

LES UNITES STRUCTURALES DES SKHIRAT ET D'ABDA DANS LES JEBILET OCCIDENTALES, REGION SUD DU JEBEL BOU GADER (MAROC HERCYNIEU)

Abdelfattah TAHIRI¹

ملخص

عبد الفتاح الطاهري

الوحدات البنيوية للصخور وعدة في الجبيلات الغربية، المنطقة الجنوبية لجبل بوغادر - المغرب الهيرسيني - تتكون وحدة الصخور من خليط عدسات وكتل تشكيلية، خصائصها الصخرية متنوعة وكذا أحجامها. وعمرها يتراوح بين الأردويسي والديفوني، وهي غير متحولة أو ضعيفة التحول.

وتتكون وحدة عدة من مواد أولية بركانترسية، مطبوعة بتنقيك تنضدي، عمرها مجهول وتسجل طورين تحويليين: تحول جهوي (سحنة الكلوريت - البيوتيت) وتحول تماسي (الكورديرييت - البنقش) ومتعددة التطورات البنائية.

وتدل مختلف العناصر البنائية المتعلقة بالتحرك المماسي، على اتجاه تحركي (بعد الفيزيان العلوي) يتراوح بين ش 90° إلى ش 150°.

RÉSUMÉ

L'unité des Skhirat est constituée d'un mélange de lentilles et de blocs tectoniques de nature lithologique et de dimensions variées, d'âge ordovico-dévonien en partie datés et qui sont peu ou pas métamorphiques.

L'unité d'Abda est constituée d'un matériel initial volcano-sédimentaire marqué par la transposition, d'âge inconnu, métamorphique (un métamorphisme régional : faciès chlorite-biotite et un métamorphisme de contact local : cordiérite, grenats) et qui est polyphasé.

Les différents objets tectoniques liés au mouvement tangentiel indiquent un sens de déplacement (post-Viséen supérieur) suivant des directions N90° à N150°.

SUMMARY

The structural units of Skhirat and Abda in the Western Jebilet; south Jebel Bou Gader area. Hercynian Morocco.

1- The Skhirat unit is made up of a mélange of tectonic blocks and lenses of miscellaneous size and lithologic nature, of Ordovician to Devonian age, partly dated, and metamorphosed or slightly metamorphosed.

2- The Abda unit is made up of an initial material of volcano-sedimentary origin, veiled by the schistosity transposition, of unknown age, metamorphosed (regional metamorphism, chlorite-biotite facies and local contact metamorphism with the garnet and Cordierite) and has undergone any phases of deformation.

Various tectonic signs connected with the tangential movement indicate that this unit moved mainly N90°-N150°.

¹ Département de Géologie, Institut Scientifique, Avenue Ibn Batouta, B.P. 703, RABAT-Agdal.

INTRODUCTION

Trois grands domaines structuraux ont été mis en évidence dans cette région, un domaine autochtone à l'Ouest surmonté à l'Est, par l'intermédiaire de contacts tectoniques subhorizontaux, d'un domaine para-autochtone (ou autochtone relatif) et d'un domaine allochtone (TAHIRI, 1982), (Fig. 1,2).

- L'autochtone est constitué de terrains cambro-ordoviciens très puissants (9000m environ) essentiellement silto-gréseux. Trois épisodes de déformations hercyniennes souples et un épisode tangentiel ont affecté ces terrains ; des plis P1, ouvert ou en genou, de direction axiale NS, auxquels est liée une schistosité axiale, plutôt de fracture, S1 ; des plis P2, ouverts, localisés auxquels est lié un clivage axiale S2 ; des plis en chevron et kink-bands N150 liés probablement à la mise en place des domaines sus-jacents et la troncature sommitale des structures sous-jacentes. Le métamorphisme, faible (pas de séricite ou séricite naissante), croit vers l'Est et synchrone de S₁.

- L'autochtone relatif (ou para-autochtone) regroupe un ensemble de terrains qui montrent des affinités lithologiques et structurales avec l'autochtone. Il s'agit essentiellement d'alternances silto-gréseux et siltocalcaires attribuées sans preuves paléontologiques au Cambrien inférieur et affectées de trois épisodes de plissements hercyniens ; des plis P1, NS, accompagnés d'une schistosité de flux S_a1 ; des plis P2, N160° à N20° associés à un clivage axial

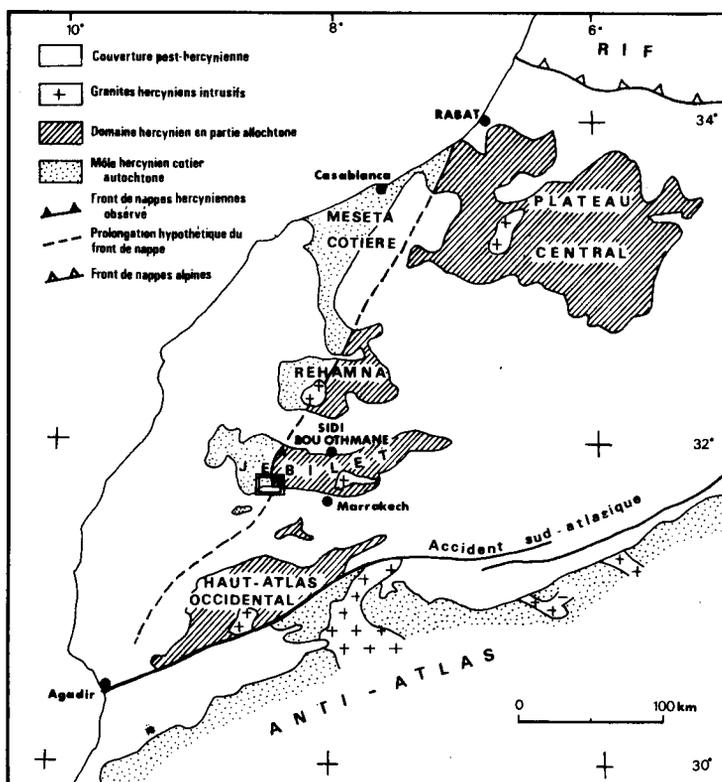


Fig.1 : Place des Jebilet dans le Maroc hercynien (d'après SOUGY J. 1976).

☐ : Secteur étudié.

S_a2; des plis E-W ; et un épisode cassant lié au déplacement tangentiel. Le métamorphisme est épizonal (séricite-chlorite).

- L'allochtone comporte, au-dessus d'une brèche de base, deux unités structurales d'évolutions tectono-métamorphiques différentes ; l'unité des Skhirat à la base et l'unité d'Abda , (Fig. 2).

LE CONTACT DE BASE DE L'ALLOCHTONE

TRACE CARTOGRAPHIQUE : (Fig. 2,3).

La cartographie du contact montre que l'intersection du contact avec la topographie est un trait extrêmement sinueux qui suit approximativement les courbes de niveau. Ceci est particulièrement bien visible dans les régions de Hajer el Beïd, Raouda et Skhirat.

A Hajer el Beïd, le contact nord avec le para-autochtone décrit plusieurs sinuosités, contourne les petites collines et constitue plusieurs rentrants entre les pitons comme à l'Est du piton 339 (x = 220,16 ; y = 132,60). Dans l'oued ed Dib ce contact monte vers le nord pour dessiner ensuite une grande sinuosité au Nord de la région de Skhirat puis revient vers le Sud en reprenant une direction NS dans l'oued Aamir. Il tourne ensuite autour de l'écaille de Sidi M'Barek, avant de disparaître sous la plaine du Haouz. Ces sinuosités du contact se font sur une topographie peu accentuée, ce qui implique que la surface enveloppe de la base de l'allochtone est subhorizontale.

Tout le long de son tracé, le contact est matérialisé soit par une brèche soit par des perturbations tectoniques, discontinuité des structures et déformation de la schistosité de l'autochtone relatif.

DESCRIPTION DE LA BRECHE DE CONTACT

Le meilleur affleurement de brèche se situe dans la région de Hajer el Beïd, dans un méandre de l'oued Barka situé à 1 km à l'Ouest du cimetière Raouda (au point x = 219,80; y=132,38). L'épaisseur de la brèche à l'affleurement est de 3 m environ. Elle est constituée par un matériel phylliteux rouge, hématisé dans lequel sont emballés des lambeaux décimétriques très amygdalisés, fragmentés et écrasés, de matériel varié ; lambeaux de siltstones peu sériciteux gris vert ou rouge, de phyllites blanchâtres et rouges, de quartzites (de 20 à 80 cm de diamètre, complètement déchiquetés et fragmentés), de grès jaunâtres et de calcaires flués.

A 20 m au Nord du Douar Suiguia (au point x = 219,40 ; y = 131,16) au niveau de la zone bréchifiée, le contact est jalonné par des amygdales tectoniques constituées également de roches de nature variée . On trouve ainsi deux amygdales de 1 à 4 m de long, de calcaires gris bleu flués (rappelant ceux de la formation calcaire dévonienne de l'unité du Jebel Ardouz, mais ici flués ; TAHIRI, 1983). Ces calcaires sont entourés par une zone de brèche qui les met en contact avec les siltstones bleus du para-autochtone situés juste à l'Ouest du contact; la schistosité de fracture de direction N150° des siltstones ne passe pas dans la brèche et n'affecte ni les calcaires de l'amygdale ni les terrains qui les surmontent. Il y a également

L E G E N D E



Recouvrement post-paléozoïque indifférencié

ALLOCHTONE

UNITE D'ABDA (Viséen supérieur ??)



Lentilles kilométriques de métagabbros avec intrusions granitiques: Koudiat el Mnâ.



Phyllites (quartzo-sériciteuses, quartzo-feldspathiques, tâchetées à grenat...), slates, lentilles infra kilométriques de calcaires flués, grès-quartzite et de roches volcaniques.



Quartzites mauves (en lentilles) du Tensift.

UNITE DES SKHIRAT (Ordovicien-Dévonien).



Quartzites mauves.



Calcaires gris-bleu, calcaires jaunes.



Conglomérats rouges.



Quartzites gris beige.



Grès-pélites marrons, argilites panachées, pélites violacées.



Grès Feldspathiques écrasés.

PARA-AUTOCHTONE (ou autochtone relatif).

(Cambrien inf. probable et Cambrien moyen ?)

Double barres gréseuses.
Alternances : grès-siltstones sériciteux.

Phyllites calcaréo-gréseuses à trous.



Siltstones sériciteux à pyrite.



Grès Feldspathiques micacés.



Limite stratigraphique.



Contact tectonique plat ou peu penté bréchifié.



Contact tectonique plat ou peu penté non bréchifié.



Contact tectonique plat ou peu penté interprété.



Contact tectonique de nature inconnue (Lentilles de quartzite du Tensift. Unité d'Abda).



Faille verticale.



Plan de stratification sans polarité observée.



Plan de stratification, polarité inverse observée.



Plan de schistosité de la phase 1, vertical, incliné.



Plan du clivage de la phase 2.

Lineation L_1^0 d'intersection.

Axe de pli mesuré.



Axe de pli construit.



Douar.



Piste.



Ligne de haute tension électrique.



Oued.



Point côté.



Minéralisations.

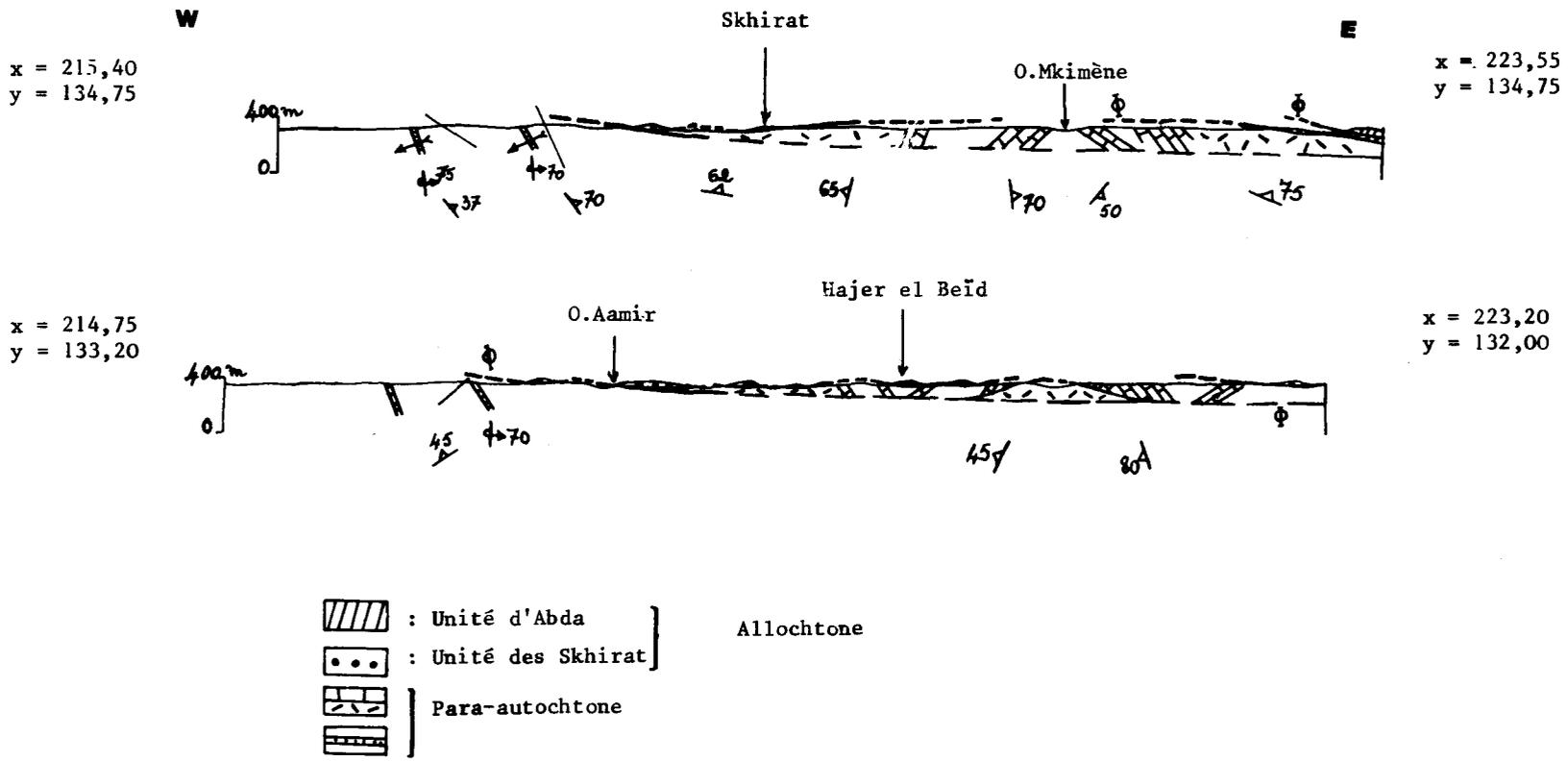


Fig. 3 : Coupés structurales dans la partie centrale du secteur.

trois amygdales de 2 à 6 m de long et épaisses de 1 à 3 m dans lesquelles se trouvent des bancs de quartzite avec des intercalations de microconglomérats (à microgalets de quartz abondants). Les joints des bancs sont onduleux. Ces quartzites rappellent ceux datés du Caradoc au Jebel Kharrou dans les Rehamna (HOEPFFNER, 1974).

La zone bréchifiée montre localement, dans la région de Raouda par exemple des indices de minéralisation de cuivre et de fer.

STRUCTURE DE LA BRECHE DE CONTACT

Dans la région de Hajer el Beïd, la brèche de base de l'unité des Skhirat recouvre les alternances phyllites calcaires de l'unité para-autochtone. Ces dernières sont affectées par une schistosité N10-45 à 70°W. Cette schistosité n'affecte ni la brèche ni les blocs de quartzite qui la surmontent. Cependant dans certains lambeaux de siltstones et de phyllites inclus dans la brèche, une schistosité rappelant celle qui affecte les terrains autochtones et para-autochtones, est modelée en synformes et antiformes centimétriques à décimétriques; cette déformation étant probablement liée à la trituration des roches lors des mouvements tangentiels.

A 300 m au SW du point côté 339 m (x = 220,16 ; y = 132,60), la brèche est reprise par des kink-bands de direction N120° et à plongement vertical. Ceci est particulièrement bien visible dans les lambeaux de siltstones gris bleu inclus dans la brèche et dans lesquels on observe en outre des veinules de quartz hématitisé qui sont également repris par les kink-bands.

A 150 m au NE du point précédent, un petit niveau de quartzite beige intercalé dans la brèche montre des stries N120°. A une dizaine de mètres plus à l'Est d'autres blocs de quartzite beige qui reposent sur les alternances phyllites-calcaires du para-autochtone par l'intermédiaire d'une brèche bariolée d'épaisseur plus réduite (30 cm environ), montrent aussi des stries orientées N120° et N150° sur une surface subhorizontale (pendage 5°E).

CONCLUSIONS

Le contact entre l'allochtone et l'autochtone relatif est un contact tectonique subhorizontal. Il est postérieur à la schistosité et au clivage de l'autochtone et de même à la schistosité et au clivage du para-autochtone.

Dans la zone de contact de la région de Hajer el Beïd, on observe des kink-bands N120° que nous pensons être dûs aux mouvements tangentiels. Dans cette zone aussi, les quelques mesures de stries observées indiquent des mouvements tangentiels suivant des directions comprises entre N120° et N150° ; le sens relatif de déplacement n'étant pas connu. C'est la même direction que celle observée plus au N (N140°) par SOUGY (1976) et POUTCHKOVSKY (1978).

UNITE DES SKHIRAT

INTRODUCTION

Dans les Jebilet occidentales, le terme unité des Skhirat^a a été introduit par SOUGY (1976). C'est un ensemble composite de terrains de nature, d'âge et de dimensions très variés, d'où l'image de "musée stratigraphique et pétrologique" émise par cet auteur. Ces différents terrains

affleurent le plus souvent sous la forme de pointements rocheux éparpillés, émergeant d'une surface à très faible relief souvent ébouleuse, comme c'est le cas dans le secteur de Hajer el Beïd. Les différents terrains constituant cette unité structurale affleurent partout sous forme de blocs tectoniques, de copeaux ou d'écaillés. Certains blocs peuvent être de dimension hectométrique.

Cette unité est donc caractérisée par le manque de continuité des couches lithologiques et l'absence totale de relation géométrique entre les différents copeaux. Quelques rares terrains de l'unité ont été datés paléontologiquement et donnent des âges allant du Caradoc au Dévonien moyen ; les autres, qui sont la majorité, ont été attribués hypothétiquement sur la base d'analogie de faciès, avec les terrains d'autres régions.

INVENTAIRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Du fait de la discontinuité des couches et du mélange tectonique, aucune coupe stratigraphique valable n'a pu être réalisée dans cette unité. On fera donc seulement l'inventaire des faciès représentés dans les différentes écaillés et blocs ; ceux-ci sont emballés dans une matrice violacée, essentiellement phylliteuse, rencontrée très rarement.

ROCHES DATEES DE L'ORDOVICIEN

Elles sont représentées par des grès fins très peu métamorphiques, à patine brun rouge et cassure brun foncé. L'épaisseur des bancs varie de 5 à 80 cm. Ces grès alternent avec des argilites à patine brun rouge et cassure brune, peu litées et légèrement micacées, en bancs dont l'épaisseur n'excède pas 30 cm. Les grès renferment parfois des poches carbonatées jaunes décimétriques. Ces terrains sont bien représentés dans la région de Skhirat (entre les oueds Aamir et ed Dib), du Douar Chehibat et du Douar Suiguia. Ils ont livré, au NE du Douar Suiguia à 400m au NNE du point côté 331 m ($x = 220,05$; $y = 132,05$), une empreinte de Trilobite correspondant à un fragment de limbe de *Trinucleidae* datant de l'Ordovicien et plus probablement du Caradoc (in HUVELIN, 1977, p.31).

ROCHES NON DATEES RATTACHEES A L'ORDOVICIEN

Quartzites gris beige

Ils sont massifs à patine gris clair à beige et cassure grise. L'épaisseur des bancs varie de 5 cm à 1,2 m. Souvent entre les bancs, existent des microconglomérats à microgalets de quartz. Les joints entre les bancs sont parfois onduleux. Ces quartzites, roches très compétentes, sont en général porteuses d'une linéation pénétrative qui témoigne d'un métamorphisme faible. Ils sont souvent parcourus par des veinules de quartz blanc. Ils affleurent sous forme de lentilles métriques comme au Douar Chehibat et à 100 m à l'Est du même Douar, à 1 km au SSW du Douar Azib Si Zouine Nord (au point : $x = 218,16$; $y = 135,05$) puis à 2,8 km au SSE du même Douar (au point : $x = 218,85$; $y = 133,18$) et enfin à 300 m au NE du Douar Suiguia.

Dans la région de Hajer el Beïd, on observe des quartzites plissés appartenant à un même pli disloqué en plusieurs blocs dont l'un constitue le piton 339. On les trouve aussi à 2 km à l'WNW du Douar Boushab en lentilles hectométriques allongées dans le sens N-S et emballées dans des grésopélites gris jaune.

Aucun fossile n'a été trouvé dans tous ces quartzites. Nous les avons rattachés à l'Ordovicien en raison de leur faciès identique à celui des quartzites datés du Caradoc dans le groupe du Jebel Kharrou dans les Rehamna orientaux (HOEPFFNER, 1974, CORNEE, 1982), quoique au Jebel Kharrou, ces quartzites ne sont pas métamorphiques. Du fait de la grande compétence de ce matériel, ils sont probablement parmi les terrains qui, lors de la dislocation tectonique, résistent le mieux sous forme de lambeaux et blocs.

Grésopélites marrons

Ils affleurent sous forme de lentilles métriques à hectométriques tronquées à leur base par le contact basal. Ce sont des alternances de pélites argileuses brun marron peu litées et de bancs de grès fins, bruns, parfois en plaquettes et dont l'épaisseur n'excède pas 80 cm. Les grès présentent de nombreuses figures sédimentaires telles que chenaux et figures de charge indiquant que les couches sont tantôt à polarité normale, tantôt à polarité inverse. Ces grès sont surtout caractérisés par la présence de poches carbonatées décimétriques et de lits à trous sphériques de 0,3 à 1 cm de diamètre qui correspondent probablement à d'anciens niveaux de condensation fossilifère (Conulaire ?). Ces faciès sont bien visibles à 300 m au NE du Douar Chehibat, à 200 m au SE de Douar Laaroussi et dans la région de Hajer el Beïd. Nous avons rattaché ces faciès à l'Ordovicien en raison de leur analogie frappante avec la formation du Goulibet au Jebel Kharrou ; Réhamna orientaux (HOEPFFNER, 1974) appelée aussi formation 6 du groupe du Jebel Kharrou (CORNEE, 1982) et qui est datée de l'Ordovicien supérieur. Notons que dans les deux régions ces faciès ne sont pas métamorphiques.

Pélites violacées

Elles ont une patine rouge violacé et une cassure violet foncé et sont hématitisées. Elles se débitent le plus souvent selon le clivage qui les affecte, en parallélépipède centimétrique. Ces pélites, souvent désorganisées à la surface du sol, constituent la plus grande partie de la surface ébouleuse sur laquelle reposent les différents blocs, et il est difficile de voir si elles constituent elles-mêmes des blocs. Leur meilleur affleurement se situe à 600 m au S-SW du cimetière de la région de Raouda (au point côté : x = 220,70 ; y = 131,80). Bien qu'aucun fossile n'ait été trouvé dans ces pélites, nous les avons rattachées à l'Ordovicien à cause de leur parfaite ressemblance avec les "Shales rouges" étudiés par POUTCHKOVSKY (1978) dans la région de Skhirat Moussa à une dizaine de kilomètres au Nord du secteur d'étude et dans lesquelles cet auteur a récolté des microfaunes Chitinozoaires : *Conochitina Cf. dolosa* ; *Desmochitina minor* ; *Hoegisphaera acollare* (?) ; *Legenochitinita dewffi* et *Acritarches Veryachium macroceras* (?) (déterminations F. Paris, 1977). Dans les deux régions, ces pélites ne sont pas métamorphiques.

Argilites panachées

Elles ont une patine gris vert bleutée et une cassure gris vert. Elles renferment des tâches rougeâtres ou bleutées réparties irrégulièrement dans la roche, d'où la dénomination d'argilites panachées par comparaison avec celles de la formation du Goulibet déjà citée plus haut. Ces argilites contiennent des intercalations centimétriques de grès vert.

Les meilleurs affleurements de ce faciès sont localisés en deux endroits, à 100 m au S du Douar Chéhibat et à 200 m au SE de Douar Suiguia. Ces argilites sont attribuées à l'Ordovicien supérieur par analogie avec celles qui ont le même faciès et qui ont été datées dans la formation du Goulibet. Dans les deux régions, aucune trace de métamorphisme n'a été décelée dans ces argilites.

ROCHES DATEES DU DEVONIEN

Calcaires gris-bleu

Ils ont une patine gris bleu et une cassure grise. Ils sont très cristallisés, compacts, parfois dolomitiques et sont parcourus d'innombrables veinules de calcite blanche. Ils affleurent sous forme de lentilles métriques parfois rubanés et flués, avec un aspect laminé. A 800 m au SE de Douar Azib Si Zouine S, on a récolté dans ces calcaires un polypier identique à ceux de la formation calcaire du Jebel Ardouz (TAHIRI, 1983) et qui date du Frasnien (HOLLARD comm. orale, 1979).

Calcaires jaunes

Ils ont une patine rosé et une cassure jaunâtre. L'épaisseur des bancs n'excède pas 20cm. Leur affleurement est localisé à 350 m à l'Ouest du Douar Suiguia au point $x = 219,0$, $y = 131,0$. Ces calcaires sont fossilifères; HUVELIN (1977) y a récolté *Houella sp.* datant probablement du Dévonien inférieur. Aucune trace de métamorphisme n'a été décelée dans ces calcaires.

ROCHES NON DATEES, RATTACHEES AU DEVONIEN

Calcaires gréseux jaunes

Ils ont une patine jaunâtre et une cassure gris clair à beige. Ils sont riches en grains de quartz. L'épaisseur des bancs n'excède pas 25 cm. Ils affleurent sous forme de lentilles métriques. Leur meilleur affleurement se situe à 100 m au NE du Douar Chéhibat au point $x = 218,90$; $y = 131,92$. Ils sont attribués très hypothétiquement au Dévonien. Des roches identiques affleurant sur le flanc ouest du Jebel Mouitkour (au N.NW du secteur cartographié) ont été attribuées sans argument paléontologique au Gedinnien supérieur par A. MICHARD (comm. orale citée par POUTCHKOVSKY, 1978). Dans les deux régions, ces calcaires n'ont été affectés par aucun métamorphisme.

Calcaires bleus

Ils ont une patine bleutée et une cassure gris bleu. Ils sont compacts bien cristallisés ; le rubanement correspond à un plan de fluage. L'épaisseur des bancs est de l'ordre de 30 à 50 cm. Les joints des bancs sont réguliers. Ces calcaires sont parcourus de veinules de calcite, localement il y a des poches centimétriques à décimétriques de dolomies. La surface des affleurements est souvent alvéolaire par dissolution de carbonate. Ces calcaires se présentent sous forme de lentilles métriques (à 200 m au Nord du Douar Suiguia au point $x = 219,40$; $y = 131,16$) ou décamétriques à 1,25 km au NNE du Douar Chéhibat où ces lentilles forment des pitons repères aux points $x = 218,80$; $y = 132,70$ et $x = 218,65$; $y = 132,70$. Aucun fossile déterminable n'a été récolté dans ces calcaires : des fragments d'encrines et de crinoïdes y sont cependant fréquents. Nous attribuons ces roches au Dévonien en raison de leur similitude de faciès avec les calcaires gris clair, dolomitiques et gris foncé de la formation calcaire de l'unité structurale du Jebel Ardouz (TAHIRI, 1983) dont la partie supérieure est, rappelons-le datée du Frasnien. Notons qu'au Jebel Ardouz ces calcaires ne sont pas du tout métamorphiques, alors qu'ils sont flués dans l'unité des Skhirat.

Dolomies

Elles ont une patine brun marron et une cassure jaune. Le plus souvent elles se trouvent localisées dans les calcaires bleus où elles forment des lentilles métriques isolées dans lesquelles on voit des bancs dont l'épaisseur varie de 5 à 30 cm, parcourus de veines de calcite rouge. Dans ces bancs on retrouve les mêmes débris de faunes que dans les calcaires bleus. Le meilleur affleurement se situe à 1,25 km au NNE du Douar Chéhibat au point $x = 218,80$; $y = 132,68$. Comme les calcaires bleus ces dolomies sont attribuées au Dévonien. Elles rappellent d'ailleurs beaucoup celles de la base de la formation calcaire du Jebel Ardouz (TAHIRI, 1983) qui ne sont pas métamorphiques. Dans les Skhirat, elles ont probablement subi un léger métamorphisme.

Quartzites mauves

Ils sont massifs à patine mauve beige et cassure violet clair avec des passées blanchâtres. Parfois il s'agit de grès-quartzites à grain moyen. Aucun litage parfait n'est observé dans ces quartzites qui affleurent sous forme de blocs métriques à décamétriques. Aucun fossile n'a été trouvé dans ces quartzites ; nous les attribuons cependant au Dévonien supérieur en raison de leur affinités de faciès avec ceux du membre M6 de la formation grés-quartzitique du Jebel Ardouz qui sont datés du Famennien supérieur (TAHIRI, 1983). Cependant au Jebel Ardouz, ces quartzites ne sont pas métamorphiques, alors que dans l'unité des Skhirat, ils ont été affectés par un léger métamorphisme qui fait disparaître la stratification.

Conglomérats rouges

Ils ont une patine rouge brique et forment des bancs métriques parfois étirés et boudinés, constituant ainsi des lambeaux de couches. Ils sont constitués de galets de grès-quartzite (85 %) et de calcaires (15 %) cimentés par un ciment à patine rouge pourpre essentiellement grésopélique et renfermant des micro-conglomérats quartzeux. Les galets sont jointifs. Ceux constitués de grès-quartzite sont souvent cisailés, ceux de calcaires sont flués. Leur taille est variable, certains sont arrondis et ont un diamètre de 16 cm, d'autres, la plupart, sont étirés et ont jusqu'à 40 cm de long. L'allongement se fait soit par étirement du galet, soit par déplacement des lamelles dans certains galets cisailés. Ces conglomérats affleurent à 1,28 km au NNE du Douar Chéhibat au point $x = 218,80$; $y = 132,72$. Aucun fossile n'y a été trouvé. Nous les attribuons cependant au Dévonien en raison de leur grande ressemblance avec ceux de la formation argilo-quartzitique et conglomératique de la base du Jebel Ardouz attribuée à l'Emsien supérieur. Notons pourtant qu'au Jebel Ardouz, ces conglomérats n'ont été affectés par aucun métamorphisme, alors que dans l'unité des Skhirat l'étirement des galets a lieu sous conditions tectono-métamorphiques.

Resumé

L'unité des Skhirat est constituée par un mélange de lentilles et de blocs de taille variable constitués de terrains d'âge ordovico-dévonien. Le Carbonifère n'y a jamais été caractérisé. Ces terrains peuvent être groupés en deux ensembles :

- Ensemble des terrains légèrement métamorphiques : Il comprend les quartzites linés, les quartzites mauves, les calcaires flués, les conglomérats rouges et les dolomies.
- Ensemble des terrains non métamorphiques : Il comprend les grésopélites marron, les pélites violacées, les argilites panachées et les calcaires jaunes.

ETUDE STRUCTURALE

Les blocs et écaillés de l'unité des Skhirat ne présentent le plus souvent aucune relation structurale entre eux. Dans cette étude structurale, on envisagera les différentes déformations observées dans les blocs et écaillés, les plus caractéristiques et les déformations entre ceux-ci. Remarques ; les blocs et écaillés pouvant provenir de différentes régions et avoir de ce fait des histoires tectono-métamorphiques différentes, on devrait en toute rigueur utiliser pour coder les éléments structuraux les mêmes notations spécifiques lorsque les blocs et écaillés présentent les mêmes caractères lithologiques, métamorphiques et structuraux.

Déformations observées dans les blocs et écaillés

Dans les blocs de quartzite

- Dans la région de Hajer el Beïd, le bloc qui forme le piton 339 ($x = 220,24$; $y = 132,58$) est constitué de quartzites gris beige. Ces quartzites sont déformés par un pli à demi longueur d'onde décimétrique, déversé au SSE. L'axe mesuré du pli est orienté $N80^{\circ}-15^{\circ}W$ et plan axial $N82^{\circ}-45^{\circ}NNW$ (Fig.4). Un clivage fruste de type fracture noté QS_1 , paraît être axial au pli. Les plans du clivage sont disposés en éventail et sont espacés de 2 à 5 cm avec des directions variant de $N75^{\circ}$ à 105° , sur stéréogramme ces plans s'organisent selon un axe $N88^{\circ}-6^{\circ}W$ et un axe $N84^{\circ}-4^{\circ}E$. Les linéations d'intersection L_{10} sont pénétratives et de même orientation que l'axe du pli (Fig.4). Les deux flancs du pli sont parcourus par un important réseau de veines de quartz.

Le pli $N80^{\circ}$ et le clivage QS sont tronqués à la base par un contact horizontal, souligné par une brèche assez mince (10 à 20 cm d'épaisseur) hématitisée. Le pli est coupé en plusieurs tranches décalées l'une de l'autre de 0,5 à 1 m du N vers le S. A 100 m à l'ouest du pli, on trouve un bout de charnière qui n'a pas la même orientation mais qui, du fait de son style, appartient certainement au pli $N80^{\circ}$. Une partie des veines de quartz se disposent dans des fentes ouvertes en échelon liées à des cisaillements verticaux (?) $N170^{\circ}$ qui ont dû se former probablement lors du morcellement du pli.

- A 1 km au SSW de Douar Azib Si Zouine Nord (au point $x = 218,16$; $y = 135,05$), un bloc de quartzite montre un pli de demi longueur d'onde métrique déversé au SSE. L'axe du pli est orienté $N75^{\circ}-5^{\circ}ENE$. Un clivage axial fruste de type fracture (QS_1) est associé au pli. Là aussi, pli et clivage associé sont tronqués à leur base par un contact subhorizontal matérialisé par une brèche hématitisée.

Dans les écaillés grésopélitiques

La stratification représentée ici par les alternances de bancs d'épaisseur variable de grès et de pélite, a des directions variables et des pendages divers. Toutefois on rencontre localement des fragments de plis, sinon des plis entiers de deux types différents avec ou sans clivage.

- A 250 m au Nord du Douar Suiguia, au point $x = 219,45$, $y = 131,40$, on trouve un pli anti-forme de demi longueur d'onde décimétrique, ouvert, dont l'axe mesuré est orienté $N60^{\circ}-10^{\circ}ENE$. Aucun clivage n'est associé à ce pli.

- A 300 m à l'Est du Douar Chéhibat, dans les alternances de grès bruns et de pélites mauves, les bancs gréseux montrent des stratifications entrecroisées qui indiquent une polarité inverse. Les plans de stratification sont orientés de $N90^{\circ}$ à $120^{\circ}-45^{\circ}NNE$. Cette écaille pourrait correspondre au flanc inverse d'un pli couché vers le N ou vers le S, de demi longueur d'onde décimétrique, dont l'axe serait subhorizontal et orienté $N90^{\circ}$ à $N120^{\circ}$. Aucun clivage évident n'affecte ces terrains.

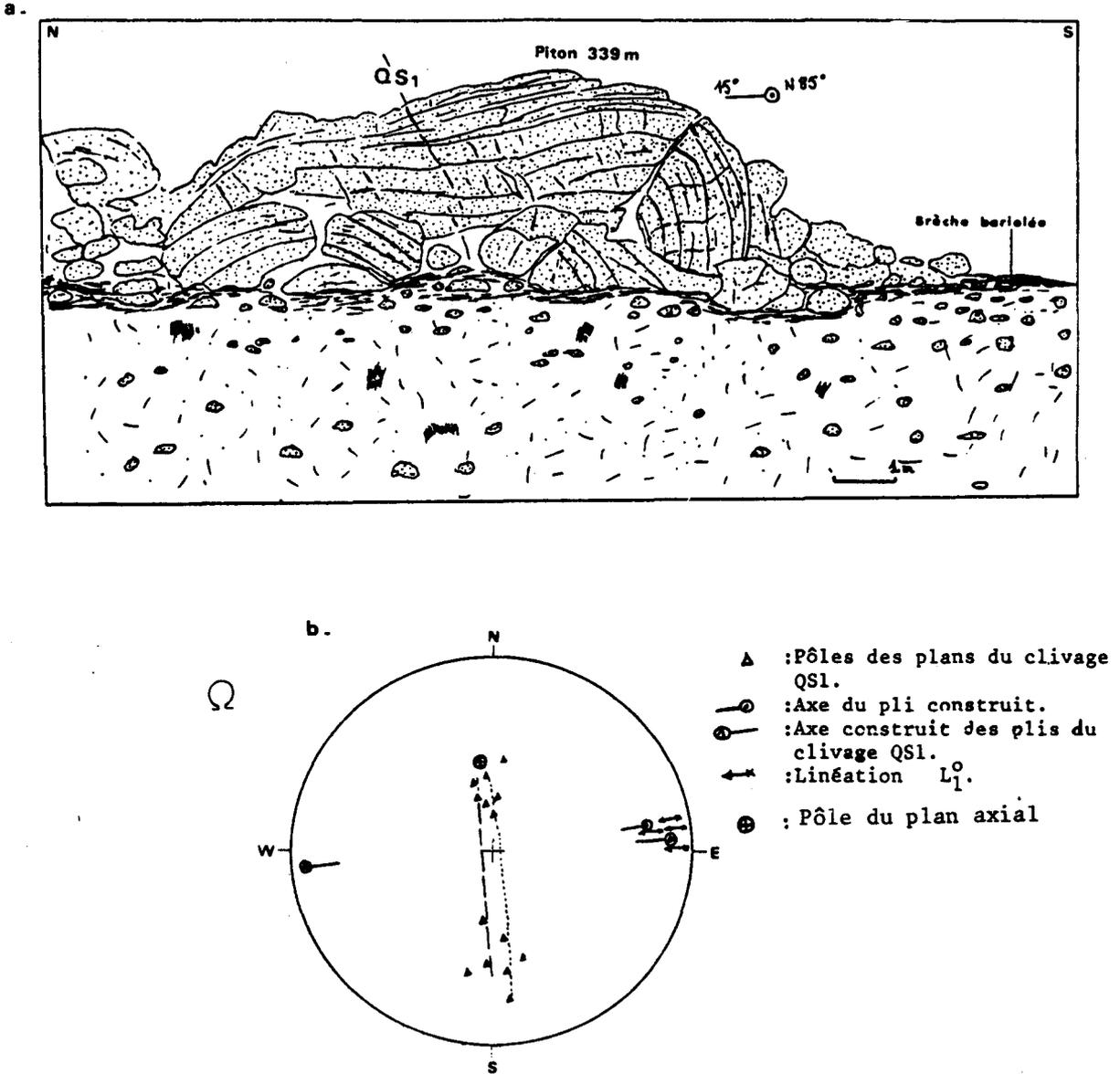


Fig : 4 ; Quartzite attribué à l'Ordovicien, déformé par un pli déversé actuellement vers l'Est et tronqué à la base; piton 339(x=220,24;y=132,58)

a- vue panoramique

b- stéréogramme d'ensemble du pli.

- A 1 km au Nord du Douar Chéhibat, les alternances de grès bruns et de pélites mauves sont affectées par des ondulations décimétriques de directions axiales comprises entre N165° et N10° et de plongements de l'ordre de 60° vers le S ou SE. Les bancs pélitiques montrent un clivage fruste de fracture, noté GpS₁, orienté généralement N175°-70°E. Ce clivage GpS₁, pourrait être associé aux plis N165°-N10°. Un deuxième clivage, noté GpS₂ correspond à des fractures plus serrées que celles du clivage GpS₁, recoupe l'ensemble. Il est vertical et orienté N125°. Nous n'avons pas pu le relier à une structure plissée évidente.

Dans les conglomérats

A 1,28 km au NNE du Douar Chéhibat, des bancs de conglomérats rouges à galets gréseux et calcaires, étirés et boudinés sont incurvés en synforme de demi longueur d'onde métrique dont le coeur est occupé par des calcaires gris. L'axe mesuré du synforme est orienté N73°- 10° ENE. Les conglomérats (galets et ciment) sont affectés par un clivage de type fracture noté CgS₁ orienté généralement N140°-40 à 65°NE. Les plans de clivage correspondent aux plans d'applatissage des galets. Le pli synforme et le clivage CgS₁ sont tronqués par un contact sub-horizontale qui les superpose aux alternances de siltstones sériciteux et de grès de l'unité para-autochtone.

Dans les blocs de calcaires

A 500 m au NW de Hajer el Beïd, affleurent des blocs métriques de calcaires gris bleu, flués. Le plan de fluage est parallèle à celui du litage des calcaires. Il a des directions qui varient de N160° à N10° et pend de 30 à 55° vers l'Est. Aucun pli n'a été observé dans ces calcaires, ni dans les autres affleurements de calcaires.

DEFORMATION DANS LA MATRICE

Du fait des mauvais affleurements de la matrice qui englobe les différentes écailles et blocs, nous n'avons pas pu étudier les déformations qui existent dans cette matrice.

RESUME

L'unité des Skhirat est donc constituée par un mélange tectonique de blocs et écailles de faciès, d'âge, de métamorphisme et de structures variés. Il n'y a pas de continuité structurale entre les éléments constituant ce mélange, par contre ceux-ci montrent certaines relations cartographiques. C'est ainsi que les écailles grésopélitiques se trouvent en arrière du front des chevauchements et au-dessus des blocs et lentilles de quartzite gris beige au-dessous desquels se trouvent les brèches bariolées. La plupart des lentilles de calcaires sont situées dans la zone de contact entre les écailles grésopélitiques et le para-autochtone.

Les déformations observées dans les blocs et écailles sont récapitulées dans le tableau suivant :

Ecailles et blocs	TERRAINS METAMORPHIQUES			TERRAINS NON METAMORPHIQUES
	Quartzites linés	Calcaires flués	Conglomérats étirés	Ecailles grésopélitiques
Déformations				
1ère phase de déformation.	Plis métriques à décimétriques, directions variables	Pas de pli observé	Pli métrique N73°- 10°E	Plis décimétriques Style variable Directions variables.
	Clivage de fracture QS ₁ Linéation pénétrative LO ₁	Schistosité de flux parallèle au litage	Clivage N140°- 40 à 65°NE CgS ₁	Clivage de fracture GpS ₁
2ème phase de déformation	—	—	—	Pas de pli observé Clivage de fracture GpS ₂
Troncatures basale et sommitale (latérales, découpe en blocs)				

UNITE D'ABDA

INTRODUCTION

Dans la partie orientale du secteur d'étude se trouve un complexe volcano-sédimentaire que HUVELIN (1977) a appelé " Schistes du Sarhlef ". En 1976 SOUGY définissait dans ce secteur deux unités tectoniques ; l'unité d'Abda qui affleure à l'Ouest en une bande étroite surmontée structuralement par l'unité du Sarhlef qui affleure beaucoup plus largement à l'Est jusqu'au contact avec l'unité de Sidi Bou Othmane (EL HASSANI, 1980). Nous avons gardé cette subdivision car nous n'avons étudié qu'une partie de l'unité d'Abda et par celle du Sarhlef.

Dans le secteur d'étude, l'unité d'Abda est constituée essentiellement de phyllites et quartzo-phyllites dans lesquelles on rencontre allongées suivant une direction générale N-S d'abondantes lentilles de longueur métrique à kilométrique et d'épaisseur métrique à hectométrique constituées de grès-quartzitiques, de calcaires flués ou de roches magmatiques (laves acides, basiques et intermédiaires); localement se trouvent aussi des phyllonites. Dans la bande cartographiée tous les terrains représentés ont été métamorphisés dans le faciès de la chlorite-biotite (voir l'étude pétrographique dans le § lithologie). Les schistes du Sarhlef ont été attribués au Viséen supérieur par HUVELIN (1977) sur la base de la présence de *Posidonomya becheri* BRAUN dans des calcaires de la partie supérieure de la série volcano-sédimentaire. Nous discuterons plus loin l'âge des terrains de l'unité d'Abda.

Dans les roches de cette unité, nous retrouvons les traces de déformations hercyniennes suivantes : une 1ère phase donnant des plis isoclinaux de demi longueur d'onde millimétrique à centimétrique synchrones d'une schistosité de flux que nous avons codée AbS₁ ; une phase de laminage produisant un clivage sub-parallèle à la schistosité AbS₁ que nous codons AbS₁' ; une

2ème phase de plissement donnant des plis de demi longueur d'onde centimétrique à décimétrique associés à un clivage de crénulation AbS_2 ; une phase de kink-bands. L'unité d'Abda repose sur celle des Skhirat par l'intermédiaire d'un contact tectonique qui recoupe toutes les structures précédemment citées. Ce contact est peu penté dans le secteur étudié.

LE CONTACT BASAL DE L'UNITE D'ABDA

Le contact entre les roches métamorphiques et à tectonique polyphasée de l'unité d'Abda et les roches peu métamorphiques et non métamorphiques de l'unité des Skhirat ou de celles de l'unité para-autochtone est soulignée par une brèche d'épaisseur variable et subhorizontale.

Tracé cartographique du contact

Il a une direction générale N-S dans la partie Est et devient sinueux dans la partie Sud (fig.2). Les plus importantes sinuosités de ce contact sont observées à 1,2 km au NW de Douar Oulad Ben Houissène à cause de l'érosion de Seheb el Aouina. Ce contact contourne les collines en suivant une même courbe de niveau comme à 300 m au SSE du point côté 339 et fait des rentrants dans les vallées des oueds à 300 m au SSE du cimetière de la région de Raouda. On voit aussi que le tracé de ce contact est moins sinueux au Nord du secteur étudié que dans la partie sud ; ceci pourrait être expliqué par une accentuation du pendage du plan de contact en allant vers l'Est.

Examen détaillé du contact

. A 600 m à l'ENE du Douar Suiguia (au point $x = 219,85$; $y = 131,10$), sur la rive droite de l'oued Barka,affleure une brèche composée par un matériel phylliteux rougeâtre et hématitisé dont l'épaisseur à l'affleurement est de 3 m environ. Cette brèche est retrouvée 80 m plus à l'Ouest. Elle met en superposition des phyllites quartzo-sériciteuses de l'unité d'Abda métamorphiques sur des grés-pélites peu ou pas métamorphiques appartenant à l'unité des Skhirat (fig.5). La surface enveloppe de cette brèche a un pendage vers l'Est inférieur à 10° .

. A 1,4 km à l'Est du cimetière Raouda (au point $x = 222,46$; $y = 132,10$) sur les deux rives de l'oued el Haj, le contact est souligné par une zone bréchifiée constituée essentiellement de blocs d'alternances de phyllites et de calcaires très écrasés et déchiquetés et de blocs de phyllites quartzo-sériciteuses sombres écrasées, voire même mylonitisées. Cette brèche renferme des minéralisations de cuivre et de fer. Cette zone met en contact les phyllites et phyllonites quartzo-sériciteuses de l'unité d'Abda qui sont métamorphiques (faciès chlorite-biotite) et polyphasées (schistosité AbS_1 , laminage AbS_1' , clivage AbS_2) sur les alternances phyllites-calcaires de l'unité para-autochtone qui sont peu métamorphiques et peu déformées (stratification visible, schistosité Sa_1 , métamorphisme dans le faciès séricite-chlorite). La brèche n'est affectée ni par la schistosité Sa_1 ni par la schistosité S_1 ni même par le clivage AbS_2 . La surface enveloppe de la brèche est légèrement pentée à l'Est (?) (fig.6).

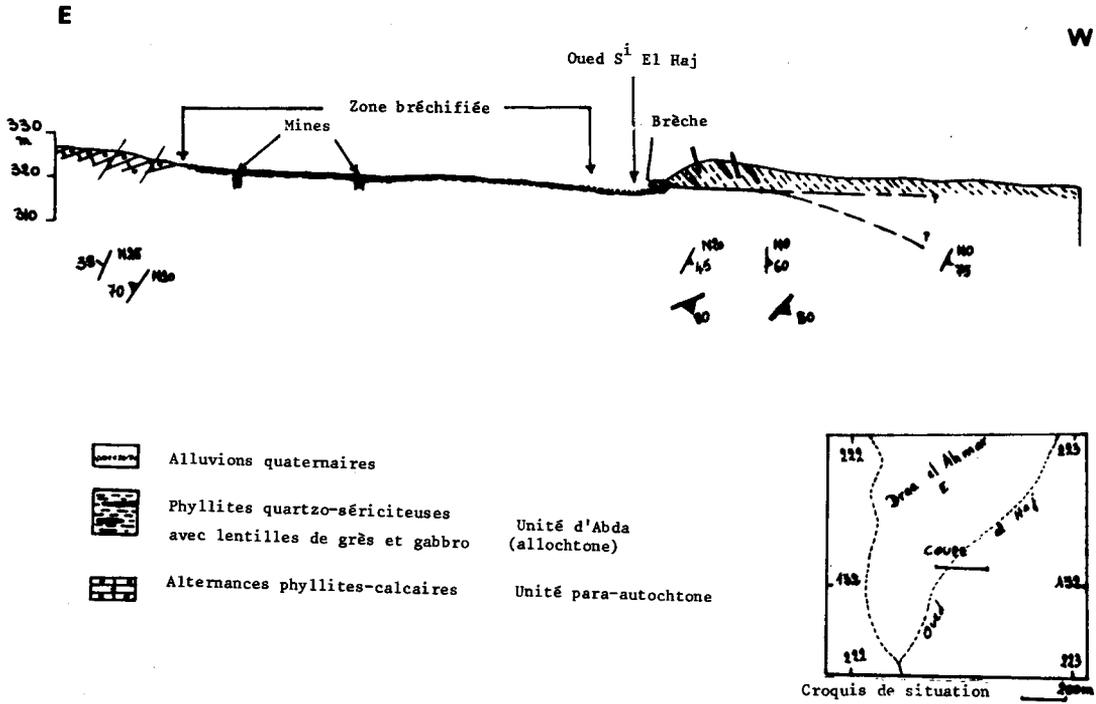


Fig.5 : Coupe structurale au niveau de contact tectonique entre l'unité d'Abda et l'unité para-autochtone.

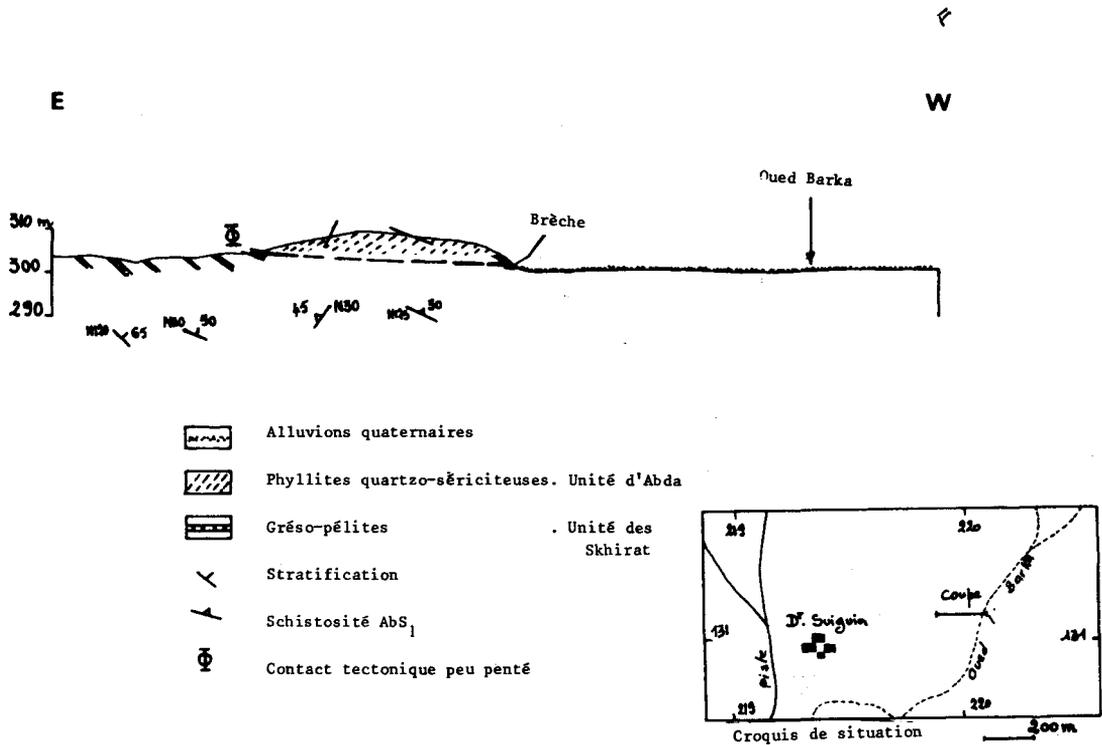


Fig.6 : Coupe structurale au niveau du contact tectonique entre l'unité d'Abda et l'unité des Skhirat.

. A 500 m du point côté 465 situé à l'extrémité NE du secteur étudié (au point $x = 224,42$; $y = 138,48$), le contact est jalonné par une zone bréchifiée peu épaisse, constituée de brèche hématitisée parcourue de veines de quartz d'épaisseur millimétrique. Cette zone met en superposition anormale, à l'Est des phyllites gris sombre de l'unité d'Abda renfermant une lentille hectométrique de métagabbro allongée parallèlement à la schistosité AbS_1 , sur des lentilles de quartzite gris lité de l'unité des Skhirat à l'Ouest.

Conclusions

Un contact jalonné par une zone bréchifiée sépare l'unité d'Abda dont les terrains sont polyphasés et métamorphiques, à l'Est, des unités para-autochtones, dont les terrains sont moins tectonisés et peu métamorphiques et des Skhirat qui comprend des terrains non métamorphiques et des terrains peu métamorphiques, à l'Ouest. Le contact est donc de nature tectonique, il est peu penté à l'Est ; il recoupe toutes les structures et déforme tous les minéraux de métamorphisme des roches qu'il met en superposition. Les terrains plus métamorphiques et plus déformés de l'unité d'Abda (faciès chlorite-biotite) viennent donc en contact sur des terrains peu métamorphiques des unités des Skhirat et du para-autochtone (faciès séricite-chlorite) et parfois même directement sur des terrains non métamorphiques de l'unité des Skhirat. Cette rupture dans la répartition des isogrades de métamorphisme, peut s'expliquer par l'allochtonie des unités d'Abda et des Skhirat. Ceci montre que les terrains de l'unité d'Abda ont été métamorphisés et structurés ailleurs et qu'ils ont été amenés à leur place actuelle ultérieurement.

LITHOLOGIE

Les faciès

Aucune continuité lithostratigraphique n'a été observée entre les différentes roches constituant l'unité, d'où la difficulté d'établir des coupes. Les principales roches rencontrées sont des phyllites quartzo-sériciteuses, des phyllites quartzo-feldspathiques, des phyllonites à microcline, des phyllites quartzitiques à grenat, des phyllites tâchetées, des roches grésos-quartzitiques, des calcaires, des roches magmatiques basiques et des slates.

1- Les phyllites quartzo-sériciteuses

A patine gris-verdâtre et cassure gris sombre, elles sont constituées par moitié de lits quartzeux (parfois discontinus sous forme d'amande de 4 cm de long sur 0,5 à 3 cm d'épaisseur) et de lits sériciteux à surface luisante.

- Analyse microscopique ; lame BB'19 ($x = 221,38$; $y = 130,80$).

Texture : rubanée, alternance de lits quartzeux (55% en volume) et de lits micacés (45%).

Tectonique : plis P_1 isoclinaux, schistosité AbS_1 , pli P_2 de style variable, clivage AbS_2 .

Minéralogie et structure des lits quartzeux (200 à 500 μ d'épaisseur):

quartz (85%) se présente sous deux formes : des cristaux de 150 μ maximum jointifs, allongés suivant le rubanement et présentant des extinctions roulantes et des cristaux de 20 à 50 μ de néocrystallisation ; chlorite (7%) sous forme de paillettes de 20 à 250 μ de long ; feldspath plagioclase (5%) en cristaux de 300 μ maximum dont la composition varie entre l'oligoclase et l'andésine et qui est souvent très séricitisé ; la biotite (2%) en cristaux de 20 à 50 μ , le zircon et l'apatite sont rares (1%).

Minéralogie et structure des lits micacés (800 μ maximum d'épaisseur) :

la chlorite : délessite (50%) est en cristaux de 150 μ et surtout en feuillets de 500 μ maximum de long dont la disposition planaire souligne la schistosité AbS_1 qui est plan axial des plis isoclinaux P_1 de demi longueur d'onde plurimillimétrique ; en P_1 dehors des charnières des plis, la chlorite est parallèle au rubanement donné par les lits de compositions différentes. La schistosité AbS_1 est plissée par des plis P_2 de demi longueur d'onde centimétrique accompagnés d'un clivage axial AbS_2 , de type fracture F_2 le long duquel nous observons des phénomènes de dissolution-pression. La chlorite est plissée par les plis P_2 , elle est tordue dans les charnières et présente des extinctions onduleuses. La biotite (45%) avec un pléochroïsme brun clair à brun rouge est en feuillets de 100 à 900 μ de long disposés parallèlement à la schistosité AbS_1 . Dans les zones à clivage AbS_2 très marqué, la biotite peut être plissée, ce qui implique qu'elle est anté AbS_2 ; mais dans les plis P_2 nous observons la présence d'arcs polygonaux de biotite non déformée, elle peut aussi cristalliser dans les plans AbS_2 . Ceci montre qu'une partie de la biotite peut être synchrone du clivage AbS_2 . On peut donc envisager que la cristallisation de la biotite débute avant l'apparition du clivage AbS_2 et qu'elle s'est poursuivie pendant cette déformation P_2 . La muscovite (5%) est en cristaux ou paillettes de 150 μ de long qui se mettent le plus souvent en travers de la chlorite déformée par le clivage AbS_2 .

Paragenèses et structures :

- Quartz + chlorite + oligoclase + biotite schistosité AbS_1
- biotite + muscovite (?) clivage AbS_2
- muscovite.

2- Les phyllites quartzo-feldspathiques

Elles sont rubanées et constituées d'une alternance de lits leucocrates quartzeux ou quartz-feldspathiques et de lits sombres phylliteux. Le rubanement de ces phyllites correspond à la schistosité, le litage originel des sédiments n'est pas visible.

- Analyse microscopique ; lame IJ 19 (x = 223,06 ; y = 131,76).

Texture ; rubanée, lits quartzo-feldspathiques (60% en volume) et lits phylliteux (40%).

Tectonique : schistosité AbS_1 , veine quartzo-feldspathique, laminage AbS_1 , clivage de crénulation AbS_2 .

Minéralogie et structure des lits quartzo-feldspathiques 60 à 100 μ d'épaisseur, quartz (80%) en cristaux de 20 à 130 μ aplatis suivant le rubanement et présentant des extinctions roulantes ; séricite (15%) en feuillets fins de 50 μ de long ; la disposition des feuillets est parallèle à la schistosité AbS_1 mais il y a aussi des feuillets parallèles à un plan AbS_1 dû à un laminage tectonique de la roche qui est ici subparallèle à la schistosité ; feldspath plagioclase (5%) dont la composition varie dans les limites de l'andésine, en cristaux de 100 μ allongés suivant le plan de laminage AbS_1 .

Minéralogie et structure des lits phylliteux (20 à 80 μ d'épaisseur) ; séricite (70%) est en feuillets de 200 à 500 μ de long disposés parallèlement à AbS_1 qui est déformée par des ondulations amples de demi longueur d'onde inframillimétrique accompagnées d'un clivage de crénulation AbS_2 ; chlorite : délessite et pennine (20%) en feuillets de 100 à 300 μ déformés par le laminage AbS_1 souligné ici par une granulation du quartz avec de la séricite de néoformation ou de réorientation (?) et des agrégats opaques ; biotite (5%) en cristaux de 50 à 200 μ ; dont ceux situés dans les plans de laminage AbS_1 sont à extinction unique, non déformés et donc post laminage ; muscovite (4%) en cristaux de 100 à 300 μ postérieur à la chlorite qui est elle-même déformée donc anté-laminage ; pyrite rare (1%).

Paragenèses et structures :

- séricite + chlorite + andésine schistosité AbS_1
- veine quartzo-feldspathique
- laminage selon les plans AbS_1 subparallèles à AbS_1 : granulation du quartz + laminage de la séricite + néocristallisation ou réorientation mécanique (?) de la séricite + boudinage des veines quartzo-feldspathiques. biotite et muscovite post-laminage AbS_1 .

3- Les phyllonites ocellées à microcline

Ce sont des phyllonites rubanées ocellées à "yeux" de microcline. Nous distinguons une alternance irrégulière de lits lenticulaires gris clair quartzo-feldspathiques à microcline

et de lits verdâtres phylliteux. La surface polie d'un échantillon montre que ces alternances sont plissées par des plis isoclinaux de demi longueur d'onde centimétrique. Nous ne connaissons pas le matériel initial de ces phyllonites.

- Analyse microscopique ; lame BB'38 ($x = 222,37$; $y = 130,80$).

Texture ; ocellée, rubanée avec alternance de lits quartzo-feldspathiques (60% en volume) et de lits micacés (40%).

Tectonique : schistosité AbS_1 , laminage AbS_1 .

Minéralogie et structure des lits quartzo-feldspathiques (50 à 500 μ d'épaisseur) : quartz (85%) en cristaux de 70 à 100 μ allongés suivant le rubanement ; feldspath alcalin : microcline (15%) en cristaux prismatiques de 400 μ avec des inclusions de quartz, chlorite et zircon, mais forment surtout des "yeux" de 1,2 mm de long maximum boudinés par le laminage AbS_1 parallèle au rubanement ; certains cristaux ont subi une rotation et sont granulés sur les bords (fig. 11).

Minéralogie des lits micacés (160 μ d'épaisseur maximum) ; biotite (80%) en feuillets de 600 μ de long disposés parallèlement au laminage AbS_1 ; dans les espaces interboudins du microcline, la biotite n'est pas affectée par le laminage AbS_1 donc sa recristallisation est synchrone ou postérieure à cette déformation ; chlorite : pennine (10%) en feuillets de 100 μ de long déformés par le laminage AbS_1 ; muscovite (6%) en cristaux de 20 à 100 μ souvent en travers des feuillets de biotite ; séricite (4%) en paillettes fines de 20 à 50 μ allongées suivant AbS_1 .

Paragenèses et structures :

- quartz + séricite + chlorite
- microcline
- laminage AbS_1 : boudinage et rotation du microcline + granulation du quartz
- biotite
- muscovite.

4- Les phyllites quartzitiques à grenat

Elles ont une patine gris sombre, une cassure gris noir. Elles sont caractérisées par la présence, à la surface d'affleurement, d'innombrables granules infra-millimétriques de grenat. Aucun rubanement n'est visible à l'œil nu, nous observons plutôt un feuilletage. Ces roches ont été rencontrées à 1 km à l'Ouest du point côté 398 m du Koudiat El Mnâ.

- Analyse microscopique ; lame IJ 37b ($x = 224,20$; $y = 131,00$) ; fig. 7.

Texture ; feuilletée

Tectonique : schistosité AbS_1 , amygdalisation par le laminage AbS_1 .

Minéralogie et structure : quartz (50%) en cristaux de 100 μ maximum jointifs, aplatis suivant la schistosité AbS_1 et présentant parfois des extinctions roulantes ; chlorite : délessite (10%) en feuillets fins de 300 μ de long disposés parallèlement à AbS_1 ; séricite (10%) en paillettes de 400 μ aplatis dans les plans AbS_1 , cette schistosité AbS_1 est recoupée par des plans de laminage AbS_1 qui lui sont subparallèles et qui produisent une amygdalisation tectonique qui déforme la séricite et la chlorite. Biotite (10%) en feuillets de 450 μ disposés parallèlement à la schistosité et aussi aux plans du laminage AbS_1 ; dans ces plans AbS_1 certaines biotites ont des extinctions uniques alors que d'autres, déformées, sont à extinction ondulée ; muscovite (10%) en cristaux de 450 μ maximum dont certains sont déformés dans les plans AbS_1 ; le grenat est en cristaux idiomorphes de 100 μ maximum et xénomorphes de 500 μ maximum, avec des inclusions de biotite, de chlorite et de quartz. Ce grenat n'est pas déformé par le laminage AbS_1 ; la roche contient de minuscules géodes (0,5 à 3 mm de diamètre) constituées de quartz pyramidé de 100 à 200 μ qui ne sont pas déformés par les plans AbS_1 .

Paragenèses et structures :

- quartz + séricite + chlorite
 - laminage AbS_1 , biotite + muscovite
 - grenat
 - quartz en géode.
- schistosité AbS_1

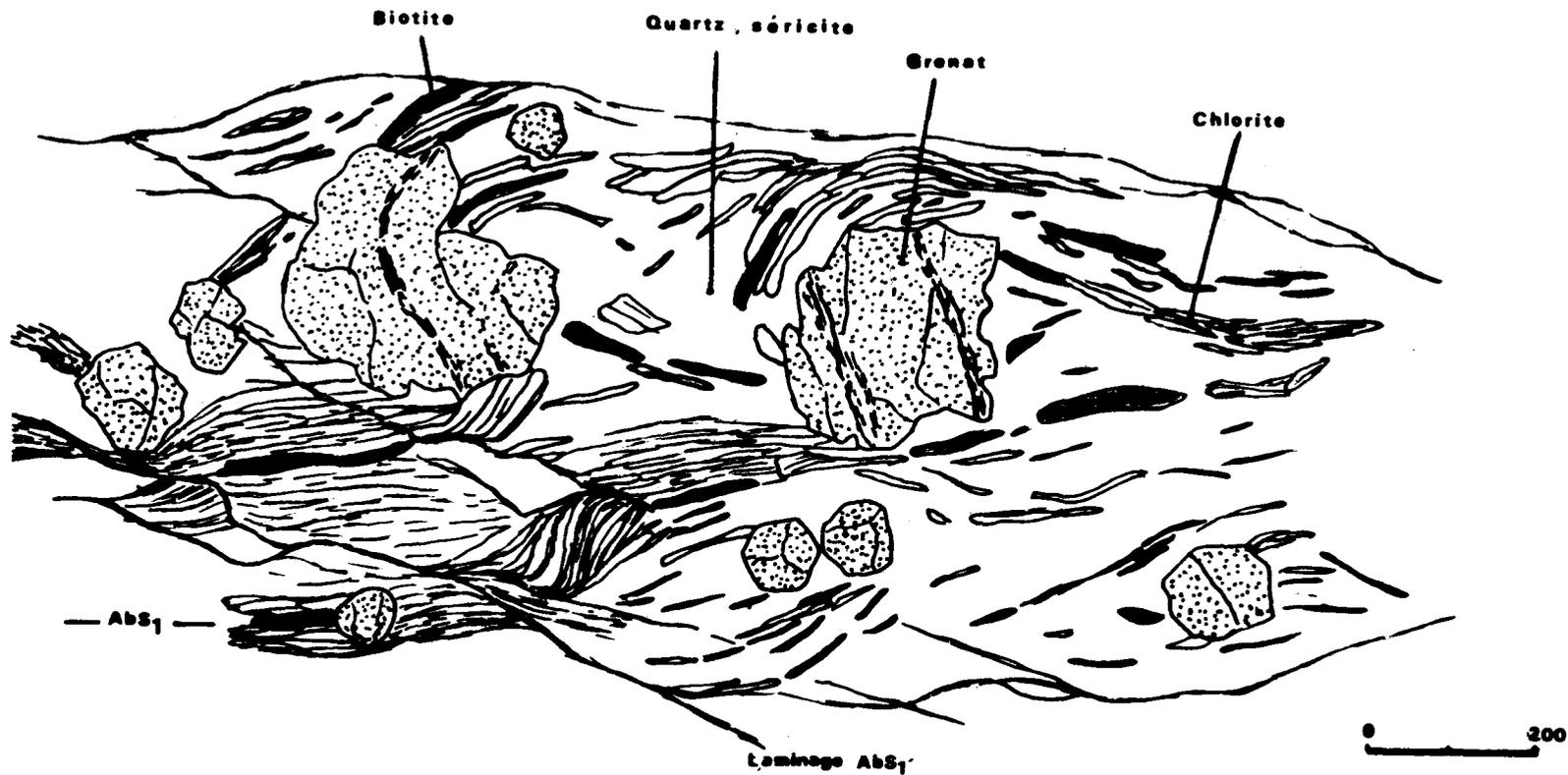


Fig.7 : Micrographie d'une phyllite à grenat (Lame IJ7b, $x = 224,20$; $y = 131,00$). La schistosité AbS_1 déformée en forme de S par des plis P_2 , est fossilisée dans le grenat. Celui-ci n'est pas recoupé par le laminage AbS_1' .

5- Les phyllites tâchetées

Elles ont une patine gris sombre et une cassure gris noir. Elles sont caractérisées par leur aspect tâcheté; les tâches correspondent à des cordiérites chloritisées visibles à l'oeil nu.

- Analyse microscopique ; lame IJ 37a (x = 224,10 ; y = 131,02).

Texture : tâchetée, feuilletée

Tectonique : pli P_1 isoclinal, schistosité AbS_1

Minéralogie et structure: séricite (40%) en feuillets fins de 50μ de long disposés parallèlement à la schistosité AbS_1 plan axial d'un micropli isoclinal P_1 ; quartz (30%) en cristaux de 150μ le plus souvent arrondis; cordiérite (10%) à forme ovale dont le grand axe est de 1,2 mm maximum ; elle a été en grande partie pseudomorphosée en chlorite; elle donne à la roche son aspect tâcheté, elle n'est pas affectée par la schistosité AbS_1 donc lui est postérieure ; chlorite (7%) et biotite (8%) en feuillets de 200μ de long disposés parallèlement à la schistosité AbS_1 ; la chlorite provenant de la chloritisation de la cordiérite n'est pas orientée suivant la schistosité AbS_1 ; muscovite (3%) en cristaux de 60μ souvent disposés suivant les plans AbS_1 ; zircon (1%) et tourmaline (1%) en grains de 30μ à bords arrondis.

Paragénèses et structures :

- séricite + chlorite + biotite + muscovite schistosité AbS_1
- cordiérite - métamorphisme de contact
- chlorite (altération de la cordiérite).

6- Les lentilles intercalées dans les phyllites ;

Les phyllites renferment des lentilles métriques à kilométriques de roches de nature lithologique variée dont nous citerons quelques unes en exemple. On trouve ainsi :

- Une lentille grés-quartzitique à 650 m à l'Ouest de Douar El Yazid (au point x = 224,85 ; y = 136,90). Cette lentille longue de 5 m et épaisse de 1 m est composée de grès-quartzite beige rubané. Le plan d'aplatissement de la lentille, parallèle à celui du rubanement de la roche, est orienté N155-55°N. Cette direction est identique à celle de la schistosité AbS_1 des phyllites encaissantes et oblique par rapport au contact de base de l'unité ici Nord-Sud.
- Une lentille calcaire à 1,5 km à l'WNW du point côté 398m du Koudiat El Mnâ (au point x=223,45; y = 131,70). Cette lentille longue d'une vingtaine de mètres et épaisse de 10 m environ, allongée à l'affleurement suivant la direction N30°, est disposée dans un plan d'aplatissement N30°-60°NW parallèle à celui de la schistosité AbS_1 des phyllites encaissantes. Elle est constituée par des calcaires gréseux flués dans lesquels nous avons observé des scapolites. Le plan de fluage de ces calcaires est également orienté N30-60NW. Aucun fossile n'y a été trouvé. Les recouvrements quaternaires ne nous ont pas permis de préciser la nature de contact entre la lentille et les phyllites encaissantes.
- Des lentilles de roches éruptives : toutes celles que nous avons rencontrées, étaient disposées dans des plans d'aplatissement parallèles à ceux de la schistosité AbS_1 des phyllites encaissantes. Nous n'avons rencontré aucune lentille dont le plan d'aplatissement était oblique à la schistosité AbS_1 . La nature pétrographique de ces lentilles est variable (métagabbro, épisyénite, quartzokératophyre, tufs volcaniques, cinérites). Les plus fréquentes sont celles constituées de métagabbro dont les plus importantes sont celles du Koudiat El Mnâ (situé à l'extrême SE du secteur d'étude) et celle du massif du Menâa-el-Kahla situé à 1,5km au Sud du Douar El Yazid. HUVELIN (1977) a effectué une coupe dans la lentille de Koudiat El Mnâ et a montré qu'elle était constituée de gabbro (350m d'épaisseur) et de granite (160 m) encaissés dans des schistes gris noir

transformés en cornéennes au contact des roches éruptives. Dans la partie Ouest de la lentille, l'auteur a trouvé des roches éruptives dont l'analyse chimique a montré qu'elles étaient de nature acide : des quartzo-kéatophyres. Des roches de même composition minéralogique ont été signalées par l'auteur à 1,5 km à l'Ouest du massif du Menâa el Kahla au point $x = 224,80$; $y = 134,85$. Il a aussi signalé la présence d'une lentille d'épisyénite à 600 m au Sud de la région de Raouda au point $x = 220,45$; $y = 132,40$.

7- Les slates

Ils n'ont été rencontrés qu'à un seul endroit situé à 60 m à l'Est du point côté 324 m à 200 m au N du confluent des oueds Tensift et N'fis. Ils ont une patine vert olive et une cassure gris vert. Très schistosités, ils s'effritent aisément. Aucune stratification n'est visible dans ces roches. Leur épaisseur d'affleurement est de l'ordre de 3 m.

8- Problème des lentilles quartzitiques de l'oued Tensift

A 150 m au NE du confluent des oueds Tensift et N'fis, se trouvent des lentilles décamétriques de quartzite que nous intégrons dans l'unité d'Abda. En fait ce n'est là qu'une hypothèse parmi plusieurs dont nous discuterons certaines. Ces lentilles sont constituées de quartzite mauve contenant des ripple-marks et des micro-conglomérats grano-classés indiquant une polarité inverse la plupart des cas. La structure enveloppe de ces lentilles est un antiforme à demi longueur d'onde hectométrique dont l'axe construit a une orientation $N176^{\circ}-10^{\circ}N$ (fig. 8). Au niveau de la zone de la charnière du pli, existent des plissements de demi longueur d'onde décamétrique. Il s'agit de plis déversés vers l'Est dont l'axe mesuré est orienté $N15^{\circ}-5$ à $10^{\circ}SSW$ (fig. 9). Un clivage fruste de type fracture noté $QAbS_1$ est repris par des ondulations à demi longueur d'onde décamétrique orientées N-S 5 à $40^{\circ}S$. De rares fractures de plan axial $QAbS_2$ sont associées à ces ondulations. Elles ont des directions N-S et sont à pendage vertical. Les différentes lentilles sont boudinées, étirées et emballées dans des phyllonites violacées. Celles-ci ont des directions N-S et sont à pendage vertical. Elles séparent à l'Est et à l'Ouest l'antiforme des phyllonites, slates et gabbros de l'unité d'Abda. Elles sont affectées par un clivage vertical qui a des directions N-S identiques à celles du clivage $QAbS_1$. Manifestement ces phyllonites soulignent des cisaillements. S'agit-il de cisaillements verticaux ou horizontaux ? parmi plusieurs hypothèses envisageables, nous en discuterons deux qui sont les suivantes ;

- Hypothèse 1 : Les cisaillements sont verticaux ; deux cas sont possibles.

. Les lentilles appartiennent à l'unité d'Abda et sont affectées par une importante amygdalisation (bien visible cartographiquement ; fig. 8a) due à des cisaillements verticaux antérieurs au clivage $AQbS_1$ qui recoupe les phyllonites (fig. 9c). Or cette importante amygdalisation ne se continue pas et n'est observée nulle part ailleurs dans le Nord de cette région. De tels cisaillements verticaux aussi locaux nous paraissent très curieux.

. Les lentilles quartzitiques sont tronquées au sommet par le contact plat basal de l'unité d'Abda, puis un serrage E-W aurait entraîné un plissement NS avec clivage axial et boudinage des quartzites (fig. 9c). Ce cas est vraisemblable mais non prouvé.

- Hypothèse 2 : Les lentilles quartzitiques sont tronquées à leur base par un contact tectonique subhorizontal souligné par les phyllonites violacées. Cette hypothèse est impossible car elle n'explique ni l'amygdalisation des lentilles ni la verticalisation des phyllonites (fig. 9c).

UNITES STRUCTURALES DES SKHIRAT ET D'ABDA

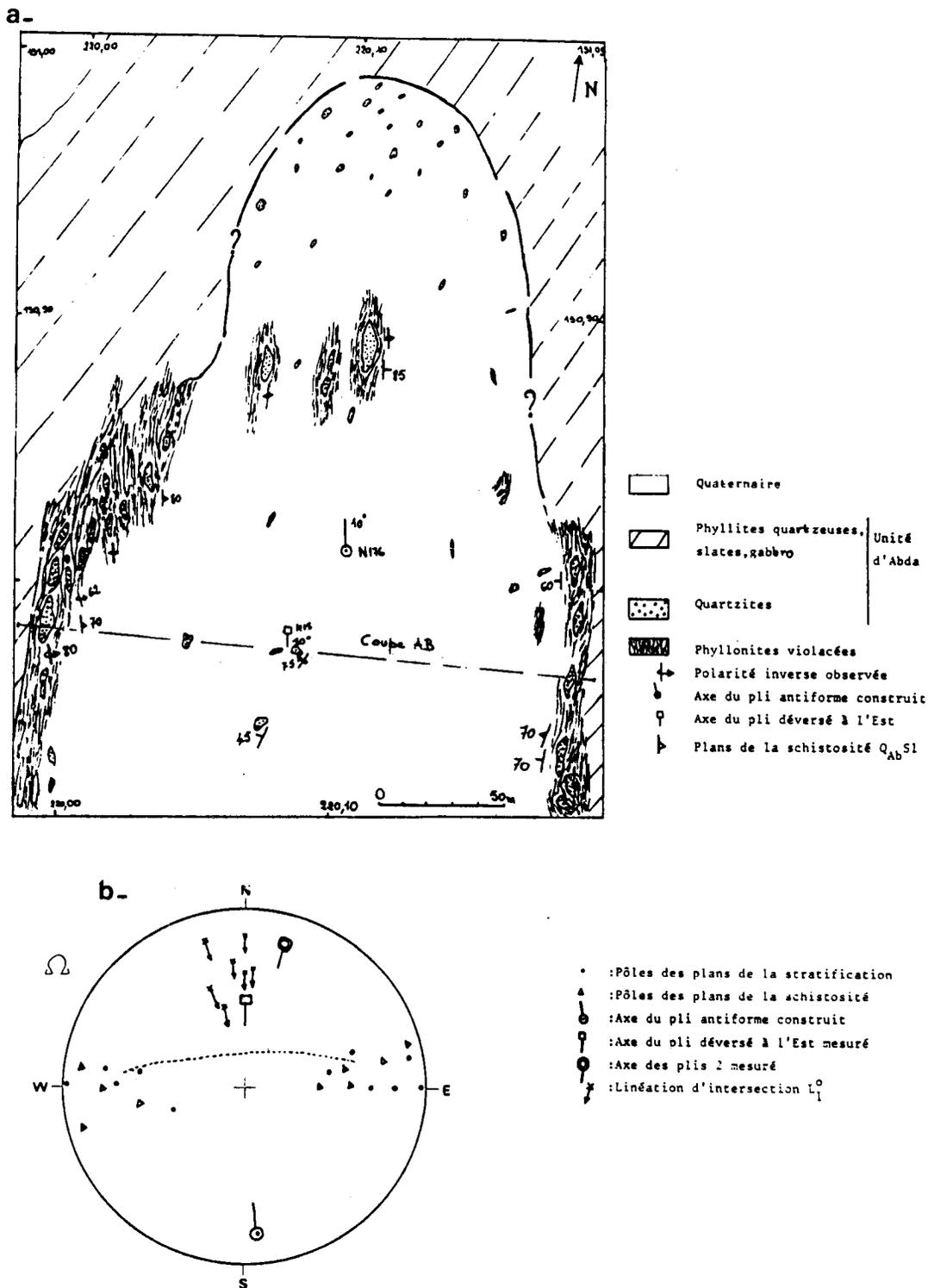


Fig . 8: a- Carte d'affleurement des lentilles de quartzite à 200m au N du confluent des oueds Tensift et N'fis.

b- Stéréogramme d'ensemble de l'antiforme.

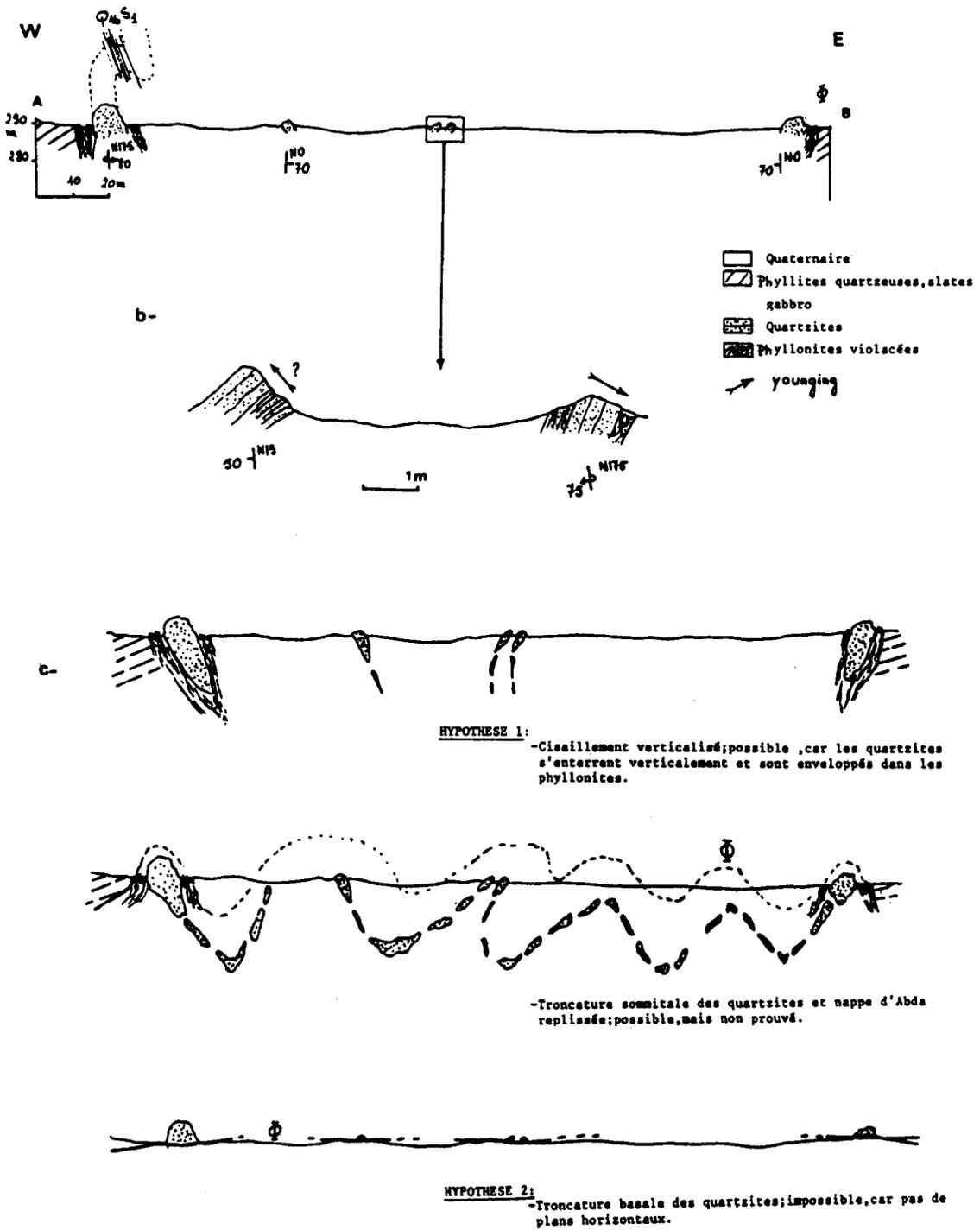


Fig . 9: Coupes structurales dans l'antiforme:

a- coupe AB.

b- détail de la zone de la charnière de l'antiforme.

c- hypothèses d'interprétation de la coupe AB.

En résumé, dans cette région, le style de déformation qui affecte les lentilles de quartzite est différent de celui des autres lentilles de quartzite rencontrées ailleurs dans la même unité. Il apparaît comme un cas particulier sur lequel il était nécessaire d'attirer l'attention mais qui n'est pas encore clairement expliqué.

Age des terrains :

Aucun fossile n'a été trouvé dans les roches de l'unité d'Abda, et les espoirs d'en découvrir sont faibles vu l'importance de la transposition du matériel. Sur sa carte au 1/100.000 des Jébilat occidentales, malgré leur caractère azoïque, HUVELIN (1977) attribue au Viséen supérieur-Namurien les schistes métamorphiques qui constituent la partie occidentale des schistes du Sarhlef (et qui correspond approximativement à l'unité d'Abda ; SOUGY, 1976). Comme cette unité se trouverait d'après SOUGY (1976), séparée tectoniquement de celle du Sarhlef, l'attribution au Viséen supérieur proposée par HUVELIN n'est pas assurée.

L'épaisseur des terrains de l'unité d'Abda est inconnue du fait de l'absence de continuité lithostratigraphique entre ces terrains et elle n'est pas mesurable aussi en raison de la complexité tectonique et de la transposition du matériel.

DEFORMATION ET METAMORPHISME

Les roches de l'unité d'Abda portent des traces de plusieurs déformations superposées hercyniennes. Ces structures se sont formées dans des conditions de métamorphisme qui ont varié au cours du temps. Nous avons distingué un métamorphisme régional syntectonique et un métamorphisme de contact. Les plis et les minéraux synchrones du métamorphisme régional sont recoupés par des troncatures basales et des failles verticales. Les observations macroscopiques complétées par l'examen microscopique de certains échantillons, nous ont permis de dégager les événements tectono-métamorphiques suivants :

La première phase de plissement P_1 :

Elle est caractérisée par des plis isoclinaux P_1 de demi longueur d'onde millimétrique à centimétrique, plus rarement décimétrique, et d'amplitude centimétrique à pluri-centimétrique. Une schistosité de flux AbS_1 , de plan axial, est synchrone de ces plis. Dans les flancs des plis, la schistosité AbS_1 est parallèle à un rubanement qui ne correspond pas au litage sédimentaire. Les plans AbS_1 correspondent aux plans de cristallisation privilégiée de certains minéraux de métamorphisme qui sont le plus souvent : séricite, quartz, chlorite ; (fig. 10). La schistosité AbS_1 est bien marquée dans la totalité du secteur. Elle a complètement transposé le litage de la roche initiale. Elle est d'orientation générale subméridienne mais présente évidemment beaucoup de variations locales dues aux déformations postérieures. Pour la même raison, son pendage est également très variable.

Les veines quartzo-feldspathiques :

L'analyse microscopique montre que les phyllites sont parfois traversées par des veines quartzo-feldspathiques (andésine ou oligoclase et microcline) d'épaisseur infra-millimétrique à

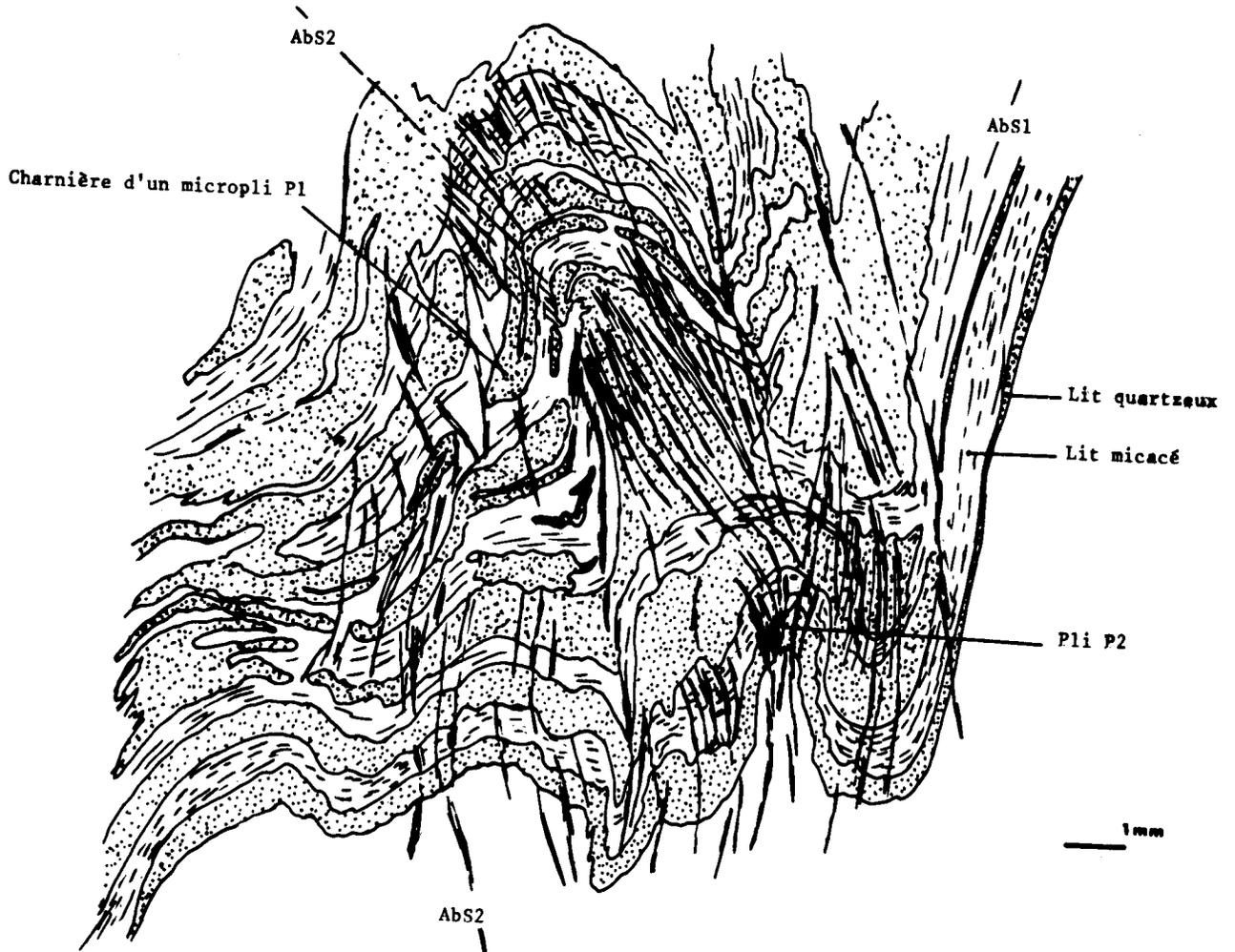


Fig.10 : Micrographie d'une phyllite quartzo-sériciteuse (Lame BB'40, x = 222,38 ; y = 130,40), montrant des charnières de plis P₁ avec la schistosité de flux Abs₁ de plan axial, reprises par des plis P₂ avec un clivage axial de type fracture.

centimétrique qui sont actuellement parallèles aux plans AbS_1 . Elles se distinguent des lits lenticulaires quartzeux ou quartzo-feldspathiques hérités du litage sédimentaire par la disposition des cristaux, plus jointifs ici et de dimensions plus grandes.

Le laminage AbS_1'

Postérieurement à la schistosité AbS_1 , un laminage a affecté les phyllites. Le plan de laminage AbS_1' est en général sub-parallèle à AbS_1 , mais parfois il lui est légèrement oblique de 5 à 10°. Ce laminage est responsable de la structure ocellée de certaines roches, par exemple les phyllonites ocellées à microcline caractérisées par le boudinage des cristaux initialement prismatiques de microcline et la rotation de certains d'entre eux (fig. 11), le même phénomène se retrouve aussi dans les veines quartzo-feldspathiques où il y a boudinage des veines (fig. 12). Le laminage produit également suivant les plans AbS_1' , une mylonitisation des lits quartzeux et quartzo-feldspathiques qui sont alors remplacés par des agrégats opaques et un effilochage des feuillets de séricite et de chlorite (pennine) qui se réorientent ; cette réorientation est éventuellement accompagnée d'une néocrystallisation de séricite suivant les plans AbS_1' de telle manière qu'il devient parfois difficile de faire la distinction entre la schistosité AbS_1 et le laminage AbS_1' . La biotite et la muscovite n'ont pas été déformées dans la plupart des cas par ce laminage ; en effet dans les phyllites à grenat, certains feuillets de biotite et de muscovite à extinction unique sont disposés en travers de la chlorite (pennine) déformée alors que d'autres se disposent parallèlement au plan AbS_1' ; la disposition de la biotite et de la muscovite montre que ces minéraux sont synchrones et postérieurs au laminage AbS_1' . Le grenat, est lui, nettement postérieur au laminage. Dans les phyllonites ocellées à microcline, la biotite n'est pas déformée dans les espaces inter-boudins, mais comme certains feuillets se disposent parallèlement aux plans du laminage, nous pouvons dire que la biotite est syn à post-laminage. Le laminage s'est donc produit dans des conditions métamorphiques permettant la cristallisation de la séricite et la biotite.

On peut se demander si le laminage et le boudinage ne seraient pas aussi responsables pour une part de l'aplatissement des lentilles de grès quartzite, de calcaires flués et de métagabbros intercalées dans les phyllites et qui sont enveloppées par les feuillets schisteux. Nous ne disposons malheureusement d'aucune unité de référence pour mesurer l'aplatissement et l'allongement relatif de ces lentilles.

La deuxième phase de plissement

La schistosité AbS_1 et le plan de laminage AbS_1' sont plissés par des plis P_2 (fig. 10) qui ont une demi longueur d'onde et une amplitude millimétriques à décimétriques et qui sont plus ouverts que les plis P_1 ; certains de ces plis P_2 ont un axe courbe, d'autres sont conjugués et il existe même plusieurs familles de plis conjugués. Les directions axiales sont comprises entre N15° et N105°, avec des plongements variables. Ces plis sont accompagnés d'un clivage de crénelation parallèle au plan axial orienté N10 à N100°, avec un pendage fort ESE à NNE.

L'analyse microscopique d'une lame provenant des phyllites quartzo-sériciteuses montre un micropli P_1 replissé par un pli P_2 . La schistosité AbS_1 marquée par la disposition planaire des feuillets de séricite et chlorite, parallèlement au plan axial du micropli P_1 , est aussi reprise par les plis P_2 . Ceux-ci ont une demi longueur d'onde millimétrique et certains d'entre eux sont

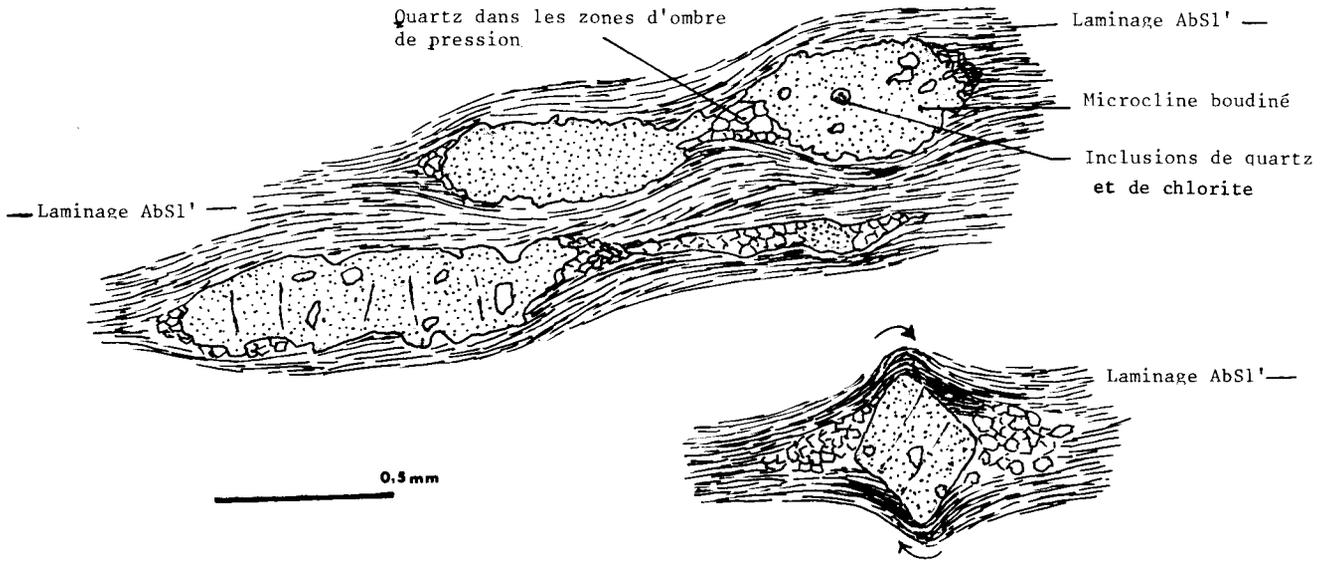


Fig.11 : Micrographie d'une phyllonite oeilée à microcline (Lame BB'38, x = 222,37 ; y = 130,80) montrant le boudinage et la rotation des cristaux de microcline par le laminage AbS_1' .

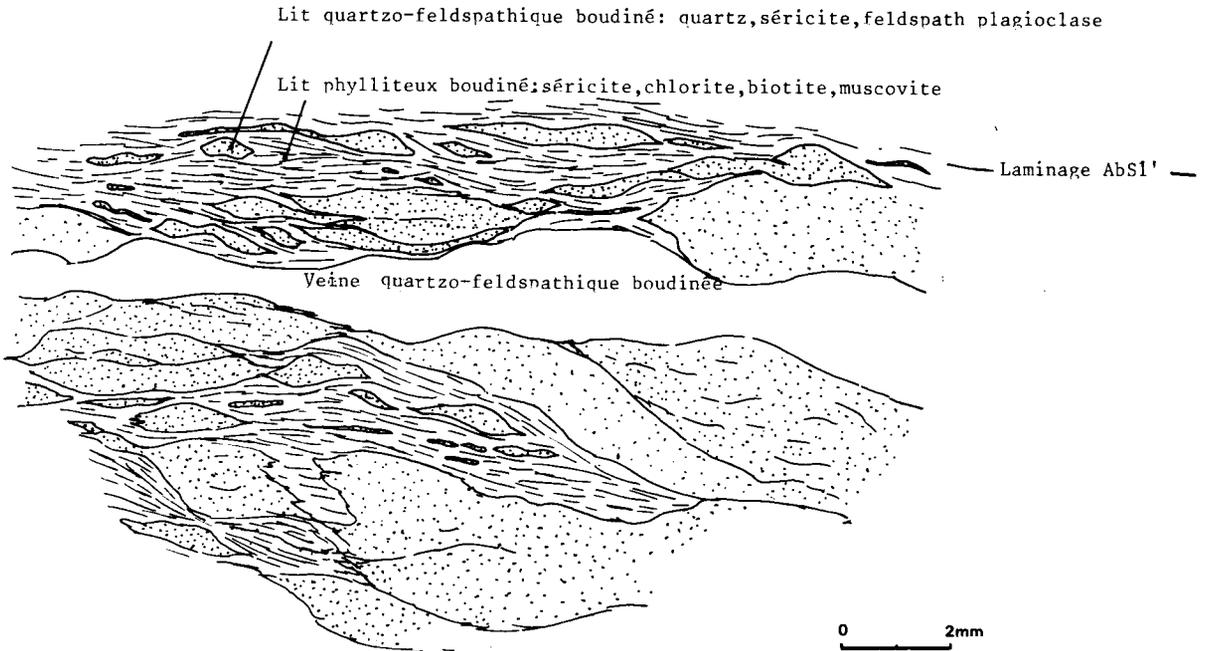


Fig.12 : Micrographie d'une phyllite quartzo-feldspathique (Lame IJ19, x = 223,06 ; y = 131,6) montrant la lenticularisation par le laminage AbS_1' des lits quartzo-feldspathiques et des lits phylliteux et aussi le boudinage d'une veine quartzo-feldspathique.

conjugués. Ils sont accompagnés d'un clivage de fracture AbS_2 parallèle au plan axial des plis P_2 , qui "microflexure" les feuillettes de la séricite et de biotite. Les flancs de certains plis P_2 sont affectés de cisaillement parallèlement au plan AbS_2 (fig. 13). Ceci s'accompagne de phénomènes de dissolution-pression particulièrement marqués au niveau des lits micacés (séricite, chlorite) où des tranches, d'épaisseur millimétrique, parallèles au clivage semblent avoir disparu en ne laissant subsister que des agrégats opaques, résidus de la dissolution. Par contre les lits quartzeux se sont flexurés et étirés comme pour compenser le vide ainsi créé par la dissolution de la tranche micacée. Dans ces plis, nous avons remarqué la disposition en arcs polygonaux de la biotite non déformée, à une extinction unique contrastant avec l'extinction onduleuse des feuillettes déformés de la chlorite. Cependant, dans les zones à clivage AbS_2 très marqué, la biotite peut être aussi plissée; nous pouvons dire que la biotite a continué à cristalliser pendant la formation du clivage AbS_2 ou tout au moins à son début. La muscovite est en général non déformée par le clivage AbS_2 (elle lui est parallèle ou quelconque). L'analyse microscopique d'une lame de phyllites quartzo-sériciteuses, montre que le rubanement de la roche ainsi que le laminage AbS_1 , représenté ici par une mylonite de quartz et de la séricite néoformée, sont plissés par un pli P_2 de 1,5 cm de demi longueur d'onde et d'amplitude de l'ordre de 1 cm. Ce pli est accompagné par un clivage de crénelation AbS_2 qui est marqué par de multiples fractures non continues, en échelon et parfois conjugues (fig. 14). L'analyse des différents échantillons de phyllites à grenat ne nous a pas permis de préciser exactement la chronologie entre le clivage AbS_2 et la cristallisation du grenat. Cependant l'état frais et automorphe du minéral plaide pour une cristallisation du grenat postérieurement au clivage AbS_2 .

Le clivage AbS_2 a donc débuté dans des conditions métamorphiques qui ont permis là encore à la biotite de cristalliser; ces conditions ne sont pas maintenues car la biotite a été reprise par cette déformation.

LE METAMORPHISME

Le métamorphisme régional :

Les cristallisations liées au métamorphisme régional sont observées dans toutes les roches de l'unité d'Abda rencontrées dans le secteur d'étude (tableau 2,3). Nous avons distingué principalement dans le métamorphisme général trois étapes marquées par les paragenèses suivantes :

- quartz - oligoclase - séricite - chlorite _____ AbS_1
- quartz - andésine (?) - microcline _____ Veine
- biotite - séricite _____ syn à post laminage AbS_1'
- muscovite-grenat _____ post laminage AbS_1' , post AbS_2 liés probablement au métamorphisme de contact.

- La paragenèse 1 : quartz - oligoclase - séricite - chlorite.

. La séricite; elle est en feuillettes de 30 à 400 μ disposés parallèlement à la schistosité AbS_1 . Elle a été déformée par le laminage AbS_1' dans les plans duquel elle est réorientée ou a recristallisé et par le clivage AbS_2 . Dans certains cas elle provient de la séricitisation des feldspaths plagioclases mais s'oriente aussi suivant la schistosité AbS_1 .

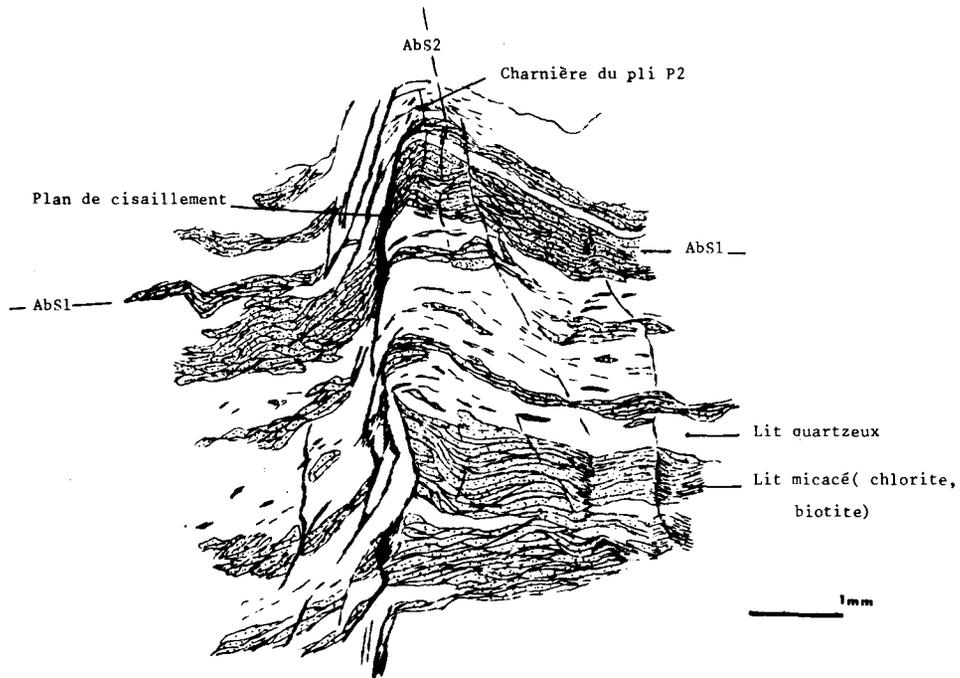


Fig.13 : Micrographie d'une phyllite quartzo-sériciteuse (Lame BB'19, x = 221,38 ; y = 130,80) montrant un cisaillement parallèle au clivage AbS_2 , axial des plis P_2 , le long duquel il y a des agrégats opaques provenant du phénomène dissolution-pression.

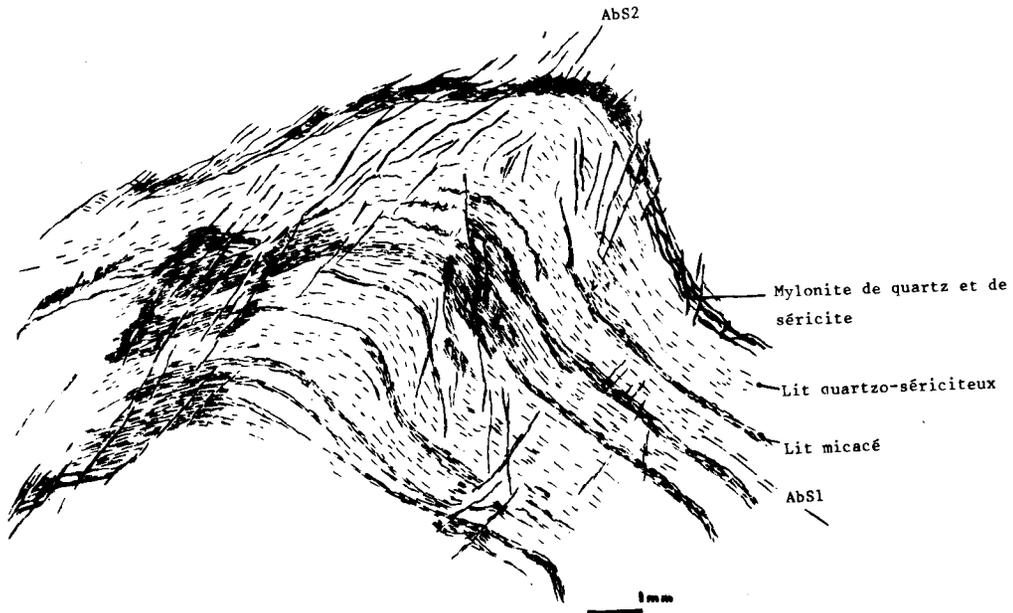


Fig.14 : Micrographie d'une phyllite quartzo-sériciteuse (Lame QR21, x = 225,40 ; y = 137,00) montrant un pli P_2 pliant la schistosité AbS , et associé à un clivage AbS , de type crénelation qui est marqué ici par de multiples fractures non continues, en échelon et parfois conjuguées.

Tableau 2

Déformations Lames minces étudiées	Schistosité de flux $Ab S_1$	Laminage $Ab S'_1$	Clivage $Ab S_2$
phyllites quartzo-sériciteuses (x= 221,38 ; y= 13,80)	quartz oligoclase chlorite	Laminage	Biotite Muscovite
phyllites quartzo-feldspathiques (x= 223,06 ; y= 131,76)	séricite chlorite ? andésine	Laminage + séricite	Déformation de la biotite Biotite Muscovite
phyllites ocellées à microcline (x= 222,37 ; y= 130,80)	quartz séricite chlorite Microcline	Laminage	Biotite parallèle à $Ab S'_1$ Muscovite
phyllites quartzitiques à grenat (x= 224,20 ; y= 131,00)	quartz séricite chlorite	Laminage	Biotite parallèle à $Ab S'_1$ Grenat ? + géode de quartz
phyllites tâchetées (x= 224,10 ; y= 131,02)	séricite chlorite biotite Muscovite		Cordiérite chlorite

Déformations Minéraux de métamorphismes	So	Schistosité $Ab S_1$	Laminage $Ab S'_1$	Pli P_2 Clivage $Ab S_2$	Métamorphisme de contact
Cordiérite					—
Grenat					—
Muscovite		—	—		
Biotite (B_1, B_2)		B1	B2		
Microcline	?	---			
Oligoclase Andésine	?	---			
Chlorite		—			—
Séricite		—			
Quartz		—	—		

TABLEAU 3

. La chlorite :

- La délessite est en feuillets de $500\ \mu$ maximum disposés parallèlement à la schistosité AbS_1 . Elle est déformée par le laminage AbS_1' et aussi par le clivage AbS_2 . Dans les charnières des P_2 , les feuillets de délessite sont tordus, plissés et présentent des extinctions onduleuses caractéristiques.

- La pennine est en prismes de $500\ \mu$ maximum, souvent disposés suivant la schistosité AbS_1 . Elle est affectée par le laminage AbS_1' dans les plans duquel elle est tordue en S, cisailée et réorientée et aussi par le clivage AbS_2 . Une autre génération de cette chlorite provient parfois de la transformation de la cordiérite dans les phyllites tâchetées.

. Le quartz est en cristaux de $150\ \mu$ disposés suivant AbS_1 ou AbS_1' . Ils présentent souvent des extinctions roulantes.

. L'oligoclase est en cristaux de $300\ \mu$ aplatis suivant la schistosité AbS_1 ou bien suivant le laminage AbS_1'

- La paragenèse 2 : quartz - andésine - microcline :

Pour cette paragenèse relative aux veines quartzo-feldspathiques, étant donné que le matériel initial est inconnu, nous l'interprétons sous réserve comme une paragenèse métamorphique mais il pourrait s'agir aussi d'une intrusion.

. Le quartz : est en cristaux de $50\ \mu$ souvent disposés suivant AbS_1 ou AbS_1' .

. L'andésine : est en cristaux de $300\ \mu$ aplatis suivant AbS_1 ou AbS_1' .

. Le microcline : est en cristaux prismatiques de $400\ \mu$ ou en cristaux boudinés et étirés de 1,2 mm de long. Il est affecté par le laminage AbS_1' entraînant soit un aplatissement des cristaux, soit une rotation. Il renferme parfois des inclusions de quartz, de chlorite et de zircon.

- La paragenèse 3 : biotite - séricite :

. La biotite : son pléochroïsme varie généralement du brun clair au brun roux. Elle est en feuillets de 500 à $900\ \mu$. Nous distinguons deux générations B_1 et B_2 .

- B_1 ; biotite dont les feuillets sont disposés initialement dans les plans de la schistosité AbS_1 .

- B_2 ; biotite non déformée par le laminage AbS_1' ; elle se met en travers de la pennine dans les plis P_2 , elle présente des arcs polygonaux constitués d'individus non déformés recristallisés et à extinction unique ; dans les plans AbS_2 , la biotite B_2 est soit déformée, soit réorientée et ou (?) recristallisée.

Ainsi certaines biotite (B_1) peuvent dater du premier plissement, d'autres (B_2) surtout se développent après le laminage AbS_1' et pendant le plissement P_2 .

- Autres minéraux :

. La muscovite : elle est en cristaux de $450\ \mu$ maximum qui se mettent parfois en travers des feuillets de biotite. Elle est nettement postérieure au laminage AbS_1' , car oblique par rapport aux

chlorites déformées par ce laminage. Dans certains cas elle est déformée par le clivage AbS_2 , dans d'autres elle est soit réorientée ou recristallisée dans les plans AbS_2 , soit oblique à la biotite orientée dans les plans AbS_2 . Sa cristallisation semble donc se situer à cheval sur le plissement, débutant un peu avant et se poursuivant un peu après.

. Le grenat : Il est en cristaux idiomorphes de 100μ et xénomorphes de 500μ maximum (fig.7). Il contient des inclusions de quartz, de chlorite et de biotite. Il n'est pas déformé par le laminage AbS_1 et nous pensons qu'il ne l'est pas non plus par le clivage AbS_2 . Il serait donc postérieur au 2^e plissement.

Le métamorphisme de contact :

Il a été caractérisé en un seul endroit situé à 1,1 km à l'W de l'affleurement de granite signalé par HUVELIN (1977) dans les métagabbros de Koudiat el Mnâ. Les roches métamorphiques sont représentées ici par des phyllites sombres tâchetées dont l'analyse microscopique montre que les tâches sont très probablement des pseudomorphes de cristaux de cordiérite qui sont éparpillées régulièrement dans la roche lui faisant acquérir de ce fait la texture tâchetée typique des roches du métamorphisme de contact.

. La cordiérite a une forme ovale dont le grand axe de 1,2 mm. Elle a été pseudomorphosée en chlorite (pennine essentiellement) dont la disposition planaire n'est en général pas parallèle à la schistosité AbS_1 . Nous pensons que cette cordiérite n'a été affectée ni par la schistosité AbS_1 , ni par le laminage AbS_1 . Nous ne connaissons pas ses relations avec le clivage AbS_2 . La roche intrusive ne s'est donc mise en place qu'après le premier plissement, peut-être même après le deuxième.

Remarques : Nous ne savons pas si le grenat est lié à ce métamorphisme de contact ; nous l'avons lié arbitrairement au métamorphisme général sous toutes réserves.

Résumé :

Les terrains de l'unité d'Abda portent les traces de plusieurs événements tectono-métamorphiques dont la chronologie est la suivante :

- 1- Intercalation après le dépôt sédimentaire de filons couches de roches basiques devenues des métagabbros.
- 2- Rubanement des phyllites hérité du litage sédimentaire (observé dans les plis P_1).
- 3- 1^{ère} phase de plissement : plis P_1 isoclinaux associés à une schistosité de flux axiale AbS_1 synchrone d'un métamorphisme régional. Cette phase est caractérisée par les associations minérales suivantes :
quartz + séricite \pm chlorite.
- 4- Veines quartzo-feldspathiques
- 5- Laminage AbS_1 subparallèle à la schistosité AbS_1 . Les plans AbS_1 sont caractérisés souvent par des mylonites de quartz, un boudinage des veines quartzo-feldspathiques, une rotation de certains minéraux phénoblastiques (exemple : le microcline). On observe aussi une réorientation ou néocristallisation de séricite et l'apparition de biotite.
- 6- 2^e phase de plissement : plis P_2 , à axe courbe, $N15$ à $N105^\circ$, demi longueur d'onde millimétrique.

que à décimétrique associés à un clivage axial de crénulation AbS_2 , le long duquel ont eu lieu des phénomènes de dissolution-pression. Quoique ces plis déforment la plupart des minéraux de métamorphisme régional, certains minéraux leur sont synchrones notamment une biotite qui présente dans les plis P_2 des arcs polygonaux.

- 7- Métamorphisme de contact dû à la mise en place de masses granitiques avec cristallisation de la cordiérite.
- 8- Cristallisation du grenat, pseudomorphose de la cordiérite en chlorite
- 9- Formation des géodes de quartz.
- 10- Troncature basale et transport de l'unité, tectonique cassante.
- 11- Déformation de l'unité possible à l'Est (?).

CONCLUSIONS

S'il y a beaucoup de "parentés" lithostratigraphiques entre l'autochtone et le para-autochtone, il n'y en a pratiquement pas entre ceux-ci et les unités des Skhirat et d'Abda. On note par ailleurs de rares ressemblance entre les terrains ordoviciens et dévoniens métamorphiques de l'unité des Skhirat avec ceux de l'unité d'Abda, mais le matériel de celle-ci est plus "homogène" et plus volcanique.

L'évolution tectono-métamorphique des unités autochtone et para-autochtone contrastent avec celle des unités (des Skhirat et d'Abda) en contact. Les premières sont modérément plissées et peu métamorphiques, les secondes (surtout l'unité d'Abda) sont dilacérées, intensément plissées et beaucoup plus métamorphiques. Donc les écaillés métamorphiques de l'unité des Skhirat, si elles appartiennent au même bassin sédimentaire sont à replacer plus à l'Est en tenant compte de la tectonisation ; pour la même raison l'unité d'Abda est à replacer encore plus à l'Est. Les unités des Skhirat et d'Abda devaient avoir des domaines différents de dépôts, de déformations et de métamorphisme en dehors de leurs places actuelles, beaucoup trop rapprochées par le serrage tectonique. Cette interprétation appuyée par la présence des contacts tectoniques subhorizontaux, s'écarte de celle d'un bassin géosynclinal carbonifère autochtone dans les Jebilet centrales (BORDONARO et al. 1979).

BIBLIOGRAPHIE

- BORDONARO M. et al. (1979).- Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc) ; une corrélation avec la province pyriteuse sud ibérique. *C.R.Acad.Sci.*, Paris.
- CORNEE J.J. (1982).- *Etude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Réhama sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Méséta marocaine.* Thèse 3ème cycle. Univ.Aix-Marseille III.
- EL HASSANI A. (1980).- *Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales.* Thèse 3ème cycle. Univ.Aix-Marseille III.
- HOEPFFNER C. (1974).- *Contribution à la géologie structurale des Réhama (Méséta méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif.* Thèse 3ème cycle. Univ.Strasbourg.

- HUVELIN P. (1977). - Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc) occidental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°232 bis.
- POUTCHKOVSKY A. (1978). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Méséta marocaine. Thèse 3ème cycle. Univ. Aix-Marseille III.
- 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.
- TAHIRI A. (1982). - Lithostratigraphies, 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.
- TAHIRI A. (1983). - Lithostratigraphie et structure du Jbel Ardouz-Maroc hercynien. *Bull. Inst. Scient.*, 7 : 1-16.