

LITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DU JEBEL ARDOUZ - MAROC HERCYNIEN

Abdelfattah TAHIRI¹

الطاهري عبد الفتاح

ملخص

الطبقات الحجرية وبنيان جبل أردوز - المغرب المرسييني.

يتكون جبل أردوز من طبقات ديقونية ، غير متحولة ، مسجلة لطورين تشويبيين رئيسيين . هذه الطبقات بدأت تنفصل بواسطة أسطح ميلونيتية .

RESUME

La boutonnière du Jebel Ardouz est constituée de terrains dévoniens en partie datés, non métamorphiques et affectés de deux phases de déformations principales. Elle commence à être dissociée par des plans mylonitiques peu pentés.

SUMMARY

The inlier Jebel Ardouz is made up of partly devonian dated beds, unmetamorphosed and folded by two main deformation phases. It is beginning to be cut in slices by mylonitic thrust planes.

INTRODUCTION

La boutonnière du Jebel Ardouz est située à une dizaine de km au S des Jébilet occidentales, à 100 m au N de la localité de Mzoudia qui se trouve au km 47 de la route RP 10 Marrakech - Essaouira. Ce Jebel culmine à 450 m et forme une dénivellation maximale de 80 m au dessus de la plaine du Haouz.

Cette boutonnière est constituée par une série dévonienne de 238 m d'épaisseur, nous pensons qu'elle est tronquée à sa base par un contact tectonique tangentiel subhorizontal car au pied du Jebel, les couches sont recoupées par une mylonite peu pentée à l'est associée à des plis d'entraînement ; l'ensemble des roches est relativement peu déformé (fig.1).

Par rapport aux Jébilet occidentales autochtones et allochtones (SOUGY, 1976; POUTCHKOVSKY, 1978; TAHIRI, 1982) le style des plis du Jebel Ardouz est semblable à celui de l'autochtone, la lithostratigraphie rappelle plutôt celle de l'allochtone.

LITHOSTRATIGRAPHIE

L'unité du J.Ardouz est constituée d'une série non continue comprenant trois formations lithostratigraphiques (fig.2) qui sont de bas en haut :

UNE FORMATION ARGILO-GRESEUSE ET CONGLOMERATIQUE ROUGE

Elle est constituée de bas en haut par :

- Des argilites mauves violacées avec un peu de muscovite détritique, il n'y a ni schistosité ni métamorphisme. Localement dans ces argilites sont emballés des blocs de calcaires (20 cm de diamètre pour le plus gros bloc trouvé) où nous avons reconnu des restes d'encrines. Vers le sommet, s'intercalent dans les argilites, des petits lits discontinus de 3 à 40 mm d'épaisseur de grès bruns à grain fin. Ces intercalations gréseuses sont visibles sur une épaisseur de 1 à 2 m. La stratification, soulignée par les lits gréseux n'est observable que dans cette partie de la formation massive par ailleurs. La base de ces argilites n'est pas connue.

- Des conglomérats à ciment gréseux rougeâtre : Les galets sont de nature variée, on trouve ainsi :

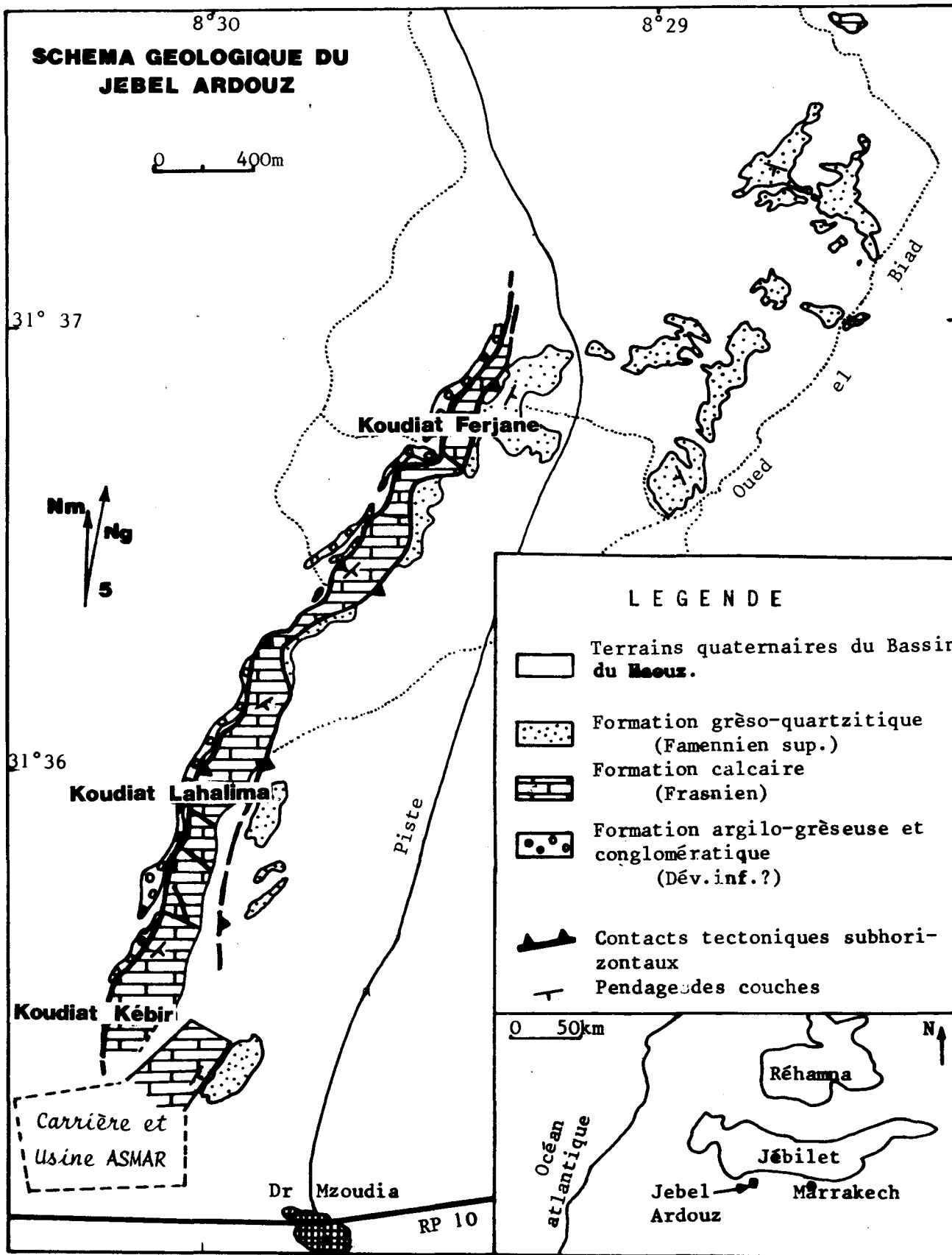


Fig : 1

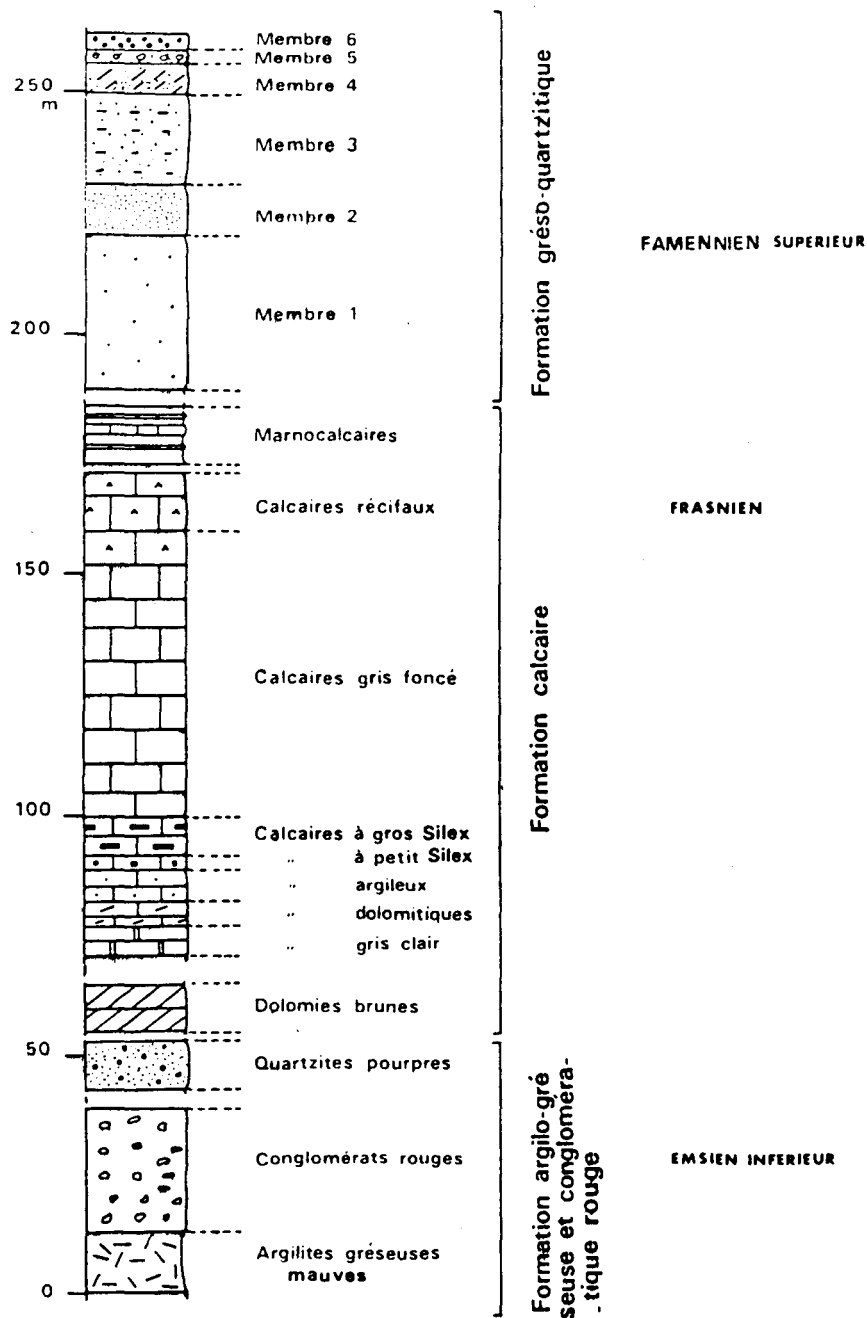


Fig 2 : Succession lithostratigraphique du Jebel Ardouz.

- Des galets de grès à grain fin à grossier de diamètre maximum 8 cm, sans fossile, localement fissurés.

- Des rares galets de calcaire de diamètre 10 cm maximum. Dans un de ces galets HOLLARD (comm. orale 1979) a trouvé une faune de l'Emsien inférieur attribuant par là un âge limite inférieur pour cette formation.

- Des quartzites pourpres à cassure beige brune à stratification non visible. Aucun fossile n'y a été trouvé. Les affleurements sont discontinus, parfois en blocs isolés très tectonisés; la surface de ces blocs porte localement des stries de friction d'orientations variées dont certaines sont courbes.

UNE FORMATION CALCAIRE

Elle comprend de bas en haut :

- Des dolomies brunes en petits bancs décimétriques renfermant des polypiers.

- Des calcaires gris clair à grain fin, à patine beige et cassure gris clair, parcouru par de fines veinules blanches de calcite. De fins lits argileux (épaisseur inférieure à 2 mm) sont intercalés entre les bancs et soulignent la stratification qui est finement ondulée et montre de minuscules convolutes. Ces calcaires contiennent des débris d'ostracodes et des entroques.

- Des calcaires dolomitiques à patine beige avec de minces veinules beige blanchâtre, cassure gris clair, en bancs décimétriques.

- Des calcaires argileux à patine beige rosé et cassure gris clair. Les lits argileux sont plus épais que dans les calcaires gris clair. Les bancs calcaires sont épais de 5 à 30 cm et présentent à la surface une altération alvéolaire.

- Des calcaires à petit-silex à patine gris bleu et à cassure gris clair à sombre. Les bancs ont des épaisseurs inférieures à 20 cm et contiennent des nodules de silex dont le diamètre est inférieur à 5 cm. Certains nodules sont fracturés et allongés parallèlement à la stratification.

- Des calcaires à gros silex identiques aux précédents mais la taille des nodules est supérieure à 5 cm.

- Des calcaires gris foncé à patine gris bleu à la base, les bancs ont des épaisseurs de 10 à 40 cm et sont légèrement dolomitisés. Vers le sommet les bancs atteignent 80 cm d'épaisseur. Des lits millimétriques silicifiés soulignent

La stratification. Localement ces calcaires sont traversés de cavités karstiques de diamètre décimétrique à métrique remplis de quartzite brune. Ces calcaires sont localement dolomitisés en dolomie brune qui en surface d'affleurement, forme des tâches déssiménées de dimension métrique à décimétrique. Les calcaires et la dolomie brune renferment des entroques et des encrines et sont parcourus par un important réseau de veinules de calcite blanche.

- Des calcaires récifaux à patine beige-gris clair parcourus par des veinules blanches à rosées et cassure gris clair. La stratification est mal définie. Les polypiers sont abondants, ROCH (1930) a trouvé : *Favosites cervicornis*, *Cyathophylum* sp., *Smithia* sp. Il a trouvé aussi *Atrypa reticularis*. MICULOT (in ROCH, 1930, p.141) a trouvé *Stringocephalus burtini* et *Spirifer vermeuili*. Localement ces calcaires récifaux sont surmontés par un niveau calcaire renfermant des polypiers et des goniatites qui datent du Frasnien (KERGOMARD, 1969 inédit ; HOLLARD, comm. orale 1979).

- Des marno-calcaires à patine gris jaune dans lesquels on a noté la présence d'intercalations métriques de calcaires gris sombre et d'intercalations centimétriques à décimétriques de grès fins jaune pâle. Des brachiopodes (en cours de détermination) ont été rencontrés dans ces marno-calcaires. Le sommet des marno-calcaires est inconnu.

UNE FORMATION GRESO-QUARTZITIQUE

Elle est fossilifère et subdivisée en 6 membres différents. Cette subdivision est basée sur la couleur des roches à l'affleurement et leur lithologie. Les 6 membres sont de bas en haut :

- Membre 1 : constitué de 7 niveaux notés M.1 a à M.1 g de la base au sommet :

M.1 a : Grès quartzitique fin à patine beige jaunâtre et cassure gris translucide, (13,70 m d'épaisseur).

M.1 b : Quartzite mauve clair à cassure beige brun. On y rencontre des brachiopodes et *Spirifer vermeuili* qui datent du Famennien supérieur (dét. HOLLARD, 1967), 1,75 m d'épaisseur.

- M.1 c : Quartzite mauve à brun foncé à rubanement millimétrique de lits clairs et de lits sombres, (3 m). Les fossiles sont rassemblés dans de petits lits lumachelliques de 1 à 10 cm d'épaisseur dans lesquels on a trouvé essentiellement *Spirifer verneuili* et *Streptorhynchus devonicus* Dav et *Astrypa* sp. (ROCH, 1930).
- M.1 d : Grès quartzitique fin à patine jaunâtre et cassure beige clair (2m) contenant d'abondants *Spirifer verneuili* (dét. HOLLARD, 1967).
- M.1 e : Grès quartzitique (5m) gris clair en bancs de 5 à 30 cm d'épaisseur à *Spirifer verneuili* (dét. HOLLARD 1967).
- M.1 f : Quartzite beige clair translucide massif (4,50m).
- M.1 g : Grès quartzitique fin, blanchâtre à jaune clair, avec un litage fin et des stratifications entrecroisées centimétriques montrant une polarité normale (3,50m). Une fracturation subverticale affecte ce niveau. Vers le sommet, dans ces grès quartzitiques s'intercalent des lentilles décimétriques de quartzite massif beige à gris clair et de grès quartzitique grossier.
- Membre 2 : comprend 2 niveaux qui sont de bas en haut:
- M.2 a : Grès quartzitique fin blanchâtre intensément fracturé, à stratification non visible (5,75m). Aucun fossile n'y a été trouvé.
- M.2 b : Grès quartzitique identique à M.2 a mais peu ou pas fracturé (5m).
- Membre 3 : on y a distingué 2 niveaux qui sont de la base au sommet:
- M.3 a : Quartzite beige clair à violet clair (8,50m), finement rubané avec des lits beige clair à violet sombre de 0,3 à 8 cm d'épaisseur. Des stratifications entrecroisées centimétriques à décimétriques indiquent une polarité normale. Les fossiles essentiellement des brachiopodes et

Spirifer verneuili (dét. HOLLARD 1967) sont disposés en lits lumachelliques continus de 3 à 10 cm d'épaisseur qui alternent irrégulièrement avec les lits quartzitiques.

M.3 b : Quartzite moins massif que M.3 a, brun à violet clair, sans fossile (10 m).

- Membre 4 : Quartzite massif beige à gris clair, fracturé, non fossilifère. Au sommet du membre s'intercalent des lentilles métriques de grès quartzitique à grain moyen.
 - Membre 5 : Grès quartzitique brun foncé avec des intercalations lenticulaires décimétriques de microconglomérats quartzitiques (microgalets ayant un diamètre inférieur à 0,3cm). Des figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, granoclassement localement) montrent une polarité normale. On n'a pas rencontré de fossile. Ce membre présente à la surface une altération alvéolaire importante révélant la présence de carbonate. L'épaisseur de ce membre est estimée à 3m, le sommet n'est pas connu.
 - Membre 6 : Quartzite massif (épaisseur estimée à 4m) à cassure beige violacée, sans stratification visible. Des lentilles centimétriques de grès fin y sont souvent rencontrées. Ce membre affleure de manière très discontinue et forme des masses arrondies de dimensions métriques. Aucun fossile n'y a été rencontré.
- Les différents membres individualisés sont " transgressifs " l'un par rapport à l'autre.

REMARQUES

Des variations notables d'épaisseur de certaines couches ont été décelées. Certaines sont dues à des contacts tectoniques (marqués pour la plupart d'entre eux par des mylonites comme le contact entre la formation argilo-gréseuse et conglomératique et la formation calcaire) mais aussi à des phénomènes localisés d'érosion, probablement liés à des structures chenalissantes caractéristi-

ques, par exemple dans la formation grès-quartzitique. Autre argument plaidant en faveur d'une érosion des calcaires avant le dépôt des quartzites du Famennien est la présence dans les derniers niveaux calcaires situés sous les quartzites, d'un karst rempli de quartzite.

La disposition au nord de la carrière Asmar, des marno-calcaires du sommet de la formation calcaire, pourrait s'expliquer par ce phénomène d'érosion antérieur aux dépôts des grès quartzites; en effet dans la carrière Asmar, l'épaisseur visible des marno-calcaires est de 12 m environ, alors que dans la partie nord de la boutonnière ces roches n'apparaissent nulle part. Mais cette hypothèse n'a pu être cependant vérifiée sur le terrain en raison de la présence d'un contact anormal NNE-SSW peu penté à l'est qui a pu aussi jouer un rôle important dans la disparition des marno-calcaires et de certaines membres de la formation grès-quartzitique dans la région nord du Jebel Ardouz.

ETUDE STRUCTURALE

La structure du Jebel Ardouz la plus évidente correspond à un synforme approximativement N-S. Le Jebel lui-même est formé par le flanc ouest de ce synforme. La structure de détail est plus complexe car il existe un certain nombre de contacts anormaux mylonitiques, liés à des chevauchements qui recourent toute la série particulièrement à la base et auxquels sont associés des plis d'entraînement.

Le terme de synforme a été utilisé de préférence à celui de synclinal en raison de la présence de ces contacts mylonitiques qui ne nous permettent pas d'assurer que la succession observée est chronologiquement la bonne, du moins à la base.

LE SYNFORME

Il a une amplitude de 200 m environ et une demi-longueur d'onde de 2 km. L'examen du stéréogramme d'ensemble montre que sa structure n'est pas cylindrique, mais a une forme de cuillère (fig.3). Dans la moitié nord, l'axe construit du synforme a une direction N-S et plonge de 30°S. Dans la moitié sud, l'axe est N 12°-4°N.

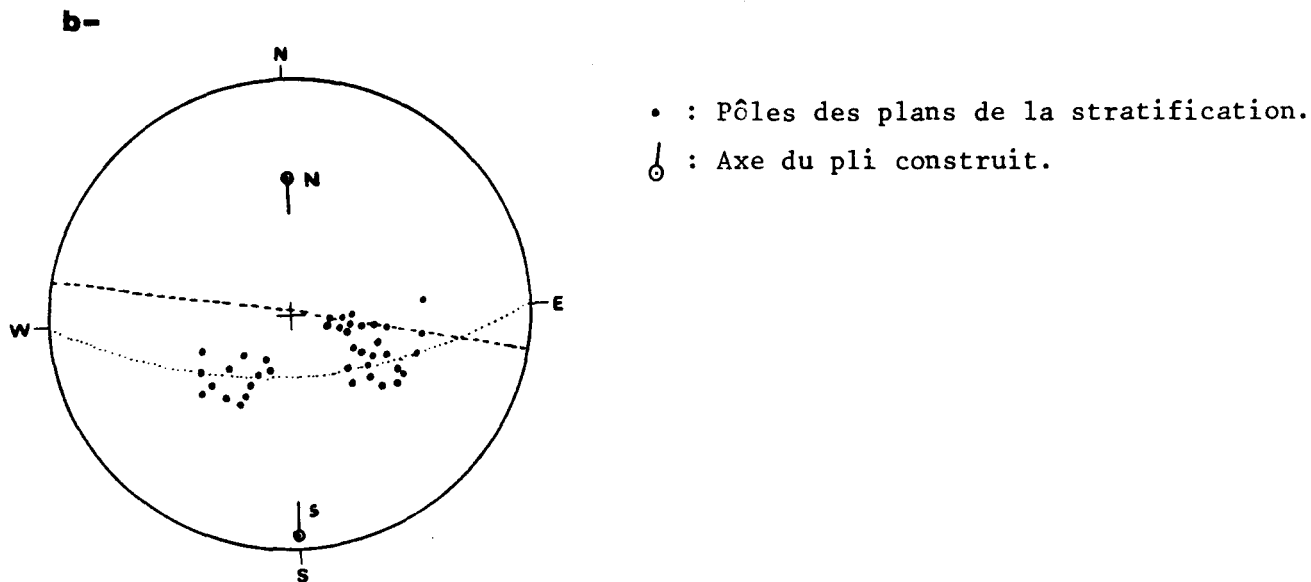
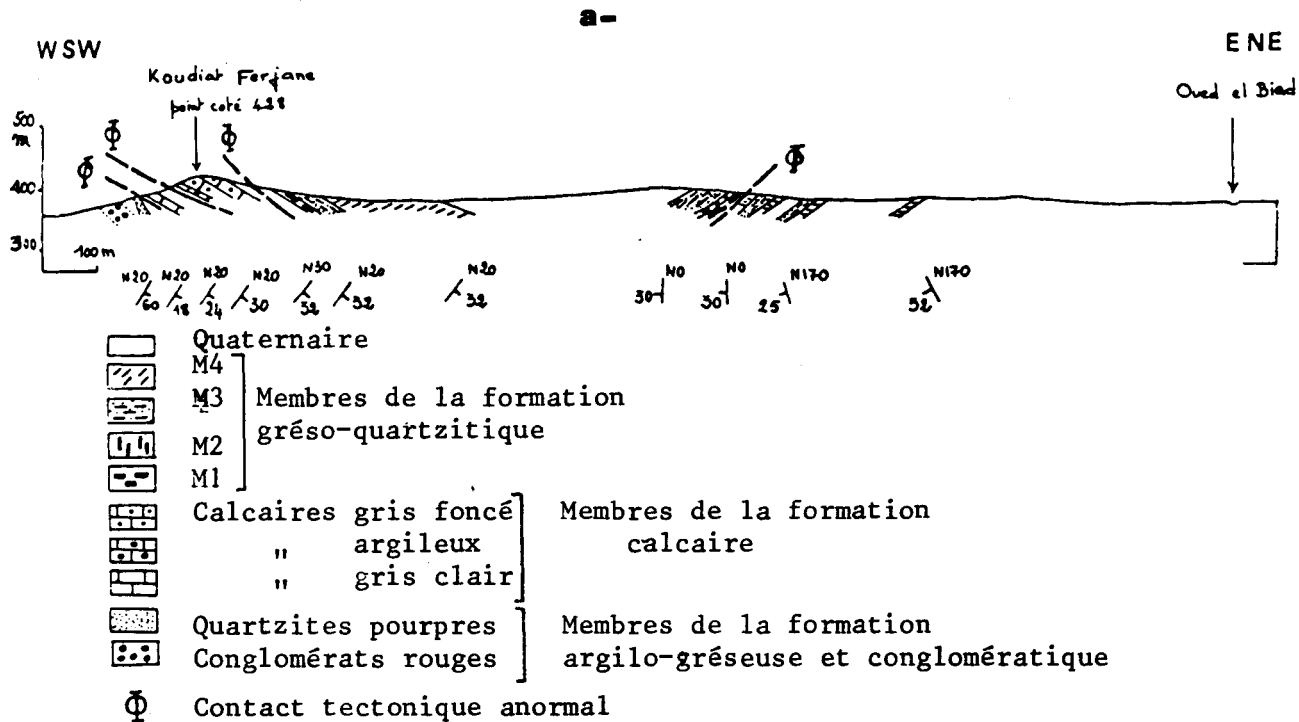


Fig 3 : a - Coupe structurale au nord du Jebel Ardouz.
 b - Stéréogramme d'ensemble du Jbel Ardouz, la dispersion des pôles de la stratification rend compte de la structure en "cuillère" du synforme.

LES CONTACTS ANORMAUX

Nous avons distingué deux contacts anormaux principaux dont l'un est de type mylonitique. Cartographiquement ces contacts dessinent des tracés sinueux sur une topographie relativement peu accidentée. Chacun d'eux suit une même courbe de niveau en faisant des rentrants dans les ravins des petits oueds; ce qui implique que les plans de contacts sont subhorizontaux ou peu pentés.

À la base de la formation calcaire se trouve une mylonite qu'on suit du N au S, le long du flanc ouest du synforme. Elle est constituée essentiellement par des calcaires irrégulièrement laminés et montrant un feuilletage tectonique. Localement à l'ouest de la Koudiat Ferjane par exemple, on y voit intercalés des amas lenticulaires, d'épaisseurs métriques, d'argilites violacées finement feuilletées, identiques à celles de la base de la formation argilo-gréseuse et conglomératique rouge. Dans cette mylonite sont aussi emballés des blocs de calcaires fracturés et de quartzites massifs (60 cm de diamètre pour le plus gros rencontré). Certains blocs, notamment les quartzites, portent de nombreuses stries de friction ayant des orientations diverses. La mylonite est en général pentée vers l'Est de 10 à 35°, mais le pendage peut être localement subvertical ou subhorizontal. Le plus souvent la mylonite recoupe nettement les bancs calcaires, mais par endroits, il y a presque parallélisme, si bien qu'il est parfois difficile de distinguer cette mylonite des niveaux lithologiques à feuilletage sédimentaire.

Associés à la mylonite existent des plis d'entraînement. Ils s'observent bien dans les calcaires du flanc ouest de Koudiat Ferjane; ce sont des plis à demi-longueur d'onde centimétrique dont les axes varient entre N85° et N120° avec des plongements de 20 à 45° vers l'Est (fig.4). La majorité de ces plis ont un plan axial incliné de 30 à 60° vers le nord. Des plis de même style sont observés dans les marno-calcaires, d'orientation générale N130° - 0° à 30°SE (fig.4).

La mylonite et les plis d'entraînement associés suggèrent un déplacement tangentiel vers le sud du matériel du Jebel Ardouz.

Un deuxième contact situé structuralement au-dessus du précédent existe dans le flanc ouest du synforme; il se suit du NNE au SSW tout le long de la boutonnière et limite vers l'Est la formation calcaire. Il est matérialisé par une mylonite essentiellement calcaire qu'on ne trouve que localement en

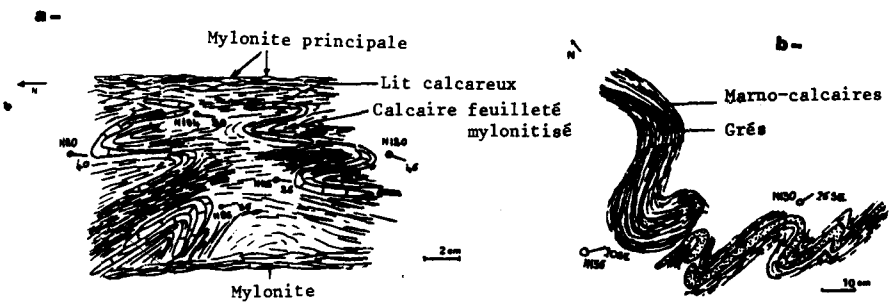


Fig 4 : a - Plis d'entrainement associés à la mylonite principale. Détail d'une coupe.
 b - Plis d'entrainement dans les marno-calcaires. Détail d'une coupe.

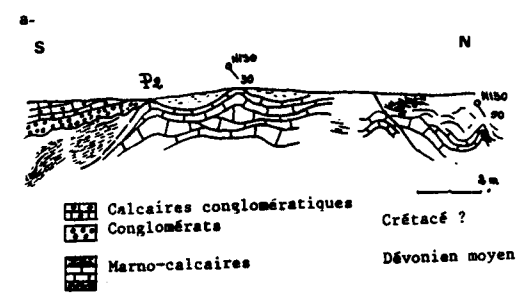


Fig 5 : Plis P1 dans les marno-calcaires de la carrière ASMAR. Extrait de coupe.
 a - plis sans clivage axial
 b - plis avec clivage axial de type fracture limité à certains couloirs décimétriques.

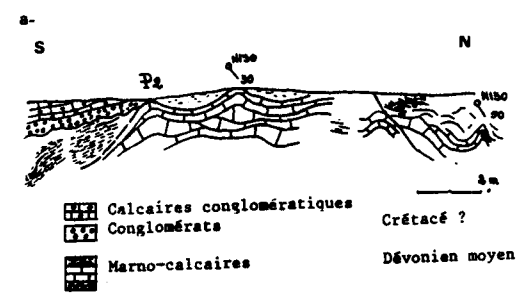


Fig 6 : Plis P2 dans les marno-calcaires de la carrière ASMAR. Extrait de coupe.
 a - plis métriques
 b - plis décimétriques.

raison des mauvais affleurements, comme dans le versant est de la Koudiat Oustania. Le pendage de cette mylonite n'est pas connu, mais d'après son tracé cartographique il ne peut être que penté à l'Est. Ce contact pourrait expliquer aussi en partie la disparition partout au Nord de la carrière ASMAR, du membre marno-calcaire de la formation calcaire et aussi de plusieurs membres de la formation grès-quartzitique.

Un contact qui pourrait appartenir à la même discontinuité structurale existe aussi à 1 km à l'Est de la crête du Jebel Ardouz entre la formation calcaire et la formation grès-quartzitique. Dans ce secteur le tracé cartographique du contact est moins précis mais il semble indiquer que son pendage ne peut être que vers l'ouest. (fig.1).

. Dans la carrière ASMAR les marno-calcaires sont affectés par:

- des plis P1 à demi longueur d'onde centimétrique à décimétrique dont la direction axiale oscille entre N00 et N45 avec des plongements vers le N et NE de 5 à 20°; Ces plis sont localement associés à un clivage fruste de type fracture limité à la charnière (fig.5);
- des plis P2 à demi longueur d'onde centimétrique à métrique (fig.6). Les directions axiales varient entre N130° et N150° avec des plongements vers le SE de 5 à 50°. Ces plis P2 sont en hélice et entraînent un laminage des plis P1. Ce laminage s'effectue suivant des plans N100 à N130° portant des stries N40° indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le SW. D'autres cisaillements N160 à N30° selon des plans peu pentés recoupant les plis P1 ont été encore observés dans les marno-calcaires. Si on ne connaît pas avec exactitude les relations de ces structures avec les mylonites et les plis d'entraînement qui affectent les séries sous-jacentes, on peut raisonnablement envisager qu'ils ont été induits par les mêmes mouvements tangentiels.

. Fractures et fentes de tension:

- Dans les grès-quartzites : deux familles de fractures ouvertes (F1 et F2) ont été distinguées : F1, fractures ouvertes dont l'espacement est de 2 cm au maximum et l'ouverture de quelques millimètres, elles ont des directions N40 à N90° et des pendages de 55 à 85° vers le NW ou le N; F2, fractures plus récentes que F1, espacées de 10 cm au maximum, elles ont des directions de N110 à 140° et des pendages de 70° SW à vertical.

Certains plans de fracture des deux familles portent des stries de friction. Nous pensons que ces fractures, en raison de leur orientation, peuvent être considérées comme des fentes de tension dûes aux déplacements relatifs des couches lors de la formation de la mylonite et des plis d'entraînement.

- Dans les niveaux de calcaires gris foncé, existent des fentes de tension verticales remplies de calcite blanche. Il s'agit d'un système de fentes conjuguées dont l'analyse indique statistiquement un raccourcissement orienté selon la direction N160°.

L'examen microscopique d'un échantillon de mylonite calcaire montre que celle-ci est affectée par des fentes de tension millimétriques du même genre que celles qui affectent les calcaires gris foncé.

Les mouvements tectoniques qui ont donné naissance à la mylonite sont antérieurs à ceux qui ont produit les fentes de tension.

FAILLES VERTICALES

Elles ont toutes des directions E-W. Le décalage horizontal est de 5m en moyenne.

METAMORPHISME

Aucune manifestation de métamorphisme n'a été décelée, ni à l'échelle macroscopique, ni à l'échelle microscopique, dans les différentes assises qui constituent la série du Jebel Ardouz. Si les calcaires dans les conglomérats sont un peu flués, les muscovites observées dans la formation argilo-gréseuse et conglomératique sont toutes uniquement détritiques.

CONCLUSIONS

La série lithostratigraphique du Jebel Ardouz telle qu'elle a été décrite présente à la base des lacunes explicables par des contacts tectoniques anormaux et dans le haut par la transgressivité des couches mais aussi par des

Contacts tectoniques. La discontinuité principale dans la succession verticale des couches est due à une mylonite qui est placée dans la partie inférieure de la série.

La succession lithostratigraphique comprend trois formations : à la base, une formation détritique d'au moins 48 m d'épaisseur, d'abord à grain fin (membre argilo-gréseux) puis devenant grossière plus haut (membre conglomératique et membre quartzitique). Cette formation n'est pas datée, mais dans les conglomérats un galet daté de l'Emsien inférieur donne un âge maximum. Au dessus, mais partout en contact anormal mylonitique vient la formation calcaire (minimum 112 m d'épaisseur) dont des dolomies et des calcaires récifaux, datée dans sa partie supérieure du Frasnien. Après érosion des calcaires et karstification, il y a dépôt transgressif de la formation grès-quartzitique (minimum 66 m) datée du Famennien supérieur. Des ravinements ont eu lieu lors de la sédimentation famennienne (discordance cartographique des différents niveaux gréseux qui se transgressent). Les ravinements, les figures sédimentaires, les tests des brachiopodes dans les niveaux lumachelliques, témoignent d'une profondeur faible d'eau lors de la sédimentation.

En dehors des zones mylonitiques, les roches de l'unité du Jebel Ardouz sont relativement peu déformées ; elles sont seulement ployées en synforme.

Les contacts tectoniques anormaux qui recourent la série, jalonnés de mylonite, et les structures associées, montrent que cet ensemble peut être considéré comme une écaille allochtone venant du Nord et qui s'est installé suivant une direction N-S à NNE-SSW.

TRAVAUX CITES

HOLLARD H. (1967).- Le Dévonien du Maroc et du Sahara Nord-Occidental. *Intern. Sympos. Devonian system, Calgary, 1967, vol.1, publi.* Alberta Soc. Pétrol. Géol., p.203-244, 14 fig.

POUTCHKOVSKY A. (1978).- *Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations tectoniques entre les Jebilet Occidentales autochtones et centrales allochtones, Méséta marocaine.* Thèse de 3ème cycle. Univ. Aix-Marseille III, St Jérôme, 74 p., 44 fig., 1 carte.

- ROCH E. (1930).- Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. Mines carte géol. Maroc*, n° 9 (Thèse Sci. Univ. Paris), 542 p.
- SOUGY J. (1976).- Existence d'une importante tectonique tangentielle, avec nappes repliées, dans les Jebilet occidentales et centrales (Méséta marocaine hercynienne). *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérôme, Marseille, B, n°12, 41 p.
- TAHIRI A. (1980).- Présence d'une mylonite à la base de la série calcaire dévonienne du Jebel Ardouz, Jebilet, Maroc hercynien. *8è. Réunion. ann. Sci. Terre*. Marseille, p.334.
- TAHIRI A. (1980).- Etude lithostratigraphique et structurale de la boutonnière allochtone du Jebel Ardouz. Les mylonites de base, Maroc hercynien. Rapport de mission Oct-déc 1979. *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérôme, Marseille, sér X, n° 38.
- TAHIRI A. (1982).- *Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie Sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones- contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Méséta marocaine*. Thèse 3ème cycle. Univ. Aix-Marseille III, St Jérôme, 171 p, 66 fig, 9 pl. 6 cartes.