

La zone Midelt-Tazekka-Bsabis, le domaine interne de la chaîne varisque et ses relations avec le Massif hercynien central

Christian HOEPFFNER

INTRODUCTION

Géographiquement, cet ensemble de boutonnières hercyniennes ne fait pas partie du Massif central mais appartient au Moyen-Atlas (Tazekka-Bsabis) et à la vallée de la Haute-Moulouya (Midelt). Son étude géologique est cependant nécessaire pour compléter le schéma évolutif du Massif central en faisant ressortir le rôle des zones internes de la chaîne varisque marocaine auxquelles appartiennent les boutonnières étudiées dans cette contribution.

La notion de zones internes est apparue dans les différentes synthèses structurales proposées ces dernières années (PIQUÉ & MICHARD, 1981; MICHARD & al., 1983; PIQUÉ & MICHARD, 1989). Des études régionales ont été consacrées au domaine interne, soit dans son ensemble, (HOEPFFNER, 1983, 1987), soit de façon plus ponctuelle (CHARRIERE, 1983, 1990; CHALOT-PRAT, 1990; RHINANE, 1990). Les caractères essentiels de cette zone peuvent se résumer en deux points.

* Existence d'épisodes tectoniques précoces ou éovariscques que l'on rangeait au Maroc sous le terme de phase antévisséenne et que l'on doit en fait subdiviser en événements d'âge dévonien supérieur ("bretons") et d'âge viséen supérieur ("sudètes").

* Apparition d'un magmatisme subséquent d'âge viséen supérieur terminal à namurien appartenant pour partie à la lignée calco-alcaline.

L'ensemble de ces caractères, déformations précoces et magmatisme viséo-namurien, font de cette partie de la chaîne une zone haute à partir du Dévonien supérieur, sorte de géanticlinal au front duquel vont s'individualiser les bassins dévono-carbonifères des zones plus externes et en particulier le bassin d'Azrou-Khénifra (BOUABDELLI, 1989). La partie Est de ce bassin est une zone en compression directement liée aux événements tectono-magmatiques des zones internes. C'est là qu'il faut chercher la dynamique de mise en place des nappes gravitaires du bassin d'Azrou-Khénifra.

Deux parties seront distinguées : la zone de Midelt, à structuration dévonien supérieur, et la zone Bsabis-Tazekka à structuration intraviséenne.

LA ZONE DE MIDELE

SITUATION ET HISTORIQUE DES TRAVAUX

La boutonnière de Midelt est située à la jonction entre le Haut-Atlas et le Moyen-Atlas dans la vallée de la Haute-Moulouya (fig. 1). Elle est constituée dans sa partie occidentale par des granitoïdes et dans sa partie orientale par des schistes, phyllades et micaschistes à amphibolites. Ces

terrains sont probablement d'âge paléozoïque. Un âge cambrien a été proposé (HOEPFFNER, 1983, 1987) en tenant compte des analogies de faciès avec le Cambrien volcanisé du Haut-Atlas de Marrakech et celui de l'Est du Maroc central (Pays Zaïan). Depuis les travaux d'EMBERGER (1965), qui définit les grandes lignes de la géologie de la boutonnière de Midelt, les études structurales sont restées peu nombreuses et axées principalement sur les déformations de l'encaissant schisteux : VAUCHEZ (1976, 1977), CAILLEUX & HOEPFFNER (1983), HOEPFFNER (1983, 1987), RHINANE (1990). La structuration des granitoïdes est étudiée par DIOT (1989), et DIOT & BOUCHEZ (1989).

La succession des différents événements tectono-métamorphiques et magmatiques est maintenant bien établie grâce aux datations isotopiques par la méthode Rb-Sr (TISSERANT, 1977; CLAUER & al., 1980). Le métamorphisme régional, associé à deux épisodes de plissement est daté à 366 +/- 7 Ma et correspond à la phase précoce de l'orogénèse hercynienne du Dévonien supérieur; il est suivi par la mise en place de plusieurs générations de granitoïdes : granodiorite d'El-Hassir à 347 +/- 17 Ma, granites alcalins à 329 +/- 6 Ma et les granites calco-alcalins, les plus abondants à 319 +/- 6 Ma. Le dernier événement hercynien correspond à une cataclase des granites calco-alcalins le long de plans de cisaillement, vers 315-309 Ma, avec mise en place de faciès à structures graphiques, filoniens tardifs à 302 +/- 3 Ma.

LES ETAPES DE LA STRUCTURATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le matériel déformé est de nature essentiellement pélitique et grésopélitique et il donne naissance par métamorphisme à un ensemble de phyllades, quartzophyllades et micaschistes très homogène. A l'exception des plis dessinés par les niveaux d'amphibolites, on n'observe pas de grandes structures dont l'échelle soit supérieure au décamètre. Le débit principal est une schistosité cristallophyllienne ou foliation déformée tardivement en dômes plus ou moins allongés suivant la direction E-W: dômes de l'Adrar Akorar et de Dar Lkhach, qui apparaissent bien sur la carte d'EMBERGER et sur les coupes de RHINANE (fig. 1, 2, 7, 8).

Selon HOEPFFNER (1987) et DIOT (1989), l'acquisition de cette foliation s'est réalisée selon un processus plissement + cisaillement, ces deux épisodes étant enchaînés dans le temps; ils correspondent aux phases 1 et 2 de VAUCHEZ (1976). D'une manière générale, c'est le phénomène de cisaillement qui développe les structures les plus visibles de la boutonnière de Midelt.

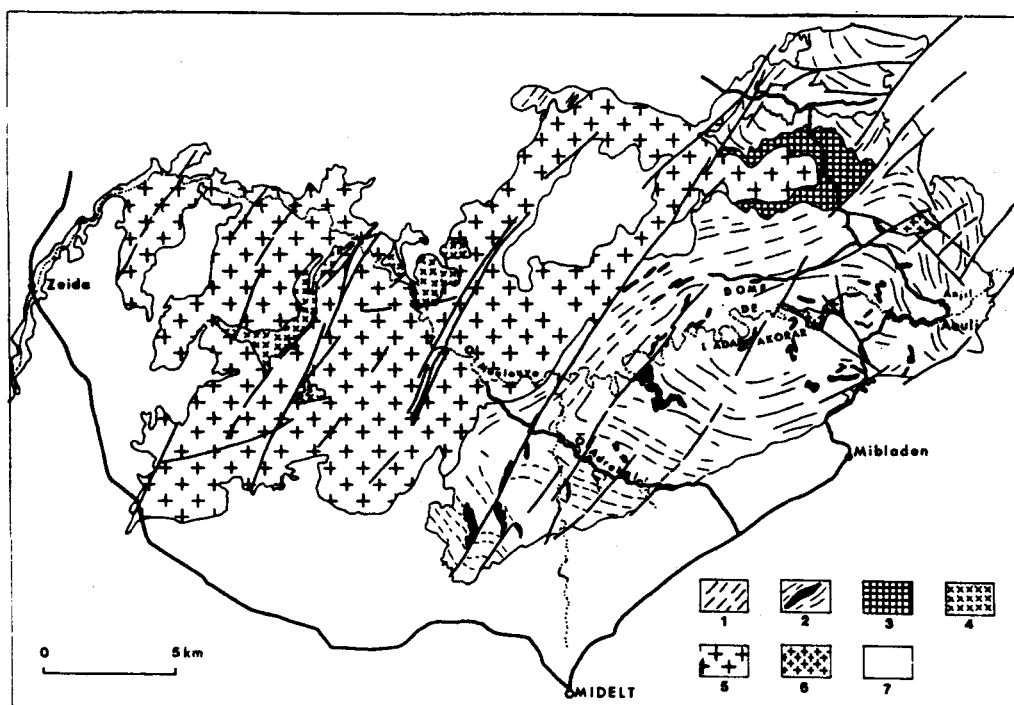


Fig. 1.- Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Midelt (d'après EMBERGER, 1965) (1. Phyllades et micaschistes attribuées au Cambro-Ordovicien, métamorphisme régional à 366 ± 7 Ma, 2. lentilles d'amphibolites, 3. granodiorites et diorites (347 ± 17 Ma), 4. granites alcalins (319 ± 6 Ma), 5. granites, 6. granites à muscovite, 7. couverture post-paléozoïque).

La phase éovarisque : épisodes D1 et D2

Les petites et moyennes structures

Les structures qui peuvent être attribuées à l'épisode D1 sont relativement rares dans la boutonnière de Midelt.

Le long de la route secondaire R S 317 Midelt-Aouli, on peut observer des flancs de plis couchés d'échelle décimétrique (fig. 3). Ils admettent une schistosité de plan axial de type flux, réfractée dans les niveaux de quartzophyllades et de quartzites, où se développent des meneaux. L'orientation des linéations d'intersection varie d'un affleurement à l'autre, de $N 90$ à $N 130^\circ$ (fig. 3b).

Plus à l'Est, dans le secteur d'Anjil, ce sont des plis dissymétriques soulignés par des niveaux quartzitiques. Ces plis d'échelle décimétrique à centimétrique sont de type concentrique-aplati à semblable; ils admettent une schistosité de flux selon leur plan axial. La disposition géométrique des axes de microplis et des linéations montre une importante dispersion (fig. 4) dont l'origine est à attribuer à des phénomènes de cisaillement correspondant ici à des glissements selon les plans de foliation $S0-1$. On remarque en effet que, dans un plan de $S1$ donné, les linéations d'intersection $L0-1$ gardent une orientation régulière. Par contre, d'une lame schisteuse à l'autre au sein de la pile des phyllades, on constate des écarts angulaires appréciables (fig. 4). Le glissement responsable de la

dispersion axiale se marque par des décalages des niveaux repères $S0$. Ce type de déformation discontinue consiste essentiellement en une réutilisation des plans de $S1$. A ce type de déformation rotationnelle s'ajoute une composante d'aplatissement indiquée par le boudinage des veines de quartz. La direction des axes des boudins reste assez constante, orientée $N 160-170^\circ$. La direction X de l'étiement correspondant au boudinage est $N 70^\circ$.

C'est une direction qui se retrouve dans l'ensemble du secteur d'Anjil. Elle est soulignée par une linéation d'étiement minéral dont l'orientation est constante, indépendante des linéations et des plis $P1$ (fig. 4). Le sens de cisaillement se fait de l'Est vers l'Ouest. Il peut être appréhendé par la forme des microplis d'entraînement (fig. 4); ceux-ci ont une vergence apparente vers l'Est, mais il s'agit en fait de plis de flancs inverses formés par cisaillement selon le modèle de RAMSAY & al. (1983), à flancs courts épaissis et flancs longs amincis. Les décalages des niveaux repères confirment le déplacement général vers l'Ouest. Lorsque leur pendage est opposé à celui des plans de cisaillement, les plans de $S1$ ont tendance à s'ouvrir à l'instar de fentes de tension et à dessiner des figures sigmoïdes traduisant toujours un sens de cisaillement vers l'Ouest. Parmi les structures qui se développent pendant l'épisode D2 de cisaillement, il faut noter les plis $P2$, omniprésents dans la boutonnière de Midelt.

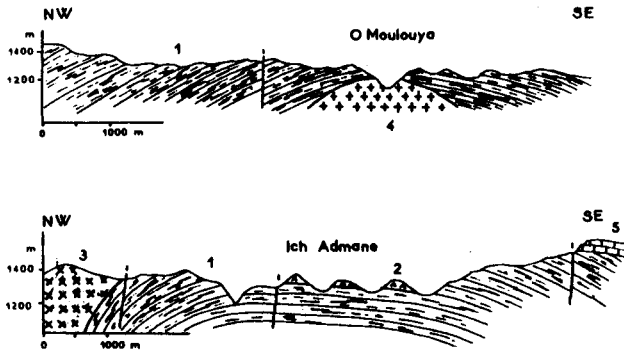
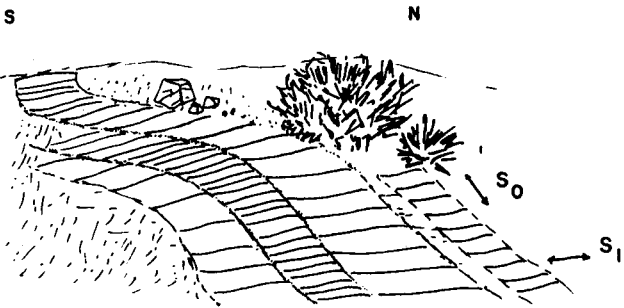
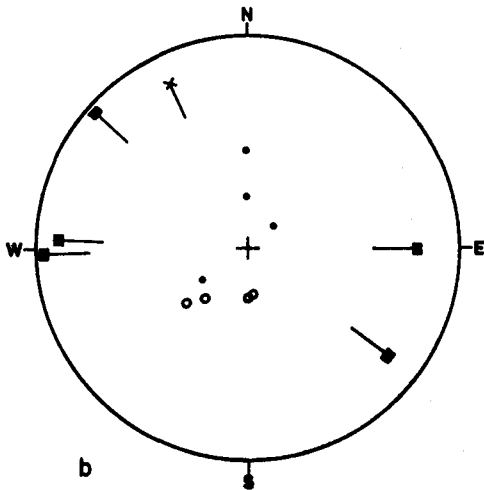


Fig. 2 - Coupes à travers le massif d'Aouli (d'après RHINANE, 1990). 1 : phyllades et micaschistes. 2 : lentilles d'amphibolites. 3 : granite calco-alkalin. 4 : granite à muscovite (gr. du "Poulet").

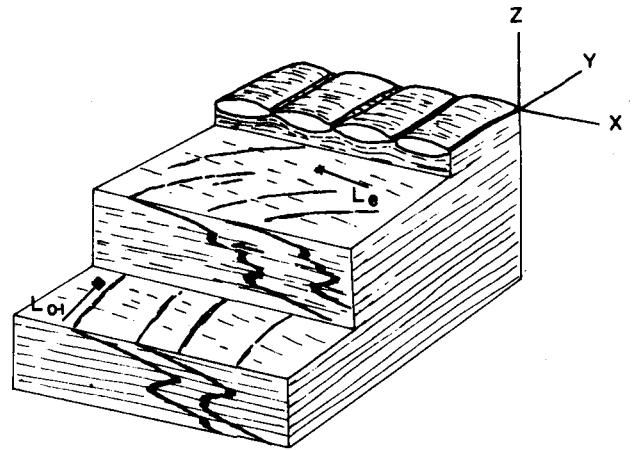


a

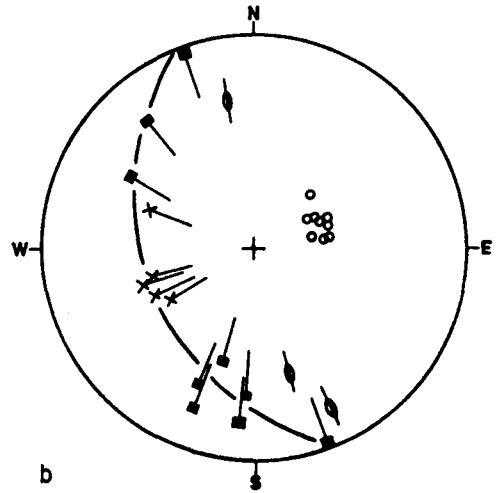


b

Fig. 3 - Structures de la phase D1, route Midelt-Aouli. a : flanc de pli couché. b : stéréogramme correspondant.



a



b

Fig. 4 - Structures de la phase D1, phyllades du secteur d'Anjil. a : bloc-diagramme des mésostructures; b : stéréogramme correspondant.

Les gorges de la Moulouya constituent de bonnes coupes naturelles pour l'observation de tels plis P2. Ce sont des plis en chevrons ou arrondis, de type concentrique ou concentrique-aplati. Leur caractéristique est d'être limités à des tranches de roches d'épaisseur centimétrique à métrique entre des plans S1 ou S0-1, en général proches de l'horizontale. A l'intérieur de ces lames schisteuses, on remarque une variation de l'amplitude des plis, celle-ci augmentant progressivement depuis les limites de la bande vers son centre (fig. 5). Cette disposition est caractéristique des zones de cisaillement (HANSEN, 1971). Le plan axial des plis est oblique sur les plans de cisaillement et il y apparaît une schistosité de crénulation S2 différenciée, donnant des microlithons d'épaisseur centimétrique.

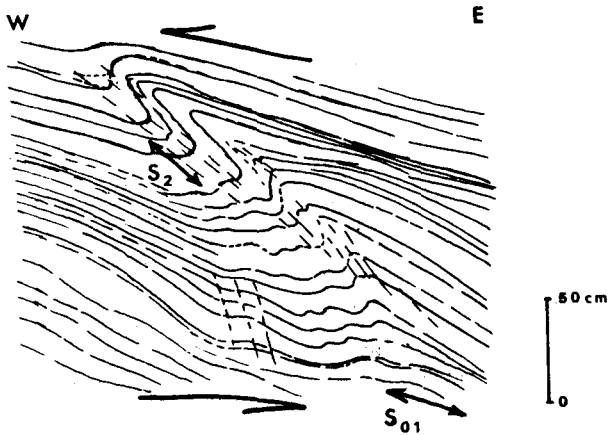
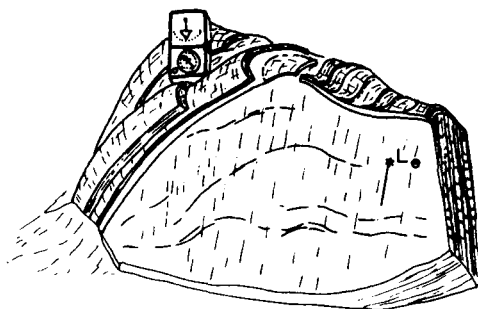
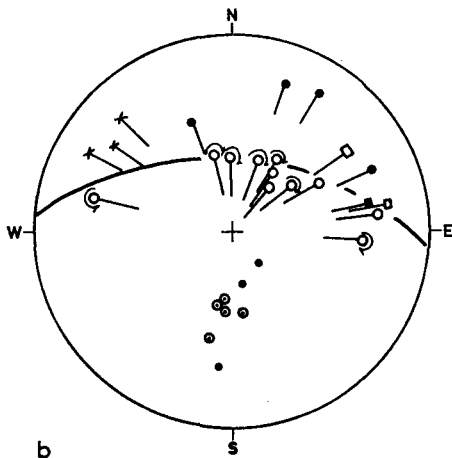


Fig. 5 - Replis P2 liés au cisaillement D2, gorges de la Moulouya, route Midelt-Aouli.



a



b

Fig. 6 - Pli P2 à charnière courbe, piste de l'oued Adrahal. a : mésostructure; b : stéréogramme correspondant.

Comme pour les plis P1, on remarque que les axes des P2 et les linéations L2 de microplissement sont très dispersés, depuis des directions N 90° jusqu'à N 160-170°.

L'origine de cette dispersion est à rechercher dans des phénomènes de glissement analogues à ceux mis en évidence pendant l'épisode D1. Elle est cependant aussi liée à l'existence de plis en fourreau observables dans l'ensemble de la boutonnière et particulièrement dans le secteur de l'oued Adrahal (fig. 6). La courbure des charnières ne dépasse pas 90°, et la direction de la ligne de glissement est parallèle à la linéation d'étirement.

La linéation d'étirement [Le] est toujours observable dans la boutonnière de Midelt. Elle se marque à l'affleurement ou sur l'échantillon par une fine linéation (souvent mal définissable, correspondant soit à une fibrosité de quartz, soit à une fine crénulation de la foliation. Fréquemment, c'est une linéation minérale soulignée par des baguettes de chlorite de 0,5 à 1 mm de long. Dans les schistes tâchetés, les tâches allongées sont parfois parallèles à cette linéation.

On constate que son orientation est assez régulière à l'échelle de la boutonnière, principalement là où la foliation est sub-horizontale. Sa direction moyenne varie entre N 70° et N 120° (fig. 8). Elle peut être interprétée comme représentative de la direction du transport tectonique lors de l'épisode de cisaillement D2. Les directions de plissement sub-méridiennes représenteraient l'orientation initiale des plis; au cours du cisaillement, les axes se dispersent pour se réorienter vers une direction moyenne E-W en acquérant localement une géométrie en fourreau.

Le sens du cisaillement peut être déduit de la géométrie des plis P2 d'axes sub-méridiens. Ils sont déversés vers l'Ouest, et la schistosité, limitée aux bandes cisillées est pentée vers l'Est. Cette disposition est caractéristique d'un régime de cisaillement à vergence vers l'Ouest.

Les microstructures

La structure planaire observable dans les phyllades et micaschistes de Midelt est une foliation métamorphique. Au microscope, elle apparaît constituée par des cristallisations de quartz en amande, de micas blancs et parfois de biotite aplatis dans le plan de schistosité. La chlorite en petites baguettes est omniprésente.

Le débit planaire est une schistosité de type continu ou discontinu-lisse; le clivage est parfaitement pénétratif, parallèle au plan axial des plis. Dans les phyllades se développe une crénulation différenciée, donnant un litage tectonique. Dans les micaschistes, les microlithons issus de cette crénulation ont tendance à disparaître et ils subsistent à l'état de domaines lenticulaires isolés. Lorsqu'il y a glissement, la foliation S1-2 est un litage tectonique. Les bandes phylliteuses conservent bien la structure plissée des microlithons avec notamment les micas blancs en arcs polygonaux.

La linéation d'étirement se manifeste microscopiquement par la déformation de plusieurs types de marqueurs sur lesquels une approche de la quantification de la déformation a pu être faite.

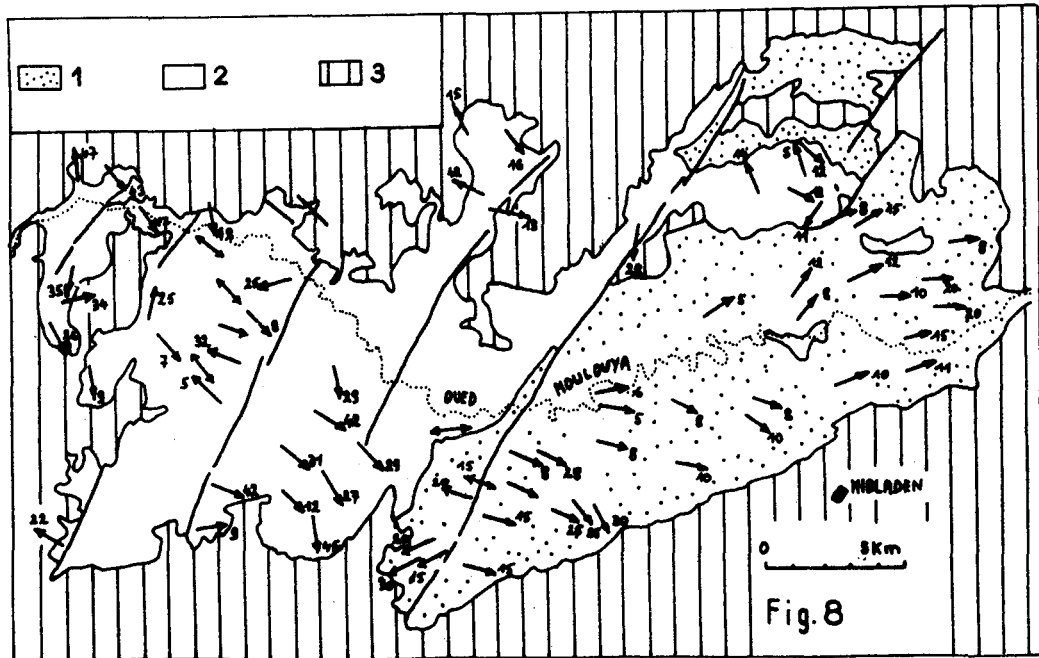
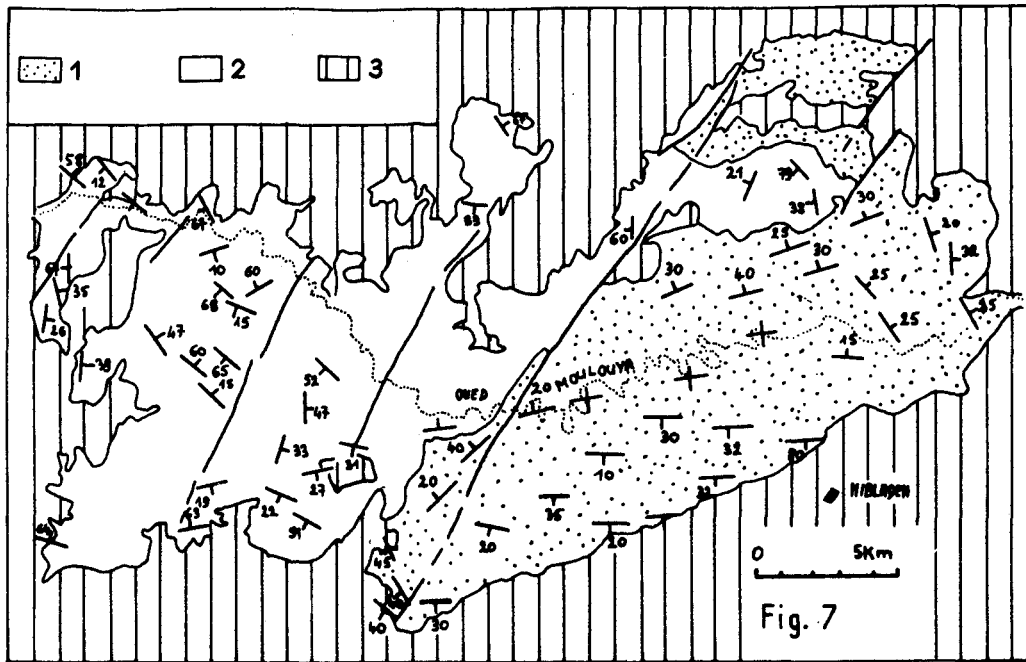


Fig 7 & 8: Cartes des répartition des fabriques planaires (Fig. 7) et linéaires (Fig. 8) dans la boutonnière de Midelt. Schistosité et linéation d'étirement des terrains métamorphiques d'après RHINANE (1990); foliations et linéations magnétiques des granitoides d'après DIOT (1989).

- *Les grains de quartz détritiques.* Seuls sont pris en compte les grains de grande taille ($> 200 \mu\text{m}$). Ils sont entourés de recrystallisations syntectoniques en ombre de pression, de quartz et de chlorite. Le rapport X/Z est supérieur à Y/Z ; le paramètre K est de l'ordre de 1,5 mais peut varier entre 0,1 et 1,6 (RHINANE, 1990).

- *Les tâches allongées.* De 2 à 15 mm, elles correspondent à des phénoblastes précoces, déformés et entièrement épigénisés par des cristallisations de quartz, chlorite et mica blanc. Comme pour les grains de quartz, le rapport X/Z est supérieur au rapport Y/Z indiquant un aplatissement avec étirement (fig. 9).

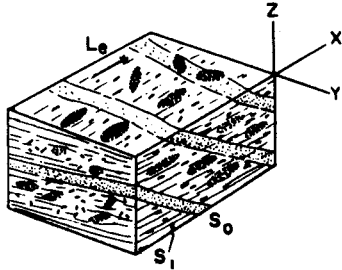


Fig. 9 - Microstructures dans les micaschistes de Midelt, gorges de la Moulouya. La linéation d'étirement est soulignée par des chlorites et des phénoblastes rétro-morphosés.

- *Les chlorites.* (fig. 10). Dans les sections XZ , les cristaux de chlorite sont disposés en tablettes plus ou moins effilées à leurs extrémités ou en rubans. Les clivages sont généralement obliques sur les plans de foliation, conservant la trace de la disposition initiale des micas détritiques parallèlement à la stratification (WYBRECHT, 1984). La recrystallisation et la réorientation sont cependant souvent assez importantes pour que les clivages soient parallèles à la foliation. Les tablettes sont allongées suivant les plans de S_1 ou de S_2 . Elles contiennent fréquemment des inclusions charbonneuses ou quartzes définissant une schistosité interne [S_i], dont l'allure sigmoïde traduit une cristallisation syntectonique. D'autre part, la présence de chlorites sécantes sur la foliation montre que leur cristallisation s'est poursuivie après les mouvements tectoniques. Dans les sections YZ , la disposition des prismes de chlorite est plus irrégulière. Ils sont plutôt obliques, voire perpendiculaires à la foliation, cette dernière étant faiblement microplissée. Les prismes de chlorite sont déformés par des bandes de pliage dont les plans axiaux sont soit parallèles, soit perpendiculaires à la foliation. Ces microstructures indiquent un raccourcissement selon Z mais aussi selon Y traduisant donc un régime de déformation proche de la constriction.

Une quantification précise de la déformation serait nécessaire dans l'ensemble de la boutonnière. Il est cependant raisonnable, d'après les observations disponibles, d'envisager pendant la phase éovarisque un régime de

déformation de type aplatissement + étirement évoluant vers la constriction. Ce régime est parfaitement compatible avec les cisaillements symmétamorphiques observés.

Des foliations mylonitiques ont été mises en évidence dans les sills d'amphibolites du secteur ouest de la boutonnière : oued Bel-Lahcen (RHINANE, 1990). Surtout visible au microscope, la foliation est soulignée par du quartz en ruban et par des aiguilles d'amphibole (hornblende verte). Des clastes résiduels de plagioclases moulés par la foliation confèrent à la roche un aspect œillé et déterminent sur les échantillons une linéation d'étirement (fig. 11). Des structures S/C typiques des mylonites (BERTHE & al., 1979; LISTER & SNOKE, 1984), ont été observées : plans S et plans C se recoupant à 40° environ, amphiboles en "poisson". Les sens de cisaillement déduits sont dirigés vers l'Ouest, conformes à la direction générale du déplacement.

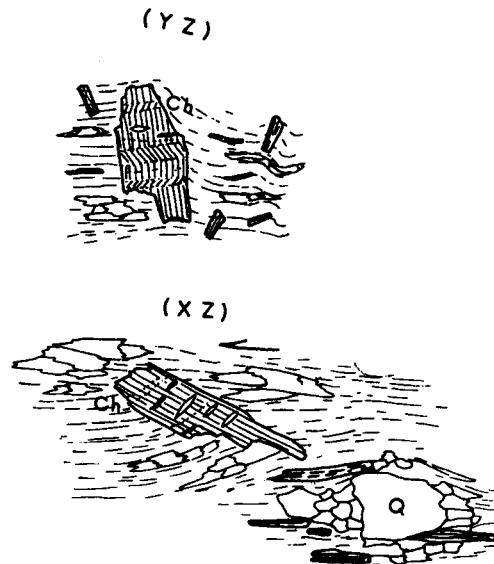
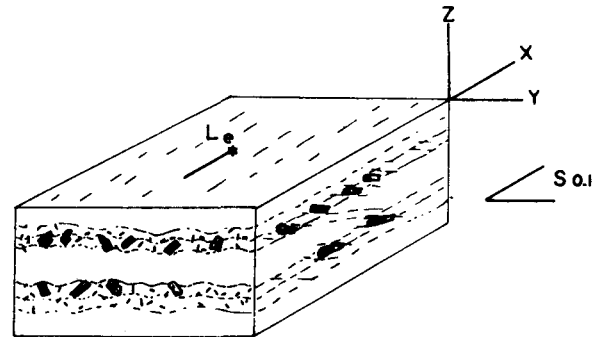


Fig. 10 - Disposition des phénoblastes de chlorite dans les micaschistes de Midelt, gorges de la Moulouya. Le : linéation d'étirement; S_0-1 : foliation; Ch : chlorite; Q : quartz.

La phase tardive : épisode D3

Dans la boutonnière de Midelt, la phase tardive se marque par un plissement à grand rayon de courbure suivi d'un épisode de fracturation.

Les grandes structures

La foliation dessine des ondulations d'amplitude kilométrique d'axe moyen E-W. La plus remarquable est le dôme de l'Adrar Akorar (EMBERGER, 1965), ou antiforme de la Moulouya décrit par RHINANE (1990) comme un pli de 17 x 9 km dont l'axe correspond à l'oued Moulouya. Les flancs ont des pendages variant de 10 à 40°, et le flanc nord s'ennoie sous le massif granitique (fig. 2).

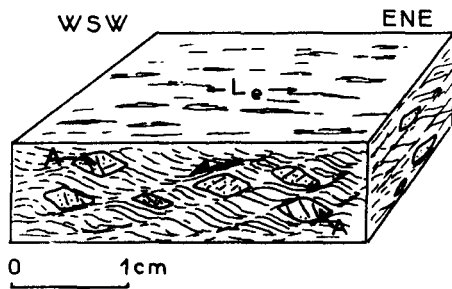


Fig. 11 - Fabrique mylonitique S/C dans les amphibolites de la partie SW de la boutonnière de Midelt (oued Bel-Lahcen). Le : linéation d'étirement; A : phénoclastes d'amphiboles; (d'après RHINANE, 1990).

Les petites structures

Ce sont des ondulations et des kink-bands centimétriques à décimétriques. Une schistosité S3 est associée à ces structures. Elle est surtout observable dans la partie occidentale de la boutonnière. C'est un clivage fin et régulier de type crénulation discrète ou différenciée. Les plans de S3 sont en moyenne E-W, subverticaux. Leur intersection avec la foliation des phyllades se marque par une fine linéation de microplissement L3 (fig. 12).

Parallèlement à L3, on observe un étirement souligné par des baguettes allongées de chlorite et des tâches verdâtres étirées. Il est important de constater que cet étirement correspond à la linéation d'allongement [Le] observable dans l'ensemble de la boutonnière et liée à la phase éovarisque. Cette observation permet de penser que cette crénulation S3 bien que tardive par rapport aux épisodes D1 et D2, s'inscrit dans la continuité des événements éovarisques (HOEPFFNER, 1987; RHINANE, 1990). La déformation

tangentielle avec aplatissement et étirement X dans un plan subhorizontal évolue vers un régime en constriction avec raccourcissement selon Y et Z. Lors de l'épisode D3, une inversion des directions Y et Z conduit à un aplatissement dans un plan subvertical avec toujours un étirement X horizontal.

Les déformations tardives sont peu importantes; elles correspondent à des décrochements NE-SW sénestres et N 110-130° dextres (VAUCHEZ, 1976; RHINANE, 1990). Des kink-bands d'échelle centimétrique à décimétrique les accompagnent.

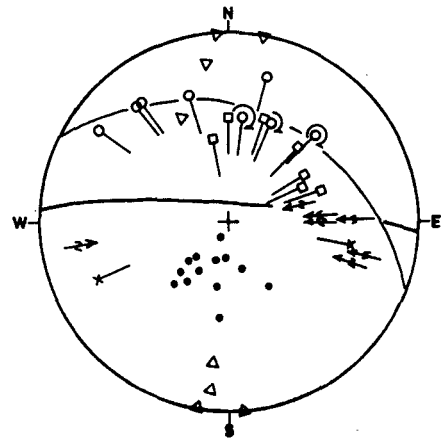


Fig. 12 - Phyllades dans l'Ouest de la boutonnière de Midelt. Structures D1-D2 et crénulation D3 N 90.

LES GRANITOÏDES DE MIDELT

Pétrographie, géochronologie

Les études pétrographiques et géochronologiques effectuées sur les granitoïdes de la Moulouya (EMBERGER, 1965; TISSERANT, 1977; CLAUER & al., 1980) font apparaître plusieurs générations de magma échelonnées dans le temps. La granodiorite du NE d'Aouli (El-Hassir) apparaît comme le faciès le plus profond et le plus ancien (347 +/- 17 Ma); ensuite se mettent en place les faciès alcalin (329 +/- 6 Ma) et calco-alcalin (319 +/- 6 Ma). Des faciès muscovitisés dérivant des granites calco-alcalins constituent les massifs du "Poulet" et des "Perdreux"; leur âge à 280 Ma correspond à celui d'une pneumatolyse tardive.

Les auteurs précités et MRINI (1985) s'accordent, d'après les données géochimiques, pour considérer que les magmas ont une origine commune, mixte, la participation mantellique étant estimée entre 35 et 60 %.

L'étalement des âges doit donc être considéré avec prudence. En effet, selon CLAUER & al. (1980), les âges Rb/Sr sur couple roche-totale-biotite se situent autour de 325 +/- 20 Ma pour la granodiorite et les granites calco-

alcalins (+/- 10 Ma). Les marges d'erreur importantes incitent alors à retenir la notion d'un épisode magmatique centré autour de 325 Ma, c'est à dire à la limite Viséen-Namurien dans l'échelle numérique des temps géologiques de ODIN & ODIN (1990).

Structurologie

Une étude structurale des granitoïdes de Midelt a été effectuée par DIOT & BOUCHEZ (1989). En utilisant la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, ces auteurs mettent en évidence, dans les massifs granitiques, des magnéto-fabriques : foliation magnétique et linéation magnétique, qui peuvent être considérées comme parallèles aux fabriques magmatiques acquises par les granites lors de leur mise en place. Les déformations à l'état solide susceptibles de réorienter les fabriques magmatiques telles que bréchification et orthogneissification sont en effet rares dans le massif granitique de Midelt.

Les cartes structurales (fig. 7 et 8) montrent que les fabriques ont une orientation relativement homogène à l'échelle du massif de Midelt. Les linéations ont une direction générale NW-SE et un faible plongement; les foliations s'enroulent autour de la linéation moyenne avec des pendages très variables. DIOT & BOUCHEZ (1989) soulignent que cette disposition traduit la nature linéaire de l'écoulement du magma dans un plan moyen subhorizontal et indique une transposition tectonique compatible avec un cisaillement crustal parallèlement à un plan faiblement penté.

Le modèle envisagé est celui d'un cisaillement intracrustal dans lequel est engagé tout le massif granitique de la Moulouya. A l'appui de cette hypothèse, il faut noter la bonne concordance entre les linéations d'étirement dans l'encaissant et les linéations magmatiques (fig. 8). Ceci permet d'associer la déformation cisailante dans les granites à l'épisode D2 des schistes, dont le caractère constrictif est connu (HOEPFFNER, 1987).

A la suite de DIOT & BOUCHEZ (1989), on doit alors envisager une activité prolongée du cisaillement crustal, depuis le Dévonien supérieur (phase à 366 Ma), jusqu'à la mise en place des granites calco-alcalins vers 320 Ma. Les auteurs précités sont amenés à discuter le régime de cisaillement, celui-ci pouvant être soit en compression avec épaissement de la croûte, soit en distension avec amincissement de la croûte, la dernière hypothèse permettant d'avoir, vers 325-320 Ma une extension généralisée à l'échelle du domaine varisque marocain (Meseta occidentale et Meseta orientale).

LA ZONE TAZEKKA - BSABIS

HISTORIQUE DES TRAVAUX, PRESENTATION.

Cette zone se situe entre celle de Midelt à l'Est et le bassin d'Azrou-Khenifra à l'Ouest. Elle comprend, du NE

vers le SW, la boutonnière du Tazekka, les boutonnières d'El-Menzel, Pont-du-Sebou et Bsabis.

Le regroupement de ces boutonnières est dû à MORIN (1973). Cet auteur définit le linéament de Bsabis-Tazekka comme un accident fondamental à l'échelle de la Meseta, séparant un domaine occidental (Meseta occidentale) constitué par des terrains du Paléozoïque inférieur non métamorphiques, d'un domaine oriental (Meseta orientale), épimétamorphique constitué par les schistes du Tazekka alors attribués au Tournaisien-Viséen inférieur. L'importance et la signification de ce linéament seront précisées grâce aux travaux récents. RAUSCHER & al. (1982) et CHARRIERE (1990), en démontrant l'âge ordovicien inférieur des schistes du Tazekka et de Bsabis amènent à minimiser l'ampleur du rapprochement entre les deux domaines. De même, les études structurales (HOEPFFNER, 1978, 1983, 1987; AMAOUAIN, 1991; CHARRIERE, 1990), montrent que ce linéament correspond à une zone de cisaillement majeure au sein d'un ensemble de terrains d'âge essentiellement paléozoïque inférieur, déformés dans un climat de métamorphisme croissant vers l'Est. La démonstration de l'analogie entre cette zone de Tazekka-Bsabis et l'Est du Maroc central (HOEPFFNER, 1987; BOUABDELLI, 1989) conduira à rechercher plutôt la limite entre les domaines occidentaux et orientaux de la chaîne varisque, non pas au niveau de l'accident Bsabis-Tazekka, mais plus à l'Ouest le long de grands accidents réactivés lors de l'histoire atlasique: accident Tazekka-Bsabis-Bekrit (BOUABDELLI, 1989); accident du Tizi n' Tretene (CHARRIERE, 1990).

Le rattachement de cette zone au domaine interne de la chaîne varisque se justifie par l'âge précoce de sa structuration. Dans le NE du massif du Tazekka, les schistes ordoviciens plissés et métamorphisés sont recouverts en discordance angulaire par le complexe volcanique d'âge Viséen supérieur terminal-Namurien. Les structures symmétamorphiques étaient attribuées à la phase antéviséenne s.l. (HOEPFFNER, 1978; RAUSCHER & al. 1982). Des datations isotopiques effectuées par HUON (1985) ont montré que le métamorphisme syntectonique des schistes du Tazekka est âgé de 329-330 Ma et correspond donc à un épisode tectonique intraviséen ou à la limite Viséen supérieur - Namurien, c'est-à-dire contemporain de la phase "sudète" d'Europe occidentale. Des âges isotopiques analogues ont été obtenus dans les terrains anchi- à épimétamorphiques de l'Est du Maroc central entre Khenifra et Azrou et il semble que l'on puisse admettre l'existence d'une chaîne "sudète" ou d'une ceinture à structuration intraviséenne qui s'étendrait du Tazekka à Khenifra (HOEPFFNER, 1987; BOUABDELLI, 1989). Il faut donc distinguer cette zone de celle de Midelt, à structuration dévonienne qui se place logiquement en position plus interne.

Cette zone Tazekka-Bsabis sera subdivisée en trois unités (fig. 13a) :

- à l'Est, l'unité des schistes du Tazekka, constituée par un matériel pélitique ordovicien inférieur anchi- à épimétamorphique recouvert en discordance angulaire par le complexe volcanique du Viséen supérieur-Namurien. (fig. 13b)

- au centre, l'unité Bab-Azhar- Bsabis-sud, qui correspond au linéament Bsabis-Tazekka. Elle est constituée de terrains ordovicien inférieur, et l'intensité du

métamorphisme et de la déformation y décroît d'Est en Ouest.

- à l'Ouest, l'unité occidentale (Tazekka ouest, El-Menzel et Bsabis nord). Elle est constituée par des terrains ordovicien inférieur à dévonien moyen peu ou pas métamorphiques. Leur structuration en écaillés ou plis à grand rayon de courbure les oppose assez nettement aux deux autres unités.

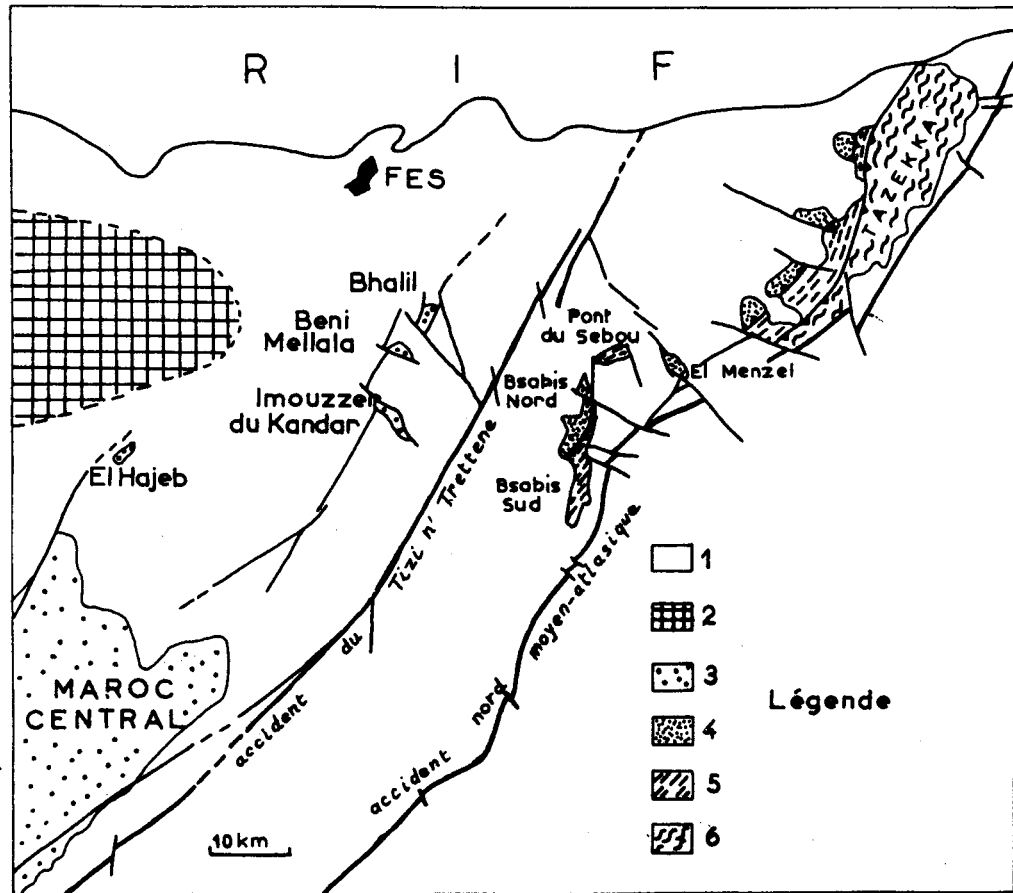


Fig. 13 a - La zonation structurale du socle du Moyen-Atlas entre le Tazekka et le Maroc central (CHARRIERE, 1990).1, formation post-paléozoïque. 2, prolongement du bloccaédonéen des Sehoul (?). 3, Maroc central-oriental, structuration proparte intraviséenne. 4, Unité occidentale, non-métamorphique. 5, Unité de Bab-Azhar Bsabis sud ("linéament" de Bsabis Tazekka).6, Unité des schistes du Tazekka, épimétamorphique, Namurien discordant.

STRUCTURATION

La phase intraviséenne, épisodes D1 et D2

L'unité des Schistes du Tazekka.

La phase intraviséenne est l'épisode de structuration majeure dans les schistes du Tazekka. D'une manière générale, elle peut être décrite comme un enchainement : plissement (D1) + cisaillement (D2), réalisé dans un climat

de métamorphisme anchi- à épizonal. Cette déformation est responsable du feuilletage des schistes qui correspond à un débit planaire d'aspect satiné, conférant à la roche un caractère de phyllade.

Ce feuilletage est une schistosité S1 ou S0-1, le débit étant souvent parallèle à la stratification. On remarque en effet dans l'ensemble du massif du Tazekka une quasi-continuité des feuilletés de composition différente avec une

assez bonne conservation des structures sédimentaires telles que les laminations obliques et les microravinements. Les structures responsables de l'acquisition de ce débit sont des plis isoclinaux dissymétriques, relativement rares à

observer. Cet épisode fondamental est le plus souvent masqué par les déformations tardives qui sont les structures les plus visibles à l'affleurement. Elles donnent au massif hercynien du Tazekka son architecture actuelle.

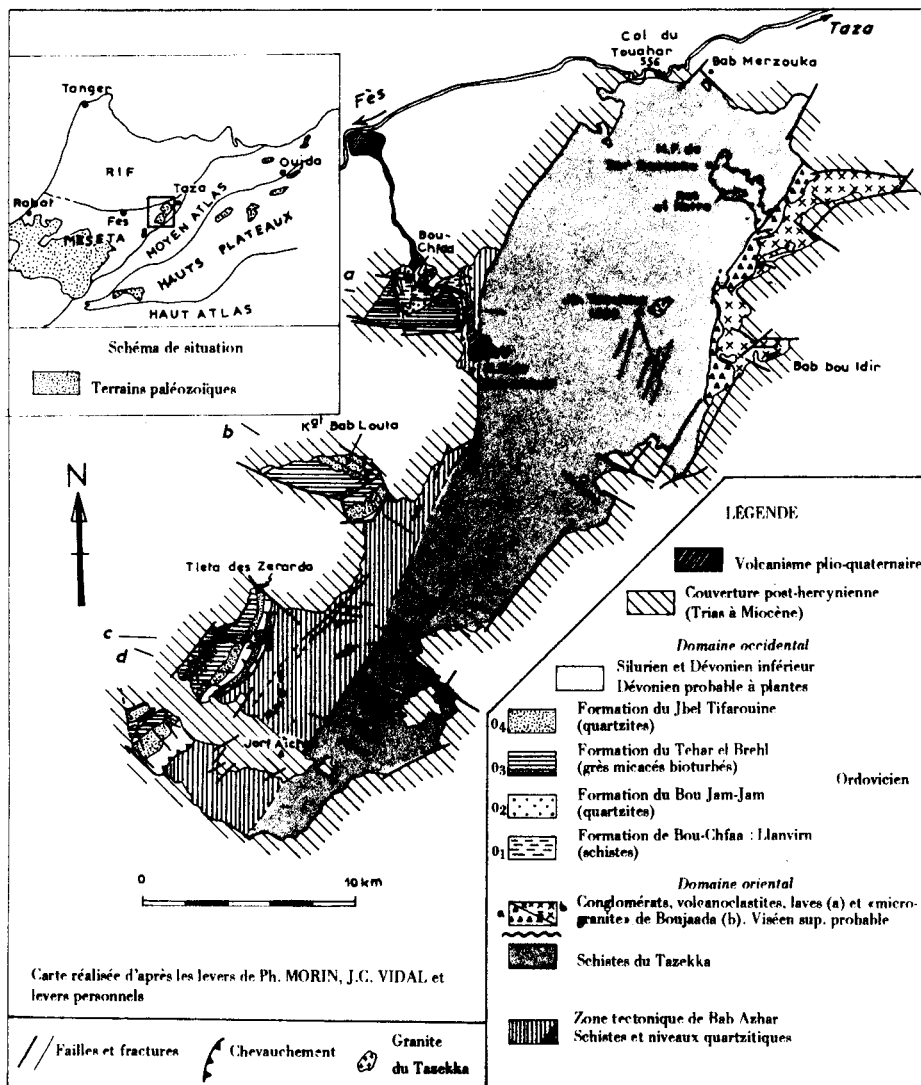


Fig. 13 b - Carte géologique schématique du massif du Tazekka (HOEPFFNER, 1978).

L'épisode D1

- *Les mésostructures*: Que ce soit dans les schistes lie-de-vin qui affleurent dans la partie ouest de l'unité, ou dans les schistes vert-olive qui constituent l'essentiel de l'essentiel du massif du Tazekka, les plis P1 sont rarement observables.

Dans la partie nord du massif, les parements de la piste Bab-Azhar-Bab-Souk-Chejra permettent d'observer, dans les

schistes lie-de-vin, des replis isoclinaux déversés vers l'WNW (fig. 14). Les axes ont en général une direction N 10-20° avec des plongements faibles de 10 à 20° vers le Sud ou plus rarement vers le Nord. Dans le détail, les plis sont de type concentrique plus ou moins aplatis (classe 1c) dans les niveaux silteux et ils tendent vers le type semblable dans les niveaux argileux (classe 2). La schistosité S1 est

un clivage ardoisier fin et régulier, parallèle au plan axial des plis, tout au moins dans les niveaux argileux. Ce clivage se réfracte dans les lits gréseux ou grauwackeux, où il correspond à un clivage espacé grossier à lisse. Sur stéréogramme, les axes des P1 et les linéations L0-1 sont bien regroupés autour d'une direction moyenne N 10-20° (fig. 15). Les plans axiaux et la S1 sont pentés vers l'Est ou subverticaux, cette dernière disposition étant liée à des reprises tardives. D'une manière générale, les plis sont dissymétriques, les flancs longs, à l'endroit, sont bien développés et la S0 reste bien visible avec S1 réfractée dans les bancs de grauwackes. Dans les flancs courts par contre, la S0 est complètement transposée et en partie effacée par le développement de S1.

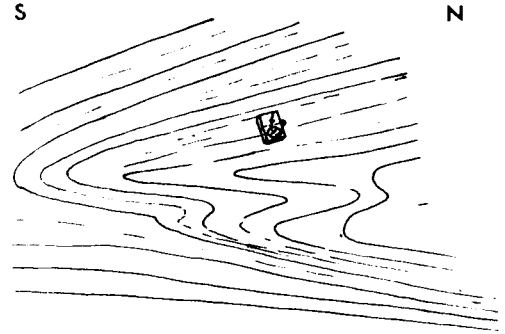


Fig. 16 - Pli couché isoclinal P1 dans les schistes du Tazekka de Ras el Katra.

Dans la partie NE du massif, les schistes vert-olive permettent l'observation des structures D1. Dans les secteurs du Jbel Tazekka et de Ras-el-Katra, les plis P1 soulignés par des niveaux silteux sont d'échelle décimétrique. Ils sont anisopaques, de type concentrique aplati tendant vers le type semblable (fig. 16). Les enchainements flanc long-flanc court montrent que l'on a des plis déversés vers l'Ouest. La schistosité S1 est parallèle au plan axial des plis. Elle peut se réfracter dans les niveaux silteux, mais généralement elle se confond avec S0. Les processus de différenciation métamorphique étant souvent assez marqués, S1 constitue le débit principal de la roche. C'est un clivage fin et régulier de type espacé à continu, lisse. Sur stéréogramme (fig. 17 a et b), les axes des P1 et les linéations L0-1 montrent une dispersion importante entre les directions N 20° et N 120°, la direction moyenne N 70-80° étant la plus fréquemment observée. Cette dispersion est reliée aux cisaillements de l'épisode D2.

Dans la partie sud du massif, les structures D1 ont subi un basculement d'ensemble lors des mouvements tardifs (HOEPFFNER, 1987; AMAOUAIN, 1991). Les plans S0 ou S0-1 sont subverticaux ou renversés avec un fort pendage vers l'Ouest. Les plis P1 et la schistosité S1 présentent les mêmes caractères que dans les secteurs précédents. Les axes et les linéations sont relativement bien regroupés autour d'une direction moyenne N 45° (fig. 18).

- Les microstructures

Les caractères microscopiques de la schistosité S1 sont homogènes dans l'ensemble de l'unité des Schistes du Tazekka.

Dans les niveaux pélitiques, la schistosité S1 est de type continue ou espacée, grossière à lisse. Les microlithons sont étroits (50 à 100 µm). Les plans de clivages sont soulignés par des films ferrugineux et des opaques. En général, la fabrique à l'intérieur des microlithons reste peu accentuée : bandes de pliage dans les agrégats chlorite-micas, barbes micacées aux extrêmes des

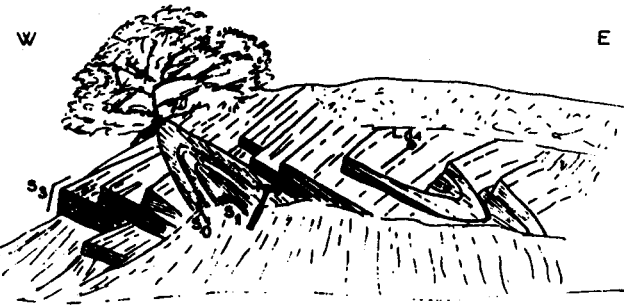


Fig. 14 - Plis isoclinaux dans les schistes du Tazekka, piste de Bab-Souk-Chejra.

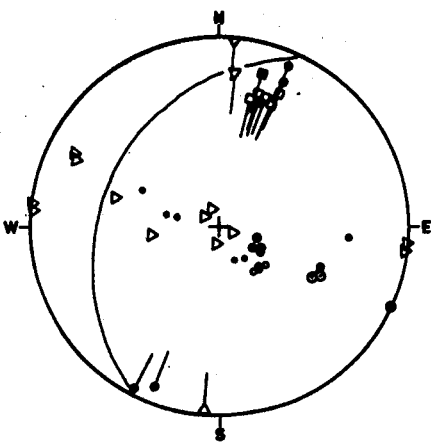


Fig. 15 - Structures D1, D2, D3 dans les schistes du Tazekka, piste de Bab-Souk-Chejra.

grains de quartz, néoformations de micas blancs dans les plans de S1.

Dans les niveaux de grauwackes, la S1 est de type espacé, grossière ou grossière-lisse. Les microlithons larges de 100 à 200 μm montrent une fabrique faible : barbes micacées aux extrémités des grains de quartz, bandes de pliage dans les agrégats chlorite-micas dont les clivages 001 soulignent bien la S0.

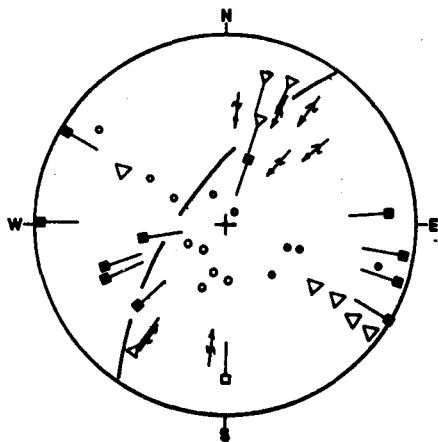


Fig. 17 - Structures D1 et D3 dans les schistes du Tazekka, secteur de Ras el Katra.

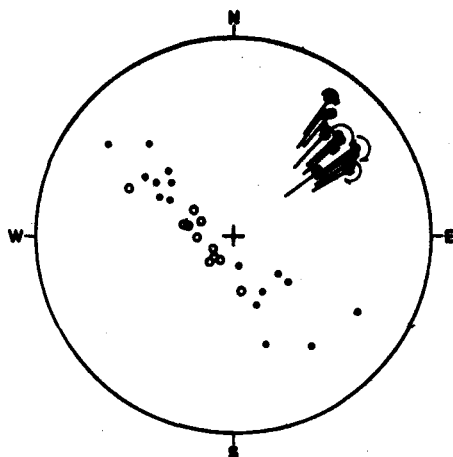


Fig. 18 - Structures D1 dans les schistes du Tazekka, partie sud du massif, bled Beni-Seraj. Les plans S1 sont basculés par les reprises tardives.

Lorsque la déformation et le métamorphisme sont plus importants, la S1 est un clivage quasi-continu, de type lisse. Les microlithons sont très étroits (20 μm). La fabrique est presque complète, l'ensemble des minéraux : quartz et feldspaths détritiques en amandes effilées, agrégats

de chlorite-micas en rubans, néoformations de micas blancs ayant recristallisé selon les plans de S1.

L'épisode D2 : les cisaillements.

Mésostructures

L'épisode de cisaillement s'inscrit dans la continuité de l'épisode D1; il correspond essentiellement à un rejeu des surfaces d'anisotropie S1 ou S0-1.

A l'échelle de l'affleurement, les cisaillements se marquent par plusieurs types de structures :

- rupture dans les flancs inverses des plis P1 (fig. 19).
- développement de bandes cisailées, limitées par des plans S0-1 ou S1. A l'intérieur de ces bandes apparaissent des plis P2, d'échelle centimétrique à métrique et de style très variable. On distingue des plis en chevrons ou arrondis, ouverts à isoclinaux (fig. 20). Ils sont déversés vers l'Ouest ou le NW. Le plan axial de ces plis est en général redressé avec un fort pendage vers l'Est. Un clivage de crénulation S2 est associé à ces plis. C'est une schistosité de crénulation de type zonal (POWELL, 1979) ou différencié (WILLIAMS, 1972), ce qui indique la persistance des conditions métamorphiques pendant l'épisode de cisaillement. La linéation de microplissement L2 ainsi que les plis P2 sont presque parallèles aux directions de structures D1.

- Dispersions axiales des P1 et L0-1. Ce phénomène est surtout sensible dans les schistes vert-olive. Dans les schistes lie-de-vin, les directions sont assez régulières N 20-30°; par contre, dans les schistes verts, les stéréogrammes montrent des dispersions importantes entre N 20° et N 120°. En admettant que les directions NE-SW donnent les directions initiales des plis, les cisaillements D2 seraient responsables de la réorientation des structures dans une direction transverse, N 90-100° qui peut être interprétée comme la direction du transport tectonique. Cette hypothèse doit cependant être envisagée avec prudence. Si de nombreux travaux montrent en effet que les marqueurs linéaires tendent à se rapprocher de la direction du cisaillement assimilable en général à celle du transport tectonique (RAMSAY & GRAHAM, 1970; ESCHER & WATERSON, 1974; WILLIAMS, 1978; RAMSAY, 1980), ces phénomènes sont cependant décrits dans des domaines ductiles où le métamorphisme est important, épizonal à mésozonal, permettant l'apparition de plis en fourreau et l'impression de linéations d'étirement donnant la direction du glissement (COBBOLD & BRUN, 1980). La déformation cisailante des schistes du Tazekka se fait dans un climat de métamorphisme plus faible, où le mécanisme exact de la réorientation des marqueurs linéaires reste à préciser. Il faut notamment souligner que les quelques mesures du paramètre K de l'ellipsoïde de déformation, effectuées sur des tâches de réduction et des clastes de quartz dans les schistes lie-de-vin (HOEPFFNER, 1987; AMAOUAIN, 1991) montrent un régime général d'aplatissement avec un très faible étirement selon l'axe B des plis, traduisant une évolution vers la

déformation plane (fig. 21 a et b). Ceci est peu compatible avec les conditions de cisaillement ductiles décrites classiquement dans la littérature.



Fig. 19 - Pli P1 cisailé par rupture de flanc inverse. Est de la boutonnière de Bou-Chfaa (gr. : grauwackes).

b : l'unité Bab-Azhar-Bsabis.

L'unité de Bab-Azhar a été définie dans le massif du Tazekka par HOEPFFNER (1978). Elle est caractérisée par des terrains d'âge ordovicien inférieur structurés dans un climat de métamorphisme croissant d'Ouest en Est. Cette unité se prolonge vers le SW dans les boutonnières du Pont-du-Sebou et du Sud de Bsabis (CHARRIERE, 1990). Les mouvements intravisés dans cette unité consistent en un enchaînement plissement + cisaillement, les deux épisodes étant en fait difficiles à distinguer.

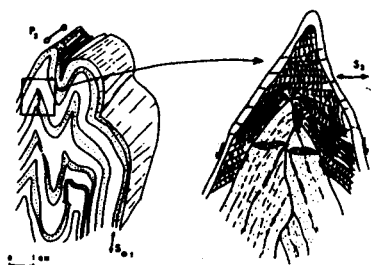


Fig.20 - Structures D2 dans les schistes du Tazekka, piste de Bab-Souk-Chejra. Plis P2, recoupés par la crénulation S3.

Dans le massif du Tazekka, on peut distinguer deux grandes zones :

- à l'Ouest, près du contact avec l'unité occidentale, c'est la fabrique sédimentaire S0 qui constitue le débit principal de la roche. La déformation consiste en des glissements bancs sur bancs qui se marquent par des laminages des niveaux silteux avec étirement et rupture, par des plis centimétriques, dissymétriques, arrondis ou en chevrons,

évaluant en chevauchements par rupture au niveau des flancs. L'observation microscopique confirme le caractère peu évolué de la fabrique initiale, sédimentaire, les grains de quartz et de micas détritiques conservant leur forme initiale. La dilacération est liée à l'origine à des phénomènes de bioturbation et surtout aux cisaillements obliques sur S0 passant à des glissements bancs sur bancs.

- à l'Est, dans la partie centrale et orientale de l'unité, on remarque une augmentation de l'intensité du métamorphisme. La fabrique sédimentaire reste encore reconnaissable, les plans S0 et S0-1 prennent un aspect satiné indiquant un métamorphisme débutant; les indices de cristallinité des illites varient de 5,5 à 5 (anchizone), des valeurs de 4,5 et 3,5 indiquant l'épizone n'ayant été relevées que dans la partie de l'unité située près du contact avec les schistes du Tazekka. Les plis P1 sont rares, mises à part quelques charnières décimétriques à métriques (fig. 22 a). Une schistosité S1 apparaît. C'est un clivage pénétratif, lisse et régulier dans les pélites, grossier dans les grès. L'examen microscopique montre la réorientation systématique des minéraux selon S0-1; le quartz y est aplati par dissolution-recristallisation, et l'apparition de sous-joints et de bandes de pliage dans les micas indique un début de déformation plastique.

Les cisaillements, très importants dans l'unité de Bab-Azhar, conduisent à une forte désorganisation des terrains ordoviciens. Ils se marquent comme dans l'unité des schistes du Tazekka par la dispersion des axes de plis P1 et des linéations L0-1. Les charnières des P1 sont isolées en amandes tectoniques par des plans de cisaillement. Des plis P2 arrondis ou en chevrons peuvent apparaître, associés aux cisaillements; leurs axes sont également dispersés (fig. 22 b). Une crénulation S2 discrète ou différenciée est associée aux P2. Dans les parties nord et sud de l'unité, là où les reprises par les déformations tardi-hercyniennes ne sont pas trop importantes, la vergence des P2 et les mouvements le long des plans de cisaillement indiquent un déplacement général vers l'Ouest (fig. 22 c).

Dans le Sud de Bsabis et la boutonnière du Pont du Sebou, les schistes ordoviciens ne montrent qu'un litage tectonométamorphique S0-1 repris par une crénulation liée aux mouvements tardi-hercyniens (HOEPFFNER, 1987; CHARRIERE, 1990).

Aucune mésostructure liée à cet épisode D1 n'est observable. Seule l'observation microscopique du litage S0-1 montre localement des plis millimétriques intrafoliaires (fig. 23). Ces replis dissymétriques apparaissent par cisaillement selon les plans de S0. Ils sont associés à un aplatissement qui se marque par un clivage S1 recoupant leur charnière, mais par ailleurs parallèle à S0. Le métamorphisme reste faible, les indices de cristallinité de l'illite étant de l'ordre de 5, soit le début de l'anchizone. Ce n'est qu'à proximité du contact avec l'unité occidentale que les grains de quartz montrent des barbes micacées (dissolution-recristallisation) et qu'apparaissent des néoformations de micas blancs dans S0-1.

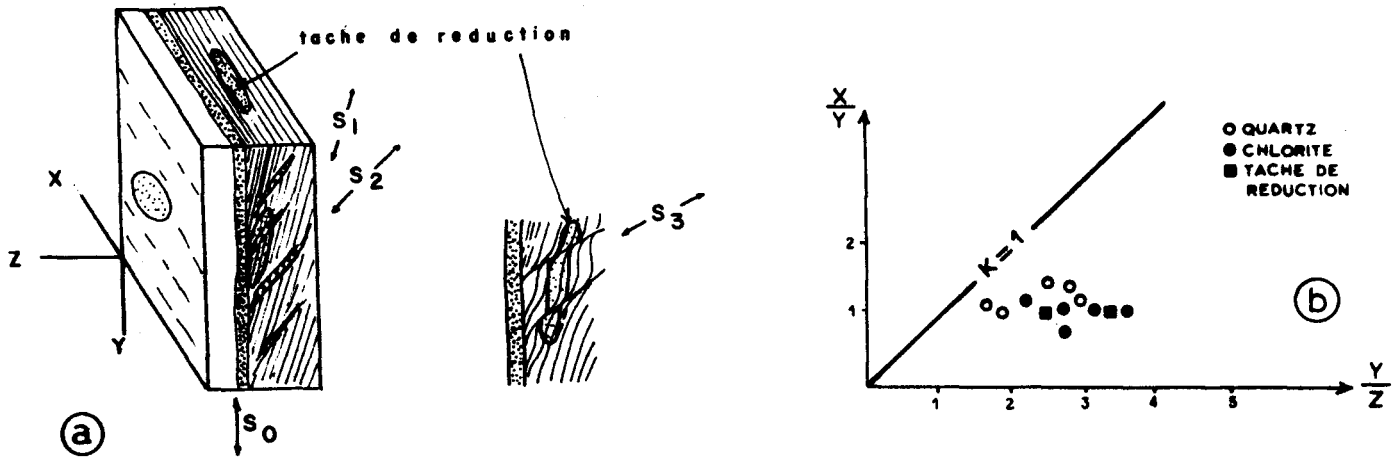


Fig. 21 - La déformation finie dans les schistes du Tazekka. a : bloc-diagramme montrant la disposition des clivages successifs S1, S2, S3 et des tâches de réduction. b : diagramme de Flinn donnant les valeurs de K mesurées sur des grains de quartz, de chlorite et sur des tâches de réduction (d'après AMAOUAIN, 1991).

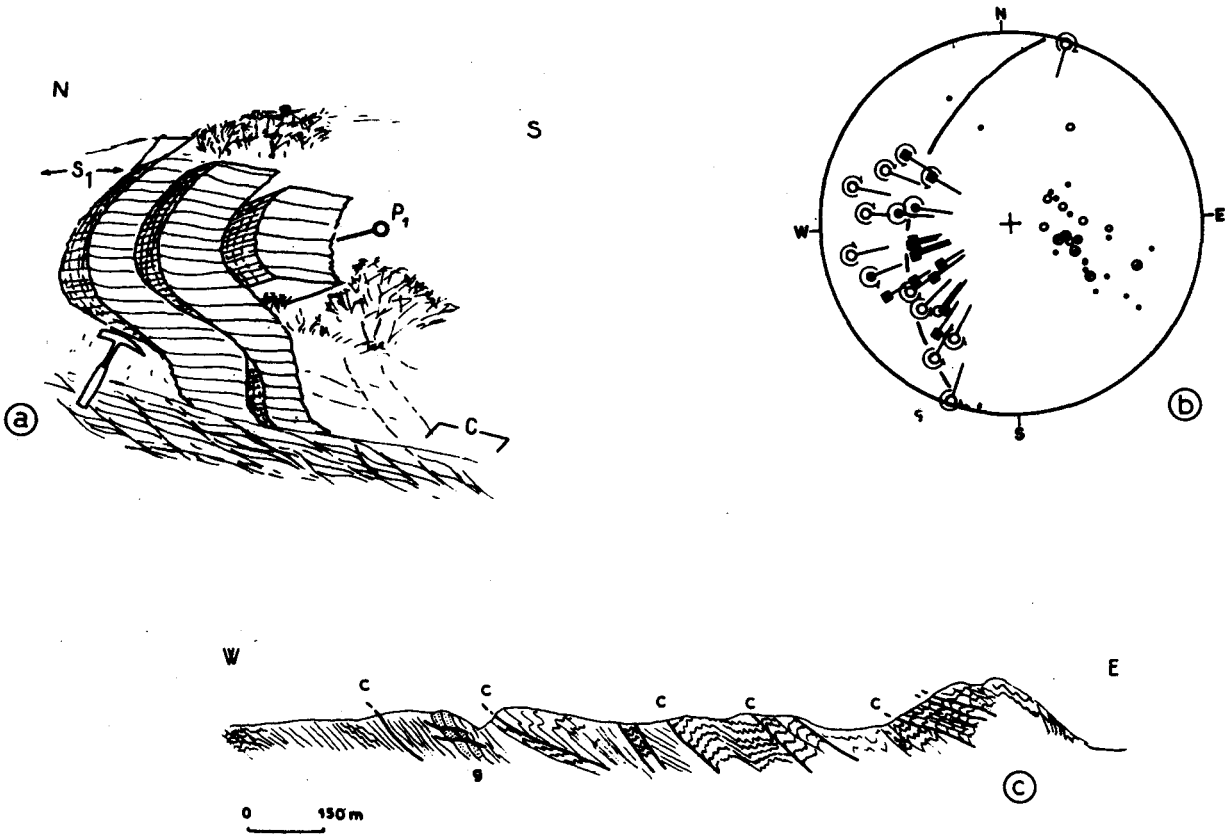


Fig. 22 - La déformation dans l'Unité de Bab-Azhar, Est du douar Bou-Chfaa. a : plis P1 dans les grés-pélites de l'Ordovicien, dilacération par des cisaillements de l'épisode D2. b : dispersion par cisaillements des axes et linéations D1 et D2. c : coupe schématique dans l'Unité de Bab-Azhar, découpage par cisaillements à vergence vers l'Ouest.

c : l'unité occidentale

L'unité occidentale correspond à la bordure NW du massif du Tazekka, à la boutonnière d'El-Menzel et au nord de la boutonnière de Bsabis. Les terrains qui la constituent sont datés de l'Ordovicien inférieur au Dévonien moyen. Ils présentent la caractéristique de n'être pas métamorphiques, contrastant ainsi avec les schistes du Tazekka et une grande partie de l'unité de Bab-Azhar.

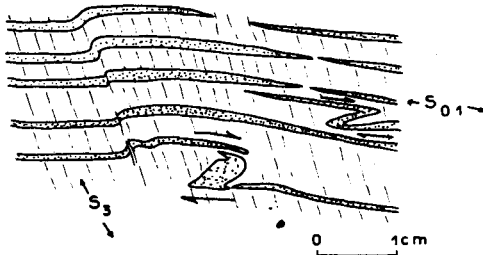


Fig. 23 - Schistes ordoviciens de la boutonnière de Bsabis. Micro-cisaillements précoces selon S01, repris par la crénulation S3.

LE TAZEKKA

Au nord du massif, dans la demi-boutonnière de Bou-Chfâa, les quartzites ordoviciens soulignent une succession de plis anticlinaux-synclinaux d'échelle kilométrique. Ces plis sont déversés vers l'Ouest (fig. 24). Les petites structures sont des plis en chevrons ou des kink-bands déversés ou couchés vers l'Ouest, et souvent cisailés le long de plans peu pentés vers l'Est. Un clivage de crénulation discret est associé à ces plis. Le litage sédimentaire constitue le plan d'anisotropie principal, et les minéraux détritiques ne montrent aucune trace de déformation antérieure à la crénulation.

Au centre du massif, dans la demi-boutonnière de Bab-Louta, la série paléozoïque dessine une voûture anticlinale soulignée par les quartzites de l'Ordovicien (fig. 24). Les mésostructures, observables dans les grés-pélites de l'Ordovicien, sont des replis subméridiens déversés vers l'Ouest et affectés par une schistosité de crénulation discrète. Ces plis sont recoupés par des plans de cisaillement peu pentés qui isolent les charnières et provoquent une dispersion des axes et un découpage des schistes en amandes sigmoïdes. Il y a une disharmonie d'ensemble entre les grés-pélites et les quartzites ordoviciens, l'ensemble de ces terrains étant soumis à un régime de cisaillement vers l'Ouest avec glissement banc sur banc. Au NW de ce secteur on observe d'ailleurs une écaille de grés-pélites ordoviciennes renversées, en contact anormal avec des pélites dévoniennes (fig. 24).

Au Sud du massif, au Sud de la localité de Tleta des Zerarda, la série paléozoïque se répète par une organisation en écaïlles. Les couches, N-S, subverticales ou à pendage fort vers l'Est, prennent progressivement une direction NE-SW lorsque l'on se déplace vers le Sud pendant que leur pendage s'inverse en s'inclinant vers le NW (fig. 24). Trei-

écaïlles principales peuvent être distinguées (HOEPFFNER, 1987; AMAOUAIN, 1991):

- L'écaïlle du Jbel Aflig, constituée par l'Ordovicien et des lambeaux de Silurien inférieur
- L'écaïlle du Tifarouine, la plus complète, qui comprend les terrains de l'Ordovicien au Dévonien.
- L'écaïlle de Sidi-Abdallah, également complète, tronquée vers le Sud par le contact tectonique avec l'unité de Bab-Azhar.

La structure interne de ces écaïlles est compliquée par des répétitions tectoniques de barres quartzitiques ordoviciennes séparées par des lambeaux de pélites noires du Silurien et du Lochkovien.

La position subverticale ou renversée de ces écaïlles est attribuée à la phase tardive. Par contre, l'écaillage est antérieur; il serait lié à des cisaillements vers l'Ouest analogues à ce qui est décrit dans les demi-boutonnières du Nord. HOEPFFNER et AMAOUAIN (op. cit.) ont émis l'hypothèse que ces écaïlles apparaissent dans un système de type "palier-rampe" (GRAHAM & al. 1987). La série paléozoïque subit un glissement d'ensemble vers l'Ouest selon des plans de charriage empruntant les surfaces de stratification (paliers), les argilites noires du Silurien et du Lochkovien servant de niveau préférentiel de décollement; les répétitions de série se réalisent grâce aux rampes, chevauchements issus du charriage principal qui recoupe la stratification. On aboutit ainsi à une architecture en "duplex" ou en écaïlles imbriquées. Il faut cependant remarquer que dans le Tazekka, les structures indubitablement liées à cet épisode sont très rares : plis en chevrons et clivage espacé dans le Siluro-Lochkovien, replis dans les pélites ordoviciennes, rares plis métriques, irréguliers et cisailés dans les quartzites ordoviciens.

EL MENZEL ET BSABIS NORD

Dans la boutonnière d'El-Menzel, la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de lever des coupes continues. CHARRIERE (1990) et HOEPFFNER (1987), signalent l'écaillage de la série du Paléozoïque inférieur. Des contacts anormaux sont soulignés par les phanites du Llandovérien, des plans de cisaillement pentés de 40° environ vers l'Est montrent des déplacements vers le NW; dans les schistes ordoviciens, on observe des plis centimétriques en chevrons déversés vers l'Ouest, associés à des cisaillements subhorizontaux.

Dans la boutonnière de Bsabis nord, la série paléozoïque comprend l'Ordovicien et le Silurien. Un épisode de plissement synschisteux avec des plis N 40°-N 60°, déversés à couchés vers le NW est observable dans une série schisto-gréseuse probablement ordovicienne. La schistosité est espacée et grossière et les axes de plis sont généralement à fort plongement vers l'ENE. Près du contact anormal avec les schistes ordoviciens de l'unité de Bab-Azhar, la série est découpée par un système d'écaillages très complexes dans le détail (CHARRIERE, 1990). Sous le contact principal, les terrains ordoviciens et siluriens sont découpés par des plans

de cisaillement en amygdales sigmoïdes, qui peuvent s'interpréter en terme de rotation associée au chevauchement vers l'Ouest des schistes de l'unité de Bab-Azhar (HOEPPFNER, 1987). Au niveau même du contact on peut observer dans les niveaux quartzitiques des replis isoclinaux à axes très dispersés et à plan axial subhorizontal, parallèle au contact anormal (fig. 25).

La phase tardive, épisode D3

Après les mouvements intraviséens, la partie NE du massif du Tazekka est caractérisée par des dépôts volcaniques et volcanoclastiques discordants sur les schistes ordoviciens. Ces dépôts sont datés du Viséen supérieur terminal-base du Namurien (MARHOUMI, 1984; CHALOT-

PRAT & VACHARD, 1989; CHALOT-PRAT & ROY-DIAS, 1985), ils sont eux-même recouverts en discordance angulaire par le Trias moyen à supérieur (CHALOT-PRAT, 1990). D'autre part, les datations isotopiques des épisodes tectonométamorphiques affectant ces dépôts carbonifères et leur socle (HUON, 1985) donnent 300 Ma, soit la limite Westphalien-Stéphanien dans l'échelle géochronologique de ODIN & ODIN, (1990). On admettra donc que les déformations tardives de cette partie de la chaîne hercynienne se sont déroulées à la fin du Carbonifère, entre le Westphalien et le Stéphanien et peuvent être rangées d'une manière générale dans une phase post-westphalienne (HOEPPFNER, 1987).

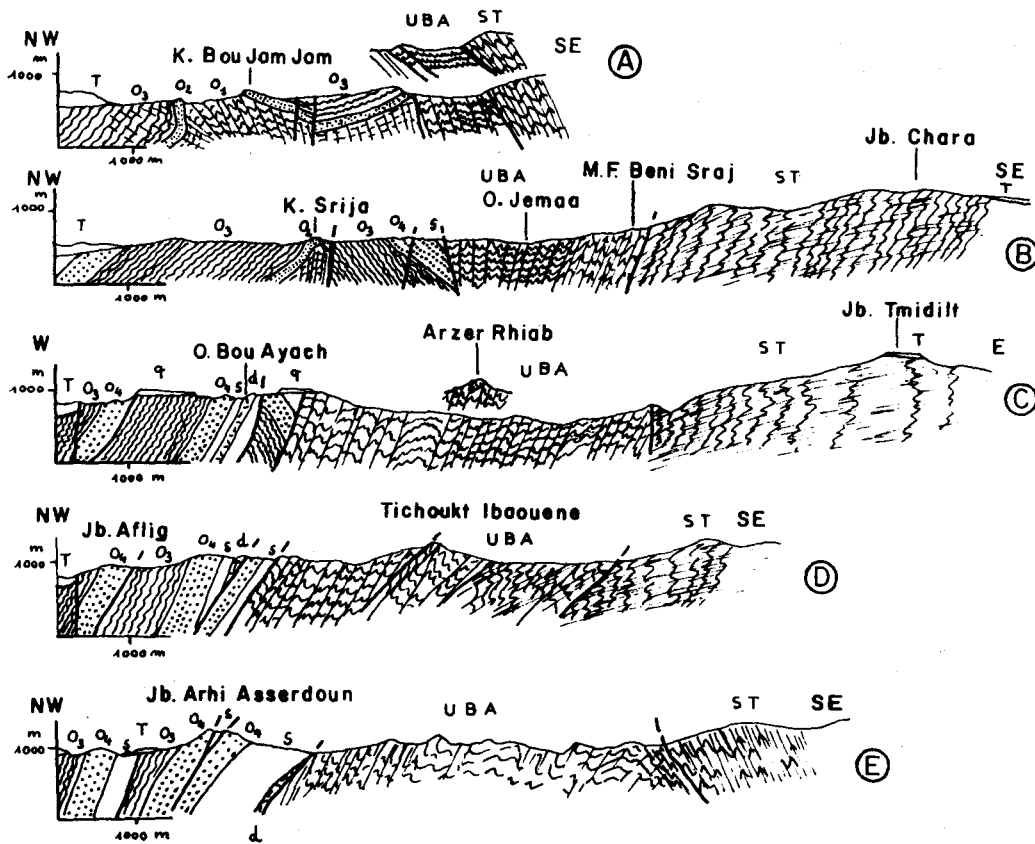


Fig. 24 - Coupes séries dans le massif du Tazekka. q : volcanisme plio-quaternaire. T : Trias. d : Dévonien inférieur-moyen (formation de l'Oued Bou-Ayach). s : Siluro-lochkovien. O : Ordovicien. O4 : formation de Tifarouine. O3 : formation de Tchar el Brhel. O2 : formation du Bou-Jam-Jam. O1 : formation de Bou-Chfaa (Arenig- Llanvim). UBA : Unité de Bab-Azhar. ST : Schistes du Tazekka. (localisation des coupes : fig 13b)

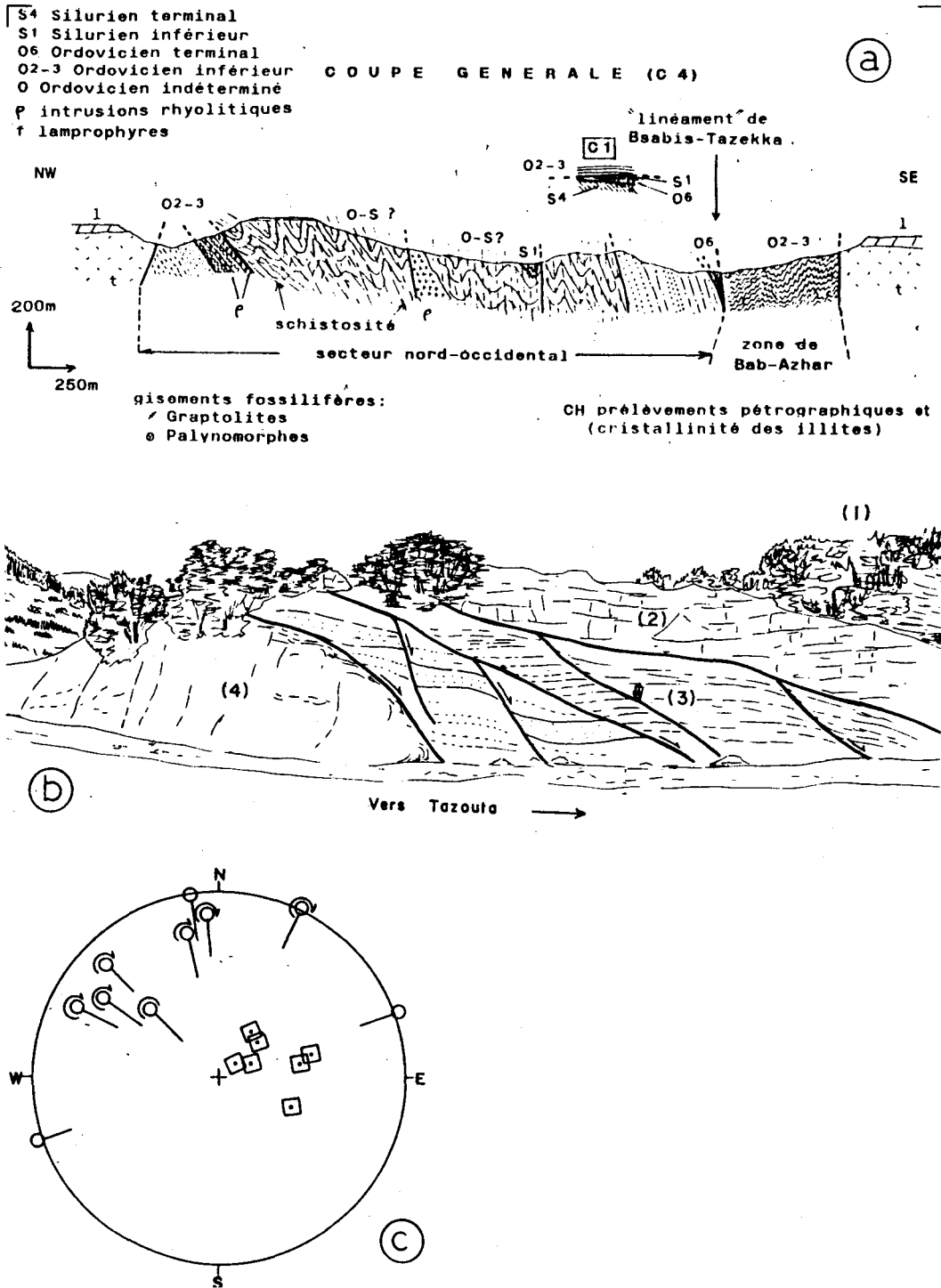


Fig. 25.- Structure de la boutonnière de Bsabis. 1- Coupe générale de la partie NE de la boutonnière (d'après Charrière, 1990). 2- Talus E de la route montrant le contact anormal entre les pélites méacées de l'Ordovicien inférieur (1) et des grès quartzites de l'Ordovicien supérieur (2). 3- schistes argileux ocres à dragées de quartz et grès grossiers du Siluro-Lochkavien. (4)- schistes argileux gris ou noir. Le stéréogramme montre la géométrie des plans de cisaillement et des microplis observés dans les faciès(3).

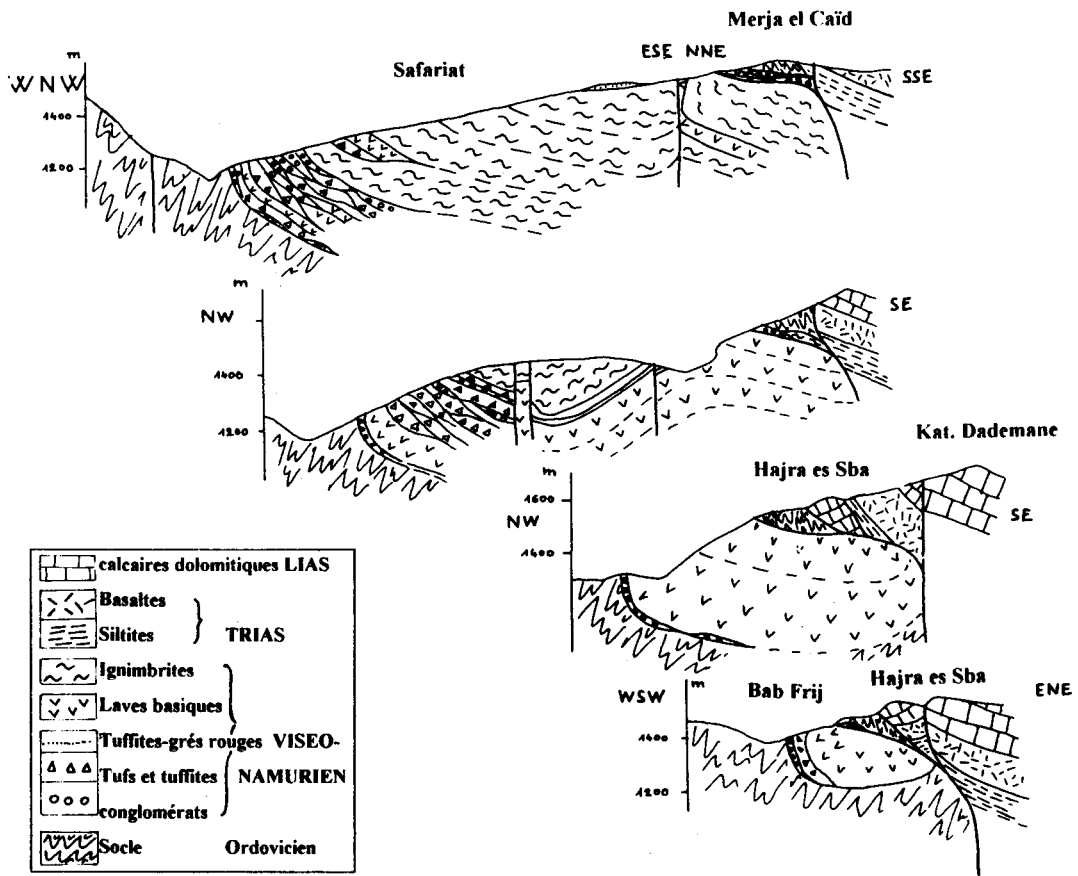


Fig. 26 - Structure de la série volcano-sédimentaire du NE du massif du Tazekka; coupes sériées de la partie SW du complexe entre Merja-el-Caïd et Bab-Frij (CHALOT-PRAT, 1990).

Les déformations tardives dans le Carbonifère du Tazekka.

La série volcano-sédimentaire située dans le NE du massif présente un épisode de plissement synschisteux suivi de déformations cassantes.

La déformation synschisteuse

D'une manière générale, elle est de faible intensité. A l'exception des zones de failles, la formation volcano-détritique présente des pendages faibles vers l'ESE et des ondulations à grand rayon de courbure (fig. 26).

Sur stéréogramme (fig. 27), les structures ont une orientation N 30°, les plongements des linéations d'intersection restant faibles. La schistosité est subverticale; c'est un clivage discontinu, espacé (schistosité de fracture). Elle ne se marque bien que dans les volcanoclastites, tufs et tuffites, de la base du complexe et dans les conglomérats. Les laves, trop compétentes, n'enregistrent pas le clivage, sauf dans certains secteurs (Jorf el Rhoul) où des niveaux volcanoclastiques associés aux ignimbrites montrent un clivage grossier N 40° assez bien marqué.

Au microscope, la schistosité se présente sous l'aspect de films discontinus et irréguliers remplis de matière oxydée (fig. 28). Les microlithons ne sont pas bien organisés et la fabrique y est faible, consistant surtout en des phénomènes mécaniques: rotation des phénoclastes de quartz, de feldspaths et de micas, apparition de bandes de pliage dans les biotites chloritisées. Très rarement, on peut observer le début de recristallisation de fibres quartzo-micacées autour des phénocristaux de quartz. Ce processus de dissolution-recristallisation reste très discret.

L'évolution tectonométamorphique reste donc très faible, proche de la limite de l'anchizone comme l'indiquent les mesures de l'indice de la cristallinité de l'illite (5,5 à 6).

Les déformations post-schisteuses

Parmi les déformations tardives postérieures au plissement synschisteux, on distinguera :

- des cisaillements banc sur banc visibles dans les tufs et brèches andésitiques en bordure de la piste Bab-Ferrij - Admame. La schistosité tardive prend une allure sigmoïde par torsion le long des plans S0. L'ampleur de ces mouvements semble cependant très limitée.

- des écaillages. Les déformations tangentielles tardives dans le Carbonifère du Tazekka sont peu importantes. Les seuls affleurements démonstratifs se trouvent dans la partie méridionale du complexe volcanique, entre Merja el Caïd (en bordure de la R.S. 311, Sidi Abdallah- Bab bou Idir) et Hajra es Sba (en bordure de la piste Bab Ferrij-Ademame). Les schistes du Tazekka constituent des lambeaux tectoniques reposant en contact anormal sur la série volcanique. A Merja el Caïd, le contact est peu penté vers l'Est (fig. 26), souligné par une brèche constituée d'éléments schisteux. Dans le lambeau de schistes, on reconnaît les plis synschisteux P1 intraviséens, orientés ici N 150°. Ces structures sont reprises par des plis en chevrons et des kniks de direction N 10 à N 50°, à plan axial subvertical, rattachés à la phase tardive. Des surfaces de cisaillement peu pentées recoupent ces structures plissées. Ces panneaux de schistes ont donné lieu à diverses interprétations : selon HUVELIN (1986), il s'agit de klippes sédimentaires glissées dans les volcanoclastites pendant leur dépôt. La structuration interne semble cependant plutôt en accord avec une mise en place postérieure à la phase tardive (HOEPFFNER, 1987). L'écaillage pourrait se réaliser par des mécanismes gravitaires ou compressifs, la terminaison du complexe volcanique étant interprétée comme un synclinal pincé dont le flanc SE est cisailé et écaillé vers le NW (CHALOT-PRAT, 1990; Fig. 26).

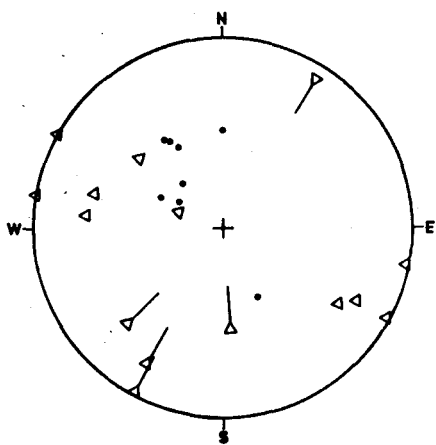


Fig. 27 - Stéréogramme des déformations D3 dans les séries volcano-sédimentaires du NE du Tazekka.

- des failles subverticales affectent le complexe volcanique, les plus importantes étant celles qui marquent sa limite avec les schistes ordoviciens, orientées N-S à N 20° dans le Sud. Elles passent à des directions N 40° vers le NE. Le long du contact, les volcanoclastites de base du complexe sont verticalisées et localement broyées par le jeu cisailant du contact. Les auteurs s'accordent pour souligner la longue activité tectonique de ces accidents, depuis la mise en place du complexe volcanique jusqu'aux jeux alpins tardifs. Des failles verticales NW-SE découpent cartographiquement tout le complexe. Là

encore, il s'agit de failles précoces liées à la période d'instabilité volcanotectonique et jouant pendant la phase hercynienne tardive (CHALOT-PRAT, 1990).

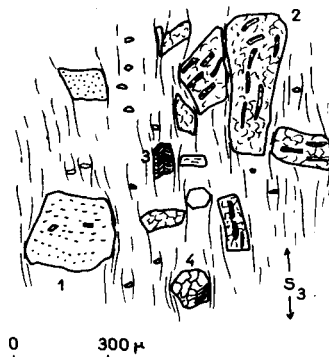


Fig. 28 - Microconglomérat de base du complexe volcano-sédimentaire. 1 : siltite; 2 : fragments de psammites; 3 : fragments de phyllades; 4 : quartz filonien; S3 : schistosité tardive.

Les déformations tardives dans les terrains anté-viséens.

Les terrains antéviséens, déjà structurés par la phase intraviséenne auront un comportement différent de celui de la couverture carbonifère. Le style des déformations sera plus cassant et hétérogène, marqué surtout par des kink-bands affectant un matériel grésopélique dont le plan d'anisotropie principal est une schistosité S1 ou S0-1.

L'UNITÉ DES SCHISTES DU TAZEKKA

La partie ouest de cette unité, constituée par les faciès lic-de-vin, subit un basculement d'ensemble au cours duquel les structures D1 et D2, à vergence vers l'Ouest ou le NW sont renversées. Cette disposition s'observe bien depuis le col du Touahar au Nord, jusque dans les secteurs de Jorf Aïcha au SW du massif. Les structures D3 liées à ce basculement sont des plis en chevrons ou des kniks de direction N 10 à N 50°, dont le plan axial est incliné vers le NW avec des pendages très variables (fig. 29). La tendance au déversement vers l'Est est dominante avec des cisaillements selon S3. La schistosité est une crénulation discrète à zonale, à microlithons espacés. Elle recoupe toujours nettement les structures antérieures, S0-1, S1 et S2 qui sont systématiquement crénulées.

Dans ce secteur, il est intéressant de noter le quasi-parallélisme entre les directions des structures D3 et celles des structures plus anciennes (fig. 15). Les axes et les linéations se regroupent autour d'une direction N 20°.

Le NE du massif, où affleurent les schistes vert-olive, est surtout déformé par des plis en chevrons ou des kniks centimétriques à décimétriques, de direction N 20 à N 50° et à plan axial dont le pendage varie de la verticale à 45° vers le NW et le SE. Les P3 se présentent alors comme des systèmes à double déversement; la famille de plis à vergence SE est cependant de loin la plus développée (fig. 30). Le clivage associé S3 est une crénulation discrète passant

localement à une crénulation différenciée dans les zones les plus déformées.

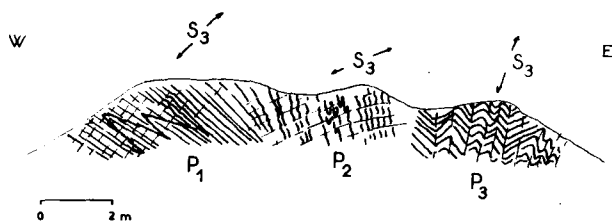


Fig. 29 - Schistes du Tazekka, piste de Bab-Souk-Chejra. Variations du pendage de S3 recoupant les structures antérieures P1 et P2.

L'UNITE DE BAB AZHAR - BSABIS

Dans la partie nord de l'unité, ce sont les contacts cisailants à pendages Est, issus des épisodes intraviséens D1 et D2 qui vont jouer en accentuant la dilacération des structures. On observe la présence de zones de cisaillements dextres N-S, soulignés par des miroirs striés et des amygdales sigmoïdes.

Dans la partie centrale de l'unité, les schistes ordoviciens sont déformés par des plis N 20 à N 40° dont les axes ont des plongements variables de 0 à 30° vers le NE ou le SW (fig. 24). Un clivage de crénulation S3 est associé à ces plis; son pendage varie de la verticale à 45° vers le NW. La tendance générale au déversement vers l'Est est accentuée par des cisaillements le long des plans de S3.

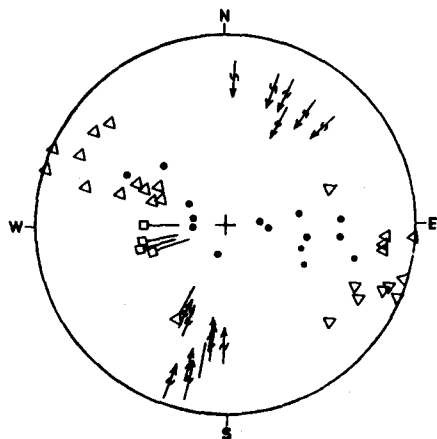


Fig. 30 - Structures D3 reprenant les linéations antérieures dans les schistes du Tazekka (secteur de Bab-Taka).

Dans la partie sud de l'Unité, on retrouve le même type de déformation. La tendance au déversement vers l'Est est cependant plus accentuée. On retrouve les mêmes directions de structures D3, et la dispersion des plans de S3 peut être assez importante. Les couloirs de cisaillement correspondent à des zones broyées où les schistes sont

découpés en amygdales sigmoïdes, dont la forme indique des jeux dextres et surtout des jeux en failles inverses, soulignés par des miroirs striés de direction NE-SW et à pendage variable de 20 à 60° vers le NW (fig. 31).

Dans la boutonnière de Bsabis, la partie SE est constituée de schistes ordoviciens analogues à ceux de la zone de Bab-Azhar. Le litage S0-1 est repris par des plis en chevrons et des kink-bands dont les directions sont analogues à ce qui est décrit dans le Tazekka, de même que la tendance au déversement vers le SE (fig. 25 et 31).

L'UNITE OCCIDENTALE

Dans la partie nord, dans les demi-boutonnières de Bab-Louta et de Bou-Chfâa, les déformations tardives n'apparaissent pas avec évidence. Le contact avec la zone de Bab-Azhar est redressé à la verticale. A la limite est de la boutonnière de Bab-Louta, c'est une faille N 30° subverticale qui joue en décrochement dextre découpant les niveaux siluriens en amygdales sigmoïdes. A la limite de la boutonnière de Bou-Chfâa, le plan axial de la grande structure anticlinale N-S dessinée par les quartzites ordoviciens est redressé à la verticale, le flanc Est est tronqué et disparaît vers le Nord. Là encore, un jeu dextre peut être mis en évidence.

Au Sud de Tleta des Zerarda, les écailles de terrains ordoviciens sont redressées à la verticale et se renversent dans la partie SW. Ce mouvement correspond à une accentuation du cisaillement déjà amorcé lors de l'écaillage précoce; les écailles glissent les unes sur les autres en subissant une rotation d'ensemble avec basculement des structures préexistantes (fig. 32). Comme dans la partie nord, le contact avec l'Unité de Bab-Azhar est caractérisé par des cisaillements dextres le long de plans NE-SW à pendage en moyenne de 60° vers le NW, particulièrement nets dans les schistes noirs du Siluro-lochkovien.

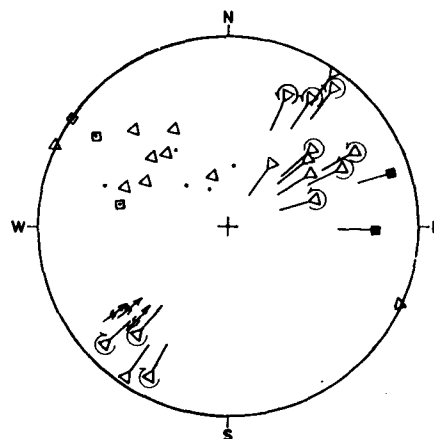


Fig. 31 - Stéréogramme des structures D3 dans l'Unité de Bab-Azhar, secteur d'Arzer Rhiab.

LE MAGMATISME TARDI-HERCYNIEN DANS LA ZONE TAZEKKA-BSABIS.

Mis à part le complexe volcanique du Viséen terminal-Namurien qui occupe le NE du massif du Tazekka, les manifestations magmatiques dans cette partie de la zone interne sont peu importantes, tout au moins à l'affleurement. Elles n'ont pas fait l'objet d'études systématiques, aussi les données dont on dispose sont disparates.

Les complexes filoniens

D'une manière générale, ces corps intrusifs se présentent sous forme de dykes ou de sills; ils sont sécants par rapport aux structures planaires initiales de leur encaissant qui correspond surtout aux schistes ordoviciens anchi à épimétamorphiques. Deux grands groupes peuvent être distingués.

LES CORPS INTRUSIFS "BASQUES"

A l'Ouest du complexe volcanique viséo-namurien, CHALOT-PRAT (1990) distingue des intrusions en petits plutons, filons et corps semi-circulaires "correspondant à un magma cristallisé en sub-surface, de même affinité que celui qui alimente les appareils éruptifs de surface du complexe". L'assemblage minéralogique comprend hornblende, plagioclase, biotite, quartz, apatite. CHALOT-PRAT souligne l'extrême diversité des faciès pétrographiques reflétant les variations de proportions entre les minéraux et les variations de textures.

Des filons de même faciès se retrouvent dans l'ensemble de l'Unité des schistes du Tazekka et de l'Unité de Bab-Azhar. Ils sont décrits comme des microdiorites quartziques dans le SW du massif (AMAOUAIN, 1991). Dans les boutonnières de Bsabis-sud et du Pont du Sebou, des filons très altérés qualifiés de lamprophyres par CHARRIERE (1990) appartiennent probablement au même ensemble. Tous ces filons se présentent en sills ou dykes de faible épaisseur (3 à 4 m au maximum), à structure parfois vacuolaire aux épontes. Ils sont postérieurs aux structures de la phase tardive, injectés dans les plis P3, les plans de S3 ou dans des fractures les recoupant. Ils sont affectés par des épisodes de tectonique cassante parfois importants comme dans le cas des filons du SW du massif, cisailés par le jeu décrochant tardif du contact entre l'Unité des Schistes du Tazekka et l'Unité de Bab-Azhar (AMAOUAIN, 1991).

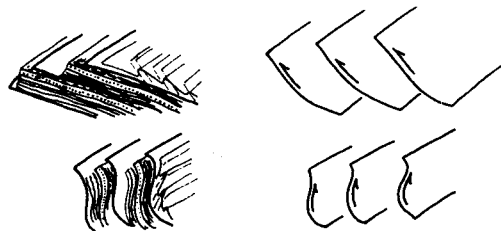


Fig. 32 - Schéma illustrant la déformation tardive des écailles du Tazekka occidental. En haut: écaillage précoce, en bas: verticalisation et renversement tardif.

LES CORPS INTRUSIFS ACIDES

Ils se présentent en filons lenticulaires, d'orientation générale NE-SW parfois N 90°, d'épaisseur variable, décimétrique à métrique, leur longueur pouvant atteindre 2 km. Ils sont surtout abondants dans le NE du Tazekka dans le secteur de Ras el Katra (CHALOT-PRAT, 1990) et dans la partie SW de l'Unité de Bab-Azhar entre les douars Iknane et Lahraïk (AMAOUAIN, 1991). Les sills et laccolites à structure de laves rhyolitiques décrits par CHARRIERE (1990) dans la partie nord de la boutonnière de Bsabis appartiennent sans doute au même ensemble. Ces filons acides sont très souvent associés aux faciès basiques dont ils contiennent parfois des fragments (CHALOT-PRAT, 1990). Leur composition minéralogique est très homogène: quartz à golfes de corrosion, plagioclase, feldspath potassique, biotite chloritisée, muscovite; le fond est microgrenu. Ces roches, qualifiées de microgranites à biotite ou rhyolites à biotite sont des produits de sub-surface, peut-être contemporains des éruptions acides du complexe volcanique.

Leur mise en place est en tout cas postérieure à la phase tardive. A Ras el Katra, ils contiennent des enclaves de schistes silicifiés et sont donc postérieurs au métamorphisme thermique; au SW du massif, leur disposition cartographique (fig. 33) en échelon suggère une relation avec un rejeu dextre des grands accidents N 20-30° qui découpent l'Unité de Bab-Azhar (AMAOUAIN, 1991).

Les plutons granitiques du massif du Tazekka.

Signalés depuis longtemps par MORIN (1948), ces plutons n'occupent que de petites surfaces à l'affleurement: granite du Tazekka et granite de Bab el Kelaa.

Le granite du Tazekka est le seul à avoir fait l'objet d'études quelque peu détaillées. Il est situé au Nord du sommet 1980 m où ilaffleure sur une surface d'environ 2 km². Selon ROSÉ (1987), RAFI (1988) et CHALOT-PRAT (1990), il s'agit d'un granite clair à muscovite appartenant à l'ensemble des leucogranites hyperalumineux. On y distingue un faciès porphyroïde à mégacristsaux de feldspaths potassiques orientés et un faciès porphyroïde à grain fin à cordiérite. Des filons de greisens et de quartz recoupent le pluton.

Les données géochimiques sur les éléments en traces montrent que ce granite provient de la fusion partielle de la croûte supérieure, "il est visiblement sans relation génétique avec l'ensemble magmatique éruptif" (CHALOT-PRAT, 1990).

Un âge isotopique obtenu par la méthode Rb/Sr sur roche totale (RAFI, 1988) donne 217 +/- 11 Ma, soit le Trias supérieur. Cet âge n'a pas de signification hercynienne. Il correspondrait à l'évènement thermique lié à la phase de rifting du bassin moyen-atlasique (PIQUÉ, comm. orale).

Des auréoles de métamorphisme thermiqueaffleurent largement dans le NE du Tazekka. Leur lien direct avec les plutons granitiques n'est cependant pas évident. Les pointements eux-mêmes sont entourés d'une auréole réduite

de cornéennes (10 à 20 m environ), puis de "schistes silicifiés" ou schisto-cornéennes qui affleurent largement autour du Jbel Tazekka et dans tout le secteur de Ras el Katra où il n'y a pas de pointement granitique. Enfin, des faciès de schistes tachetés occupent des superficies considérables (Jbel Tazekka, Bab el Kelaa, Ras el Katra), indiquant un métamorphisme thermique lié au magmatisme hercynien dont les pointements granitiques ne sont sans doute que la dernière expression.

Par rapport à l'épisode de déformation tardif D3, on retiendra que la crénulation S3 recoupe et déforme systématiquement les taches ovoïdes du métamorphisme thermique des auréoles externes. Dans l'auréole interne par contre, des andalousites tardives scellent la schistosité S3 (HOEPFFNER, 1978) montrant bien que l'évènement thermique est étalé dans le temps.

CONCLUSION

La structuration de la zone interne Midelt-Tazekka-Bsabis peut se résumer en une succession d'épisodes de déformation débutant au Dévonien supérieur et s'achevant au Carbonifère supérieur.

1) Fin du Dévonien supérieur (370-366 Ma): structuration des schistes de Midelt par une tectonique tangentielle en plis couchés cisailés à vergence générale vers l'Ouest, dans un climat métamorphique épizonal. Cette phase précoce s'amortit probablement vers l'Ouest, dans la zone Tazekka-Bsabis où les datations isotopiques ne l'ont pas mise en évidence.

2) Fin du Viséen supérieur (330 Ma): la tectonique tangentielle gagne la zone Tazekka-Bsabis. Les trois unités distinguées dans cette zone ont subi une même tectonique intraviséenne à vergence vers l'Ouest dont l'intensité décroît d'Est en Ouest, depuis les plis synschisteux cisailés de l'Unité des Schistes du Tazekka jusqu'aux écailles imbriquées ou duplex des terrains non métamorphiques de l'Unité occidentale (fig. 34). Initialement éloignées les unes des autres, ces unités se sont progressivement rapprochées par le jeu des cisaillements. La quantité de déplacement n'est sans doute pas très importante, les terrains impliqués étant de même âge et de même faciès. Le linéament de Bsabis-Tazekka joue ici le rôle de couloir de cisaillement majeur au sein de cette zone en assurant le rapprochement entre les schistes du Tazekka et l'Unité occidentale. Dans la zone de Midelt, il est difficile de déterminer avec précision quelles structures sont à lier à cette phase intraviséenne. On peut supposer raisonnablement que cette phase correspond au fonctionnement d'une zone de cisaillement crustal dans laquelle se mettent en place les granitoïdes de Midelt. La crénulation tardive affectant l'encaissant schisteux pourrait être contemporaine de cet épisode cisailant à caractère constrictif, dont la direction est E-W à NW.

3) Fin du Viséen supérieur- Namurien: après la structuration synschisteuse et symmétamorphique, la zone Tazekka-Bsabis est marquée par un épisode magmatique important. Dans le massif du Tazekka, le complexe volcanique discordant sur les schistes ordoviciens est interprété comme une dépression

volcano-tectonique installée sur une fracture majeure correspondant aux grands accidents intralithosphériques comme l'atteste la présence de magmas d'origine profonde.

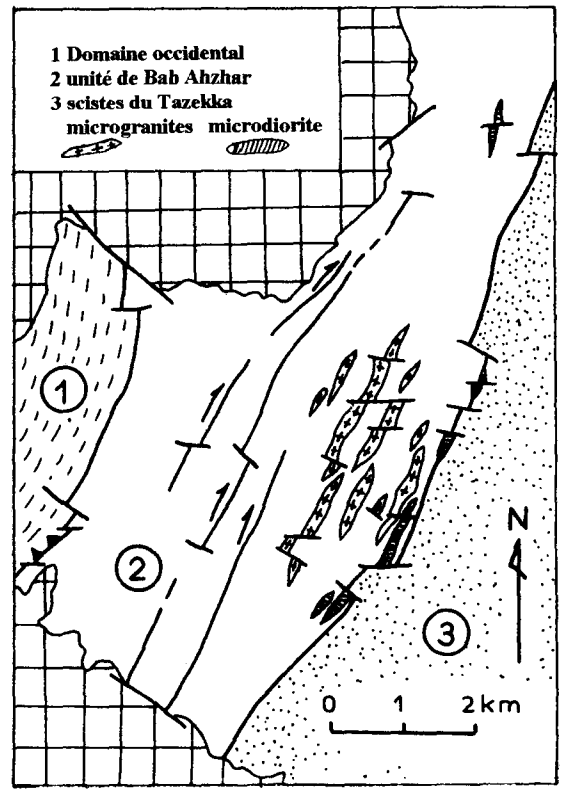


Fig. 33 - Carte du magmatisme filonien tardif tectonique de la partie SW du massif du Tazekka (AMAOUAIN, 1991).

4) Limite Westphalien-Stéphanien (300 Ma): c'est la phase tardive de l'orogénèse hercynienne. Le dernier serrage important se marque par un plissement d'ensemble modéré avec une accentuation de la déformation le long des grands accidents. Ces derniers sont principalement N-S à NE-SW et ils rejouent tardivement en décrochements dextres.

Des épisodes magmatiques s'imbriquent dans cette phase tardive: corps intrusifs basiques et acides, plutons granitiques engendrant un métamorphisme thermique important.

Par rapport au Maroc central, et plus précisément sa bordure orientale représentée par la région d'Azrou-Khénifra, la zone interne apparaît comme un domaine structuré précocement. Les évènements les plus importants sont les phases de plissement et de cisaillement à 370 et 330 Ma. L'épaississement crustal et le soulèvement qui en résulte auront plusieurs conséquences.

- Au Dévonien supérieur, dans la zone d'Azrou-Khénifra, BOUABDELLI (1989) signale quelques déformations liées à des jeux de blocs basculés le long de décrochements dextres E-N-E. Les déformations synschisteuses attribuées par ALLARY & al. (1976) à cette phase du Dévonien supérieur seraient plutôt intraviséennes pour BOUABDELLI (1989).



Fig. 34 - Les trois domaines structuraux du massif du Tazekka pendant les mouvements éovariscques

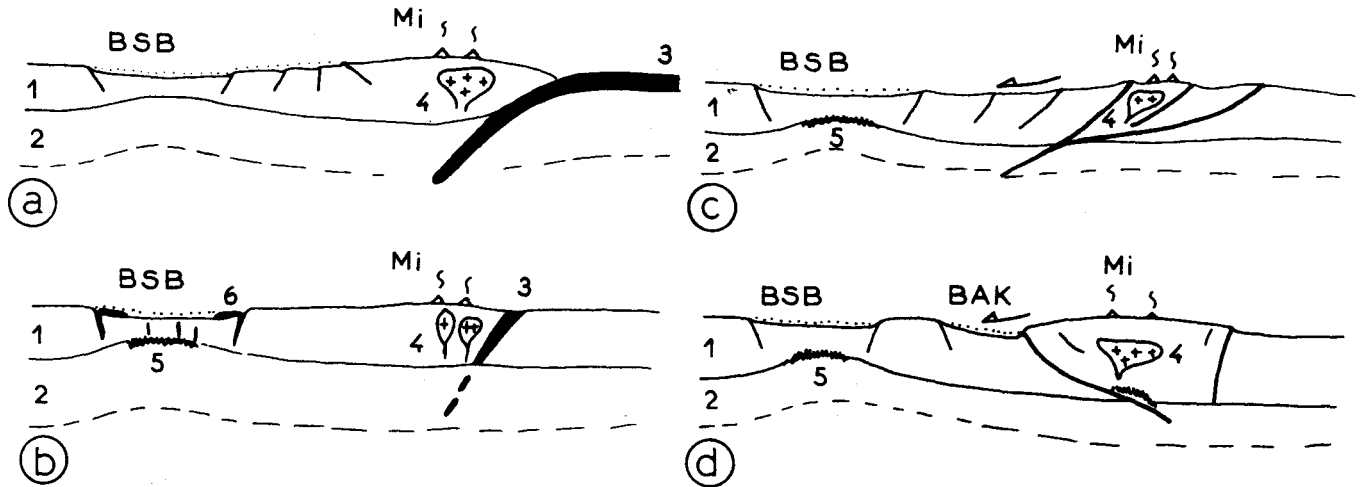


Figure 35: Différentes interprétations du champ géodynamique de la chaîne varisque marocaine pendant le carbonifère inférieur. - A: subduction d'une croûte océanique à pendage Ouest (BOULIN & al., 1988) - B: Suture océanique subduction fossile (KHARBOUCH & al. 1985).- C: cisaillements intralithosphériques à pendage Ouest ou NW (LAGARDE, 1987; CHARLOT-PRAT, 1990)? - D: cisaillements intralithosphériques à pendage Sud à SE (LAGARDE, 1987; PIQUE & MICHARD, 1989; BOUABDELLI, 1989)

1: croûte continentale. 2: Manteau supérieur. 3: croûte océanique. 4: magmatisme "orogénique" des zones orientales, calco-alcalin propate. 5: magmatisme tholéitique et transitionnel alcalin-tholéitique des zones externes occidentales. BSB: bassin de Sidi Bettache; BAK: Bassin d'Azrou-Khenifra; Mi: région de Midelt et Meseta orientale.

Pendant le Viséen supérieur, la zone interne soulevée permet le départ des nappes de glissement, en partie synsédimentaires, qui caractérisent l'Est du bassin d'Azrou-Khénifra (nappes d'Aït-Mimoun Bou-Agri, Jbel Bou-Khemis et Ziar). Ces nappes sont exemptes de déformations compressives antévisécennes et elles proviendraient de la partie la plus occidentale de la zone interne, non atteinte par la phase dévonien supérieur. Les marges du bassin enregistrent des déformations compressives synschisteuses. La marge orientale, notamment, présente des structures de même âge et de même style que celles de la zone Tazekka-Bsabis, c'est la zone de la nappe de Mirt et de la nappe de Khénifra charriées vers le NW. Il n'est cependant pas possible de dire si ces deux zones sont dans le prolongement l'une de l'autre ou si elles sont juxtaposées.

Du point de vue géodynamique, ces phases tectoniques précoces de la zone interne sont toujours liées à des processus de cisaillements. Tous les auteurs s'accordent pour les considérer comme étant liés au fonctionnement

de grandes fractures intralithosphériques (MICHARD & al., 1983; PIQUÉ & MICHARD, 1989; DIOT, 1989; HOEPPFNER, 1987; LAGARDE, 1987). A l'échelle de la chaîne varisque marocaine, le contact entre la zone interne (Meseta orientale) et les zones plus externes (Meseta occidentale) correspond au passage de grandes fractures de ce type. Le sens du pendage de ces cisaillements crustaux varie suivant les interprétations (fig. 35). Sur la base de la géochimie du magmatisme hercynien pré- et post-orogénique, des pendages vers l'Ouest ont été proposés (KHARBOUCH, 1982; KHARBOUCH & al. 1985; BOULIN & al., 1987; CHALOT-PRAT, 1990). Par contre, les analyses structurales font ressortir l'importance des structures à déversement vers l'Ouest et/ou le NW et amènent à proposer des modèles où les cisaillements crustaux sont à pendage vers l'Est ou le SE (MICHARD & al., 1983; HOEPPFNER, 1987; PIQUÉ & MICHARD, 1989; LAGARDE, 1987).