	79
950	27	500	25	750	26	405	37	445	66	300	67
1060	31	570	32	800	27	415	32	475	65	310	80
1160	27	600	26	880	23	445	42	530	62	325	62
1220	30	640	35	990	33	465	40	580	67	350	78
1300	35	660	31	1100	34	505	47	625	61	365	82
1330	28	810	31	1150	31	555	48	660	63	380	95
1400	28	900	31	1250	33	580	48	690	64	400	96
1480	28	990	31	1350	31	625	34	715	62	425	92
1520	25	1020	28	1480	32	660	36	745	59	475	72
1600	40	1070	35	1550	29	695	45	780	57	505	90
1750	34	1120	28	1600	36	730	40	810	54	550	100
1800	32	1170	28	1650	39	765	35	830	53	565	77
1850	42	1300	32	1700	31	830	38	850	56	575	93
1900	28	1400	22	1800	35	870	30	890	58	580	90
1950	46	1470	28	1850	37	915	34	930	60	750	82
2000	42	1490	52	1900	31	955	47	955	63	795	100
2060	45	1530	31	1950	39	995	52	990	51	840	115
2120	42	1600	33	2000	32	1025	46	1010	39	875	135
2250	46	1650	32	2050	36	1070	47	1045	51	980	105
2300	32	1700	32	2100	46	1160	47	1055	63	995	45
2350	41	1780	28	2160	46	1200	38	1075	56		
2400	48	1820	31	2200	38	1240	44	1100	66		
2450	44	1900	29	2250	30	1265	45	1140	54		
2550	41	1970	29	2320	44	1325	44	1165	53		
2600	50	2010	27	2350	35	1450	48	1210	67		
2650	52	2110	35	2410	35	1495	49	1345	64		
2800	50	2160	32	2480	34	1605	47	1365	71		
2900	47	2200	38	2550	29	1645	56	1380	83		
		2250	31	2600	41	1955	51	1395	76		
		2300	32	2650	33	2015	41				
		2450	43	2700	48	2190	45				
		2500	29			2315	57				
		2580	44								
		2650	33								
		2700	29								

Tableau 1 Annexe 1 (suite)

Coupe de Tounfite

A	B	A	B	A	B
m.	20 10	m.	20 10	m.	20 10
0	23	2400	32	5650	64
160	20	2500	40	5850	48
450	22	2650	28	5980	53
600	21	2780	36	6100	55
650	20	3020	32	6100	67
650	23	3020	36	6150	66
850	18	3100	46	6250	61
950	22	3300	38	6250	52
950	25	3300	48	6250	53
950	26	3520	38	6350	53
1050	21	3520	46	6350	54
1200	20	3750	40	6500	65
1200	28	3900	42	6600	69
1250	40	3900	53	6750	66
1380	37	4020	36	6750	75
1500	25	4020	41	6800	61
1550	28	4120	29	6800	72
1550	35	4120	39	6800	67
1550	37	4200	33	6900	73
1550	47	4360	48	6900	75
1600	33	4360	53	6900	78
1650	37	4550	32	6950	59
1700	41	4550	33	6950	65
1700	40	4550	41	6950	68
1850	38	4800	56	7050	55
1920	25	4900	55	7050	70
2000	18	5150	56	7100	65
2000	35	5150	76	7300	62
2000	37	5250	59	7300	63
2000	48	5450	58	7300	70
2100	32	5600	53	7300	72
2110	37				
2200	41				
2250	28				

Tabelle IV: Snedecor-F-Werte

Aussagerisiko **5%**

Anzahl der Freiheitsgrade des größeren β^2 -wertes.

	1	2	3	4	5	7	10	20	50	∞
1	161	200	216	225	230	237	242	248	252	254
2	18,5	19,0	19,2	19,3	19,3	19,4	19,4	19,4	19,5	19,5
3	10,1	9,6	9,3	9,1	9,0	8,9	8,8	8,7	8,6	8,5
4	7,7	6,9	6,6	6,4	6,3	6,1	6,0	5,8	5,7	5,6
5	6,6	5,8	5,4	5,2	5,1	4,9	4,7	4,6	4,4	4,4
7	5,6	4,7	4,4	4,1	4,0	3,8	3,6	3,4	3,3	3,2
10	5,0	4,1	3,7	3,5	3,3	3,1	3,0	2,8	2,6	2,5
14	4,6	3,7	3,3	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	2,1
20	4,4	3,5	3,1	2,9	2,7	2,5	2,4	2,1	2,0	1,8
50	4,0	3,2	2,8	2,6	2,4	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4
∞	3,8	3,0	2,6	2,4	2,2	2,0	1,8	1,6	1,4	1,0

Aussagerisiko **1%**

Anzahl der Freiheitsgrade des größeren β^2 -wertes

	1	2	3	4	5	7	10	20	50	∞
1	4052	4999	5403	5625	5764	5928	6056	6208	6286	6366
2	98	99	99	99	99	99	99	99	99	100
3	34	31	29	29	28	28	27	27	26	26
4	21	18	17	16	16	15	15	14	14	13
5	16	13	12	11	11	10	10	10	9,2	9,0
7	12	9,6	8,5	7,9	7,5	7,0	6,6	6,2	5,9	5,7
10	10	7,6	6,6	6,0	5,6	5,2	4,9	4,4	4,1	3,9
14	8,9	6,5	5,6	5,0	4,7	4,3	3,9	3,5	3,2	3,0
20	8,1	5,9	4,9	4,4	4,1	3,7	3,4	2,9	2,6	2,4
50	7,2	5,1	4,2	3,7	3,4	3,0	2,7	2,3	1,9	1,7
∞	6,6	4,6	3,8	3,3	3,0	2,6	2,3	1,9	1,5	1,0

Tableau 3

Analyse statistique de la relation enfouissement-cristallinité de l'illite

Coupe de Tounfite zone inférieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

T.U.I.T Y

MULTIPLE R 0.7130
 MULT R SQUARED 0.5084
 STD. ERROR OF EST. 6.0055
 CONSTANT 14.9504

$Y = 0,0122 X + 14,95$

ANALYSIS OF VARIANCE

DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
1.	783.217	783.217	21.716	0.000
21.	737.391	36.066		

S T E P	NUM VAR	MULT R	MULT R IN RSD	CHANGE IN RSD	VARIABLE ENTERED (# SHOWS DELETED)	R, RAW COEFFICIENT	STAND. ERROR OF B	ETA, STAND. COEFFICIENT	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. IN FINAL STEP
1	1	0.713	0.508	0.508	PROF	0.0122	0.0026	0.7130	21.716	21.716	0.7130	0.7130

Coupe de Tounfite zone supérieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

T.U.I.T

MULTIPLE R 0.8487
 MULT R SQUARED 0.7203
 STD. ERROR OF EST. 7.7504
 CONSTANT 29.8741

$Y = 0,0067 X + 29,87$

ANALYSIS OF VARIANCE

DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
1.	10987.226	10987.226	182.868	0.000
71.	4265.102	60.072		

S T E P	NUM VAR	MULT R	MULT R IN RSD	CHANGE IN RSD	VARIABLE ENTERED (# SHOWS DELETED)	R, RAW COEFFICIENT	STAND. ERROR OF B	ETA, STAND. COEFFICIENT	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. IN FINAL STEP
1	1	0.849	0.720	0.720	PROF	0.0067	0.0005	0.8487	182.868	182.868	0.8487	0.8487

Coupe de Endt totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE TUIT

MULTIPLE R	0.8754
MULT R SQUARED	0.7664
STD. ERROR OF EST.	4.8867
CONSTANT	17.4169

Y = 0,0109 X + 17,42

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	2741.444	2741.444	114.801	0.000
RESIDUAL	37.	837.799	22.643		

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	B ₁	STAND	BETA ₁	FINAL	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	HOW		SD.		(* SHOWS	COEFF-	OF	COEFF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	FICIENT	B	FICIENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.875	0.766	0.766	PROF	0.0109	0.0010	0.8754	114.801	114.801	0.8754	0.8754

Coupe d'Afraskou totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE TUIT

MULTIPLE R	0.7907
MULT R SQUARED	0.6251
STD. ERROR OF EST.	4.8000
CONSTANT	20.2973

Y = 0,0077 X + 20,30

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	1460.095	1460.095	63.373	0.000
RESIDUAL	38.	875.505	23.040		

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	B ₁	STAND	BETA ₁	FINAL	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	HOW		SD.		(* SHOWS	COEFF-	OF	COEFF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	FICIENT	B	FICIENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.791	0.625	0.625	PROF	0.0077	0.0010	0.7907	63.373	63.373	0.7907	0.7907

Coupe d'Afraskou zone inférieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE TUIT

MULTIPLE R	0.9084
MULT R SQUARED	0.8231
STD. ERROR OF EST.	2.4332
CONSTANT	16.2773

Y = 0,0138 X + 16,28

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	391.054	391.054	66.053	0.000
RESIDUAL	14.	82.884	5.920		

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	B ₁	STAND	BETA ₁	FINAL	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	HOW		SD.		(* SHOWS	COEFF-	OF	COEFF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	FICIENT	B	FICIENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.908	0.823	0.823	PROF	0.0138	0.0017	0.9084	66.053	66.053	0.9084	0.9084

Coupe d'Afraskou zone supérieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE TUIT

MULTIPLE R	0.3063
MULT R SQUARED	0.0938
STD. ERROR OF EST.	5.5505
CONSTANT	27.0334

Y = 0,0044 X + 27,03

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	70.190	70.190	2.278	0.145
RESIDUAL	22.	677.768	30.808		

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	B ₁	STAND	BETA ₁	FINAL	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	HOW		SD.		(* SHOWS	COEFF-	OF	COEFF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	FICIENT	B	FICIENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.306	0.094	0.094	PROF	0.0044	0.0029	0.3063	2.278	2.278	0.3063	0.3063

Coupe de Taguendoust zone inférieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

UNIT

MULTIPLE R 0.8012
 T R SQUARED 0.6419
 STD. ERROR OF EST. 3.0349
 CONSTANT 18.0486

$$Y = 0,0186 X + 18,05$$

ANALYSIS OF VARIANCE
 REGRESSION 1. 181.609 181.609 19.718 0.001
 RESIDUAL 11. 101.314 9.210

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	R	STAND	BETA	F	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	NOW	SR.	SR.		(# SHOWS	COEF-	OF	COEF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	PERCENT	B	PERCENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.801	0.642	0.642	PROF	0.0186	0.0042	0.8012	19.718	19.718	0.8012	0.8012

Coupe de Taguendoust zone supérieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

UNIT

MULTIPLE R 0.3535
 T R SQUARED 0.1249
 STD. ERROR OF EST. 3.7555
 CONSTANT 27.6693

$$Y = 0,0024 X + 27,67$$

ANALYSIS OF VARIANCE
 REGRESSION 1. 58.402 58.402 4.141 0.053
 RESIDUAL 29. 409.018 14.104

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	R	STAND	BETA	F	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	NOW	SR.	SR.		(# SHOWS	COEF-	OF	COEF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	PERCENT	B	PERCENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.353	0.125	0.125	PROF	0.0024	0.0012	0.3535	4.141	4.141	0.3535	0.3535

Coupe de Taguendoust totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

UNIT

MULTIPLE R 0.6895
 T R SQUARED 0.4754
 STD. ERROR OF EST. 4.0187
 CONSTANT 23.4396

$$Y = 0,0046 X + 23,44$$

ANALYSIS OF VARIANCE
 REGRESSION 1. 614.691 614.691 38.061 0.000
 RESIDUAL 42. 678.309 16.150

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	R	STAND	BETA	F	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	NOW	SR.	SR.		(# SHOWS	COEF-	OF	COEF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	PERCENT	B	PERCENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.689	0.475	0.475	PROF	0.0046	0.0008	0.6895	38.061	38.061	0.6895	0.6895

Coupe de Rich totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

UNIT

MULTIPLE R 0.6134
 T R SQUARED 0.3763
 STD. ERROR OF EST. 6.1462
 CONSTANT 34.2946

$$Y = 0,0081 X + 34,29$$

ANALYSIS OF VARIANCE
 REGRESSION 1. 888.718 888.718 23.527 0.000
 RESIDUAL 39. 1473.233 37.775

S	NUM	MULT	MULT	CHANGE	VARIABLE	R	STAND	BETA	F	F WHEN	SIMPLE	PARTIAL
T	VAR	R	R	IN RSQ	ENTERED	RAW	ERROR	STAND.	F	ENTERED	COR.	COR. IN
F	NOW	SR.	SR.		(# SHOWS	COEF-	OF	COEF-	TO	OR	WITH	FINAL
P	IN				DELETED)	PERCENT	B	PERCENT	DELETE	DELETED	DEP.	STEP
1	1	0.613	0.376	0.376	PROF	0.0081	0.0017	0.6134	23.527	23.527	0.6134	0.6134

Coupe de Rich zone zone supérieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

TULIT

MULTIPLE R 0.4604
 MULT R SQUARED 0.2119
 STD. ERROR OF EST. 4.5798
 CONSTANT 38.6128

$Y = 0,0054 X + 38,61$

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	73.334	73.334	3.496	0.084
RESIDUAL	13.	272.666	20.974		

INDEPENDENT VARIABLE	R	STANDARD ERROR	BETA	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. WITH FINAL STEP
PROF	0.0054	0.0029	0.4604	3.496	3.496	0.4604	0.4604

Coupe de Rich zone inférieure

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

TULIT

MULTIPLE R 0.3304
 MULT R SQUARED 0.1092
 STD. ERROR OF EST. 7.0061
 CONSTANT 33.3159

$Y = 0,0096 X + 33,32$

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	144.396	144.396	2.942	0.099
RESIDUAL	24.	1178.066	49.084		

INDEPENDENT VARIABLE	R	STANDARD ERROR	BETA	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. WITH FINAL STEP
PROF	0.0096	0.0056	0.3304	2.942	2.942	0.3304	0.3304

Coupe d'Ait ben Akki totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

TULIT

MULTIPLE R 0.4947
 MULT R SQUARED 0.2447
 STD. ERROR OF EST. 9.4479
 CONSTANT 46.6725

$Y = 0,0137 X + 46,47$

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	1041.321	1041.321	11.666	0.002
RESIDUAL	36.	3213.442	89.262		

INDEPENDENT VARIABLE	R	STANDARD ERROR	BETA	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. WITH FINAL STEP
PROF	0.0137	0.0040	0.4947	11.666	11.666	0.4947	0.4947

Coupe de Timetrout totalité de la coupe

FINAL SUMMARY OF REGRESSION ON DEPENDENT VARIABLE

TULIT

MULTIPLE R 0.5388
 MULT R SQUARED 0.2903
 STD. ERROR OF EST. 18.2582
 CONSTANT 60.2535

$Y = 0,0452 X + 60,25$

ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F RATIO	PROB. LEVEL
REGRESSION	1.	3681.084	3681.084	11.042	0.003
RESIDUAL	27.	9000.778	333.362		

INDEPENDENT VARIABLE	R	STANDARD ERROR	BETA	FINAL F TO DELETE	F WHEN ENTERED OR DELETED	SIMPLE COR. WITH DEP.	PARTIAL COR. WITH FINAL STEP
PROF	0.0452	0.0136	0.5388	11.042	11.042	0.5388	0.5388

ANNEXE II

Méthode de la mesure des tailles et de la forme (rapports axiaux) des cristallites de calcite de l'auréole métamorphique du Jebel Ayachi.

Dans l'auréole métamorphique du Jebel Ayachi, la calcite de la formation de l'Aberdouz (calcaires lités) a subi lors de l'intrusion des gabbros, une recristallisation. L'étude des cristallites de calcite a permis de décrire:

- l'évolution de la taille des cristallites de calcite des zones non métamorphiques et non recristallisées jusqu'au contact du gabbro,
- la forme des cristallites de calcite (directions et rapports axiaux des déformations subies).

Les mesures ont été effectuées sur deux voir trois lames minces orthogonales prélevées sur des échantillons préalablement orientés sur le terrain. La méthode est la suivante (Piffner, 1982):

- Sur chaque lame mince, on place une trame de lignes orthogonales, perpendiculairement et parallèlement à l'allongement des cristallites.
- Le comptage des joints de cristaux sécants aux lignes de la trame et la mesure de la longueur des lignes permet d'obtenir pour chaque échantillon (donc grâce à 2 ou 3 lames minces):

n_x : nombre de joints sécants aux lignes de direction x
 n_y : nombre de joints sécants aux lignes de direction y
 n_z : nombre de joints sécants aux lignes de direction z

et dx : longueur totale des lignes de direction x
 dy : longueur totale des lignes de direction y
 dz : longueur totale des lignes de direction z

x , y et z étant respectivement les directions d'allongement maximum, moyen et minimum des cristaux de calcite.

Il y a en général sur la trame 10 à 20 lignes parallèles dans chaque direction x , y , ou z . Chaque lame mince permet la mesure selon 2 directions (x , y ou z).

La méthode est délicate à appliquer directement sous le microscope et le recours à des photographies des lames minces est indispensable.

Sur chaque lame mince, 3 prises de vue d'un secteur caractéristique, séparées par une rotation de 30° de la platine du microscope permet de distinguer les cristaux non individualisés dans une direction, car optiquement parallèles.

Grâce aux formules suivantes (Nicolas et al., 1976) on établit:

Diamètre des grains (ϕ)

$$g = \frac{nx + ny + nz}{dx + dy + dz}$$

g : diamètre réciproque des grains de calcite [mm^{-1}]

$$g = \frac{1}{\phi} \quad \phi : \text{diamètre des grains de calcite } [\text{mm}^{-1}]$$

On définit également:

$$g' = \frac{nx + nz}{dx + dz} = \text{approximation de } g$$

qui permet de connaître le diamètre des grains de calcite avec une erreur maximale de 10 %, quand les mesures n'ont pas été effectuées dans la direction y .

Allongement des grains ($r_{x/z}$, $r_{x/y}$, $r_{y/z}$)

$$r_{x/z} = \frac{nx \cdot dz}{dx \cdot nz} = \text{rapport d'allongement entre les directions } x \text{ et } z$$

$$r_{x/y} = \frac{nx \cdot dy}{dx \cdot ny} = \text{rapport d'allongement entre les directions } x \text{ et } y$$

$$r_{y/z} = \frac{ny \cdot dz}{dy \cdot nz} = \text{rapport d'allongement entre les directions } y \text{ et } z$$

Le Tableau 1 donne à titre d'exemple les mesures effectuées sur 7 échantillons importants de cette étude.

Tableau 1

Etude de taille et de la déformation des grains de calcite

Echantillon N°	nx	ny	nz	dx [mm]	dy [mm]	dz [mm]	g [mm ⁻¹]	φ [mm]	r _{x/y}	r _{x/y}	r _{y/z}	g' 1)
930	132	234	272	15,06	15,60	11,40	15,26	0,065	0,36	0,59	0,62	15,27
931	192	289	229	14,43	11,51	7,15	21,46	0,047	0,43	0,54	0,78	19,51
932	220	313	433	14,07	10,87	10,26	27,08	0,036	0,37	0,57	0,68	26,84
933	177	220	220	3,22	3,22	2,58	22,67	0,017	0,42	0,91	0,79	58,30
934	318	222	346	16,20	10,28	12,60	22,67	0,044	0,72	0,91	0,79	23,06
935	222	223	223	10,73	7,72	7,72	24,89	0,041	0,72	0,71	0,84	24,12
936	301	287	398	16,09	10,86	12,66	24,89	0,040	0,54	0,71	0,84	24,31

$$g = \frac{nx + ny + nz}{dx + dy + dz} = \frac{1}{\phi}$$

$$g' = \frac{nx + nz}{dx + dz} = \frac{1}{\phi}$$

$$r_{x/z} = \frac{nx \cdot dz}{dx \cdot nz}$$

$$r_{x/y} = \frac{nx \cdot dy}{dx \cdot ny}$$

$$r_{y/z} = \frac{ny \cdot nz}{dy \cdot dz}$$