

**THESE
DE DOCTORAT D'ETAT ES SCIENCES**

**PRESENTEE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES
SCIENCES
OPTION : GEOLOGIE STRUCTURALE**

Par
Abdellah LAKHLOUFI

**EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES BASSINS DE SIDI
BETTACHE ET DE BRACHWA-MAAZIZ ET
REINTERPRETATION DE L'HISTOIRE DE L'OROGENESE
HERCYNIENNE POST-VISEENNE AU MAROC**

Soutenu le 16 Février 2002, devant la commission d'examen:

M. BENZAKOUR, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

Président

N. HAMMOUMI, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

A. BOUSHABA, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

A. EL AMRANI, Professeur à l'Institut Scientifique de Rabat

D. FADLI, Professeur à la Faculté des Sciences de Fès

A. SAQUAQUE, Professeur, Chef de Division à Reminex, Marrakech

E.M. ZOUINE, Professeur à l'ENS de Rabat - Takaddoum

Examineurs

M.R. HAMOUDA Directeur Central, ONEP

Invité

TROISIEME PARTIE.

ELEMENTS DE CHRONOLOGIE,
SYNTHÈSES,
CORRELATIONS
ET
RECHERCHES DES MODALITES
GEODYNAMIQUES

CHAPITRE III.1

LES PRINCIPAUX EVENEMENTS DISTENSIFS FAMENNO - CARBONIFERES DE L'HISTOIRE STRUCTURALE DU DOMAINE MESETIEN MAROCAIN

REMARQUE : la numérotation est décalée d'une page (la page 434 c'est 435 ; la page 435 c'est 436, etc.)

TABLE DES MATIERES

Troisième Partie: Eléments de chronologie, synthèses, corrélations et recherche des modalités géodynamiques.	430
Chapitre III.1. Les principaux événements distensifs famenno -carbonifères de l'histoire structurale du domaine mesetien marocain.	433
I. MISE OU POINT RELATIVE A L'AGE DES DIFFERENTS BASSINS DE LA MESETA OCCIDENTALE.	434
A. BASSIN DE SIDI BETTACHE (BSB) ; NOUVELLE DENOMINATION : BSB (SS)- BBM.	434
1. Etat des connaissances.	434
2. Nouvelle données.	434
3. Conclusion.	436
B. LES BASSINS A L'E DU BSB (SS)- BBM : BASSINS DU MASSIF HERCYNIEEN CENTRAL.	438
1. Bassin d'Azrou- Khenifra (BAK).	438
2. Bassin de Tiliouine (BT).	438
C. LES BASSINS AU SW DU BSB (SS)- BBM.	438
1. Le Bassin de Foum al Mejez (BFM).	438
2. Le Bassin d'Oulad Abbou- Safi (ou d'Oulad Abbou- Doukkala).	439
3. Dépôts d'âge famennien au sud des Rehamna.	439
II. DISCUSSIONS, INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS.	439
A. MODALITES CREATRICES DES BASSINS D'AGE FAMENNIEN.	440
1. Les bassins de la Meseta occidentale.	440
2. Le Bassin de Maïder (Anti- Atlas centre- oriental).	442
B. MODALITES CREATRICES DES BASSINS SUB E-W AU VISEEN MOYEN ET/ OU VISEEN SUPERIEUR.	442
C. Conclusion.	442
Chapitre III.2 : Synthèses, corrélations et extrapolation : modalités de structuration des domaines mesetien et anti- atlasique postérieurement au Viséen.	443
INTRODUCTION.	444
I. STRUCTURATION DU BSB (SS)-BBM.	444
A. LES PHASES DE PLISSEMENT : SYNTHESE.	444
1. Les plis P ₁ et structures associées.	444
2. Les plis P ₂	445
3. Les plis P ₃	446
B. LA STRUCTURATION DU BSB (S.S)- BBM : CORRELATION ET EXTRAPOLATION.	447
1. Principe de base.	447
2. Structuration de la zone de l'oued Cherrat et des régions de Khatouat et des Mdakra.	447

II. STRUCTURATION DES BLOCS BORDIERS MERIDIONAL ET OCCIDENTAL.	451
A. STRUCTURATION DES BLOCS DES ZAER- OULMES (BLOC MERIDIONAL).	451
1. Etat des connaissances.	451
2. Interprétation : corrélation et extrapolation.	451
B. STRUCTURATION DU MOLE COTIER.	453
1. Etat des connaissances.	453
2. L'âge relatif du plissement synschisteux du Môle côtier dans les travaux antérieurs.	453
3. Chronologie relative des phases plicatives à l'échelle du BSB (s.s)- BBM et du Môle côtier : réinterprétation à la lumière des nouvelles données.	455
4. Qu'est ce qu'il en est du Mole côtier ?	458
C. CONCLUSION.	460
III. NORTH MESETIAN SHEAR ZONE (ZONE DE CISAILLEMENT NORD MESETIENNE) : CHRONOLOGIE RELATIVE DES EVENEMENTS TECTONIQUES MAJEURS.	460
A. CHRONIQUE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS TECTONIQUES.	460
1. Chevauchement de vergence sud.	460
2. Plissement synschisteux et écaillage ductile de vergence nord.	460
3. Evénement transcurrent majeur.	461
4. Décrochements N110- N120.	461
5. Plissement subméridien	461
6. Les principaux événements post- Westphalien terminal	461
B. CONCLUSION.	462
IV. STRUCTURATION DES REHAMNA ET DES JBILET CENTRAUX ET ORIENTAUX (EST DU MOLE COTIER) ET DU MASSIF PALEOZOÏQUE DU HAUT- ATLAS OCCIDENTAL.	462
A. LA STRUCTURATION DES REHAMNA ORIENTAUX.	463
1. Les phases hercyniennes.	463
2. La phase tardive.	463
3. Les phases post- orogéniques.	463
4. Corrélation des phases plicatives des Rehamna orientaux.	463
B. LA STRUCTURATION DES JBILET CENTRAL ET ORIENTAL ET DU MASSIF PALEOZOÏQUE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL.	464
C. DISCUSSION, INTERPRETATION ET CONCLUSIONS	464
V. IMPLICATIONS STRUCTURALES EN DIRECTION DE LA MESETA ORIENTALE	465
A. Au niveau de la Meseta orientale	465
B. La structuration de la partie orientale du domaine mesetien occidental (Massif hercynien central)	468
1. Etat des connaissances	468
2. Interprétation et conclusion	469
VI. STRUCTURATION DU DOMAINE ANTI- ATLASIQUE	470
A. BANQUE DES DONNEES	470
B. DISCUSSION	472
C. LES TRAITS STRUCTURAUX SUBMERIDIENS DE L'ANTI-ATLAS OCCIDENTAL	475
1. Les principaux points de correspondance	475
2.1. <i>La vergence des structures</i>	476
2.2. <i>Interprétation et discussion</i>	477
VII. PLACE DES EVENEMENTS HERCYNIEUS MAROCAINS DANS LE CONTEXTE PERIATLANTIQUE : CONTEXTE GEODYNAMIQUE GLOBAL.	477

On retient des travaux antérieurs dont notamment ceux de Piqué (1979-1994), Michard et Piqué (1989), Lagarde (1988), Hoepffner (1987), Bouabdelli (1989), ... que l'ouverture des bassins sédimentaires au niveau de la Meseta occidentale a lieu dès le Famennien supérieur et elle serait concomitante de la structuration hercynienne de la Meseta orientale lors de la phase bretonne (Dévonien supérieur - Tournaisien). Le serrage d'âge breton qui serait dirigé ENE-WSW (~N70) aurait activé les accidents du socle qui lui sont favorablement orientés au niveau de la Meseta occidentale. Par leur jeu coulissant, ils auraient engendré des phénomènes distensifs de type pull apart ou de type transtension, créateurs de bassins sédimentaires que délimitent des blocs restés soulevés.

Si à l'état actuel des données nous souscrivons de notre part à cette conception des choses, nous proposons néanmoins de nouvelles modalités et une autre vision selon une approche différente de ce qu'a été admis jusqu'à nos jours. En effet, en nous appuyant sur les nouvelles données à l'échelle du "BSB" (Bassin de Sidi Bettache) et celles bibliographiques à l'échelle de la Meseta occidentale une profonde mise au point en rapport avec l'âge des différents bassins s'impose, à savoir les bassins de : sidi Bettache (« BSB »), d'Azrou - Khenifra (BAK), de Tiliouine (BT), de Foug el Mejez dans les Rehamna et de Safi -Oulad Abbou (BSOA).

I. MISE AU POINT RELATIF A L'AGE DES DIFFERENTS BASSINS DE LA MESETA OCCIDENTALE

A. BASSIN DE SIDI BETTACHE (« BSB »); NOUVELLE CONCEPTION : BSB (S.S)-BBM

1. Etat des connaissances.

Depuis sa définition par Piqué (1979), le "BSB" a toujours été considéré comme bassin unique ayant pris naissance au Famennien supérieur suite à l'effondrement de la plate-forme carbonatée du Dévonien moyen (révolution famennienne). Dans le modèle de "pull apart" de Piqué (op.cit) le bassin serait ouvert lors d'une distension sub-méridienne au sein d'un relais de failles coulissantes dextres sub-méridiennes (Fig.5). Après le Famennien, le "BSB" aurait évolué par comblement progressif de ses marges pour se restreindre au minimum de son étendue au Viséen inférieur. Avec le Viséen moyen (Izart et Vieslet, 1989), le "BSB" aurait subi de nouveau un approfondissement de sa partie orientale (au sud du Bloc des Séhoul). Cette partie serait comportée comme bassin profond à l'opposé de la partie occidentale qui aurait connu une évolution de type plate-forme. Les travaux de Fadli (1990) ont permis de mettre en évidence une double extension au niveau du "BSB": l'une E-W, l'autre N-S. Selon cet auteur, les deux directions de la distension seraient synchrones dans la vie du « BSB ». Notons quand même que la mise en évidence de ces deux directions d'extension représente en soi une bonne approche, un excellent nouvel apport.

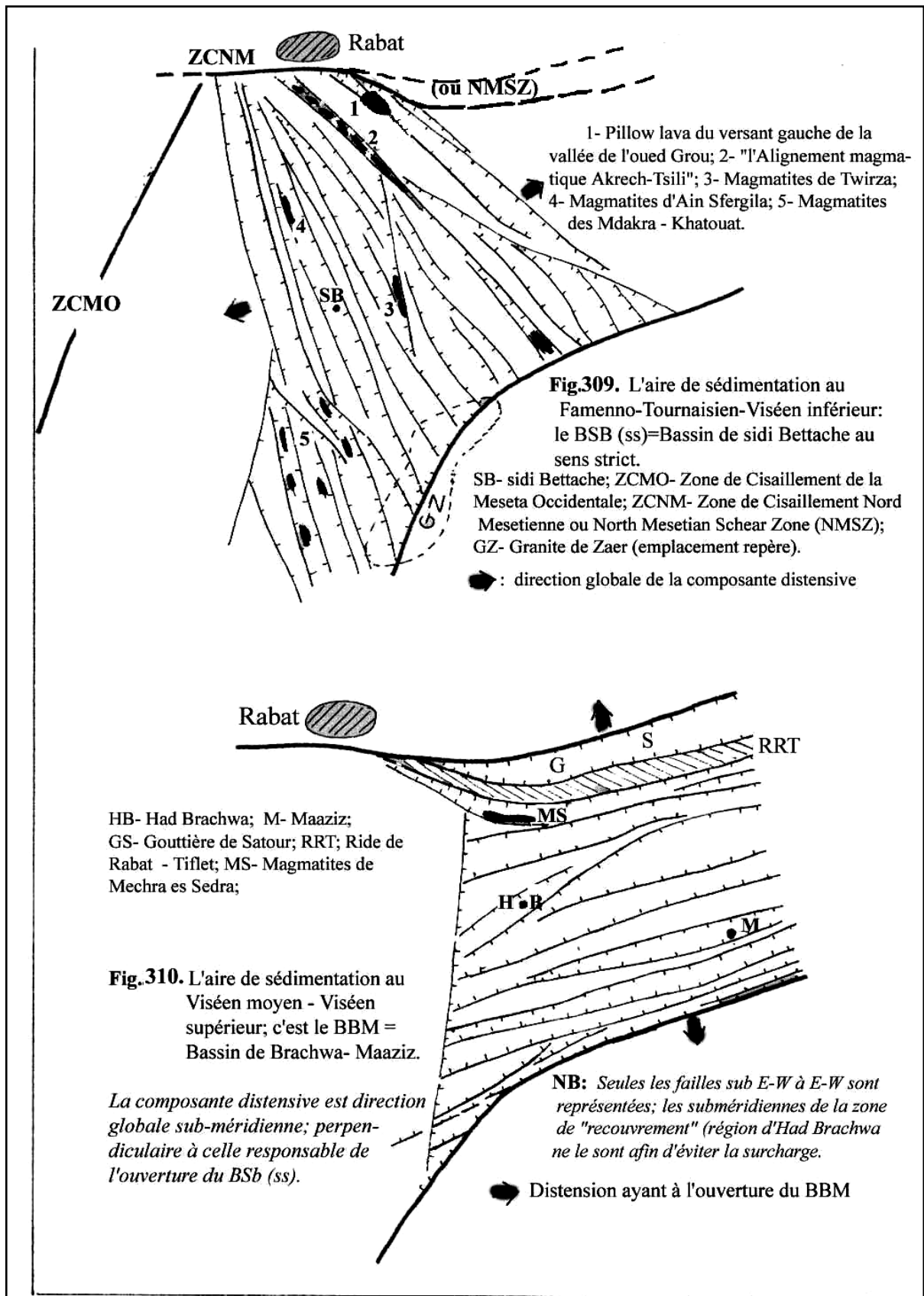
2. Nouvelles données.

Trois nouvelles données fondamentales vont permettre de bouleverser la conception jusqu'alors admise concernant la réalité de l'organisation et de l'évolution structurale du "BSB".

La première donnée concerne l'âge viséen moyen- viséen supérieur des conglomérats qui jalonnent la marge septentrionale du « BSB » et qui jusqu'alors étaient considérés comme étant d'âge famenno-tournaisien et rapportés à une présumée formation chaotique de même âge. L'existence d'une telle formation sédimentaire est également écartée (cf. avant).

La deuxième donnée est relative à la mise en évidence dans la partie occidentale du « BSB » d'une tectonique compressive synsédimentaire d'âge viséen supérieur voire Viséen moyen - Viséen supérieur (cf. chap. I.4).

La troisième donnée se rapporte au magmatisme basique au sein du "BSB". La répartition spatiale de celui-ci répond à deux faits. A l'échelle du "BSB", l'activité magmatique se limite à



La moitié occidentale de celui-ci. Puis à l'échelle de la partie occidentale elle même, les gisements sont le plus souvent répartis selon des directions sub-méridiennes notamment NNW-SSE et indépendamment des marges du bassin (Lakhloufi et al.2000 et ce travail). Enfin l'âge de

mise en place est essentiellement anté- Viséen moyen et on retient qu'à l'échelle de la partie occidentale du "BSB" cet âge est de plus en plus récent d'W en E. Il est famenno –tournoisien du côté des Khatouat –Mdakra, tournoisien-viséen inférieur au niveau de la vallée de l'ouest Korifla.

A ces trois précieuses nouvelles données s'ajoute l'apport bibliographique relatif à la répartition spatiale des formations sédimentaires à l'échelle du "BSB" pour nous autoriser à envisager une toute autre conception concernant l'organisation structurale de cette aire de sédimentation et son évolution dans le temps.

Ainsi donc du point de vue organisation structurale, le "BSB" doit être subdivisé en deux parties distinctes : - la partie occidentale hachée de fractures sub-méridiennes (NNW-SSE) à NW-SE et animée d'une distension équatoriale ; -la partie orientale fracturée sub E-W et animée d'une distension méridienne.

Du point de vue évolution dans le temps on assiste à un passage de la distension E-W d'âge famenno viséen inférieur à la distension N-S pendant le Viséen moyen - Viséen supérieur. Par ailleurs, la distension méridienne dans la partie orientale du "BSB" est accompagnée de la compression dans la partie occidentale. Ces faits sont étayés par la répartition spatiale des formations sédimentaires à l'échelle du "BSB". La partie occidentale est le lieu de sédimentation des formations d'âge famenno tournoiso - viséen inférieur alors que la partie orientale est comblée par les formations d'âge viséen moyen - viséen supérieur. Les terrains d'âge viséen supérieur se rencontrent également au niveau de la partie occidentale du "BSB" avec des épaisseurs réduites (Izart, 1990) et des faciès de plate-forme. Cette paléogéographie est corrélable à la transgression maximale qui caractérise le Viséen supérieur à l'échelle du domaine mesetien et du NW de l'Afrique (Pique, 1979 ; Izart, 1990). La mer du Viséen supérieur déborde alors vers l'ouest, au delà des limites du bassin sub-E-W d'âge viséen moyen - viséen supérieur.

3. Conclusion : Le Bassin de Sidi Bettache (s.s) et le Bassin de Brachwa-Maâziz

Le "BSB" correspond en fait à la juxtaposition de deux bassins bien distincts dans l'espace et dans le temps mais qui montrent un certain recouvrement spatial et temporel, notamment au cours du Viséen moyen -Viséen supérieur.

Le Bassin de Sidi Bettache (s.s) ["BSB" (s.s)] correspond à l'aire de sédimentation famenno –tournoiso -viséen inférieur qui ne dépasse pas au maximum de son extension vers l'E le méridien de la vallée de l'oued Grou (sauf localement au niveau de la bordure nord du bloc des Zaer-Oulmès au sud (Fig. 309). Ce bassin a été géré par la distension sub E-W des failles sub-méridiennes à NW-SE qui hachent son plancher et qui permettent de véhiculer du magma basique qui va se loger au sein des dépôts contemporains.

Le Bassin de Brachwa-Maâziz (BBM) qui représente l'aire de dépôt d'âge viséen moyen - viséen supérieur qui ne dépasse pas au maximum de son extension vers l'ouest le méridien passant par le versant droit de la vallée de l'oued Korifla (Fig.310). Le débordement de la mer du Viséen supérieur jusqu'au delà des limites ouest du BSB (s.s) sont à mettre sur le compte de la transgression marine "maximale" venant du NE. Le BBM est contrôlé par une distension sub-méridienne qui est concomitante à un raccourcissement au niveau du BSB (s.s). Il ne faut pas cependant oublier que malgré le serrage sub-E-W qui est caractérisé par ses empreintes au niveau du BSB (s.s), ce domaine est localement repris par la distension sub-méridienne comme l'a bien montré Fadli (1990) au niveau des Khatouat - Mdakra, à l'W du Bloc de Zaer-Oulmès. Nous avons donc affaire à une paléogéographie complexe.

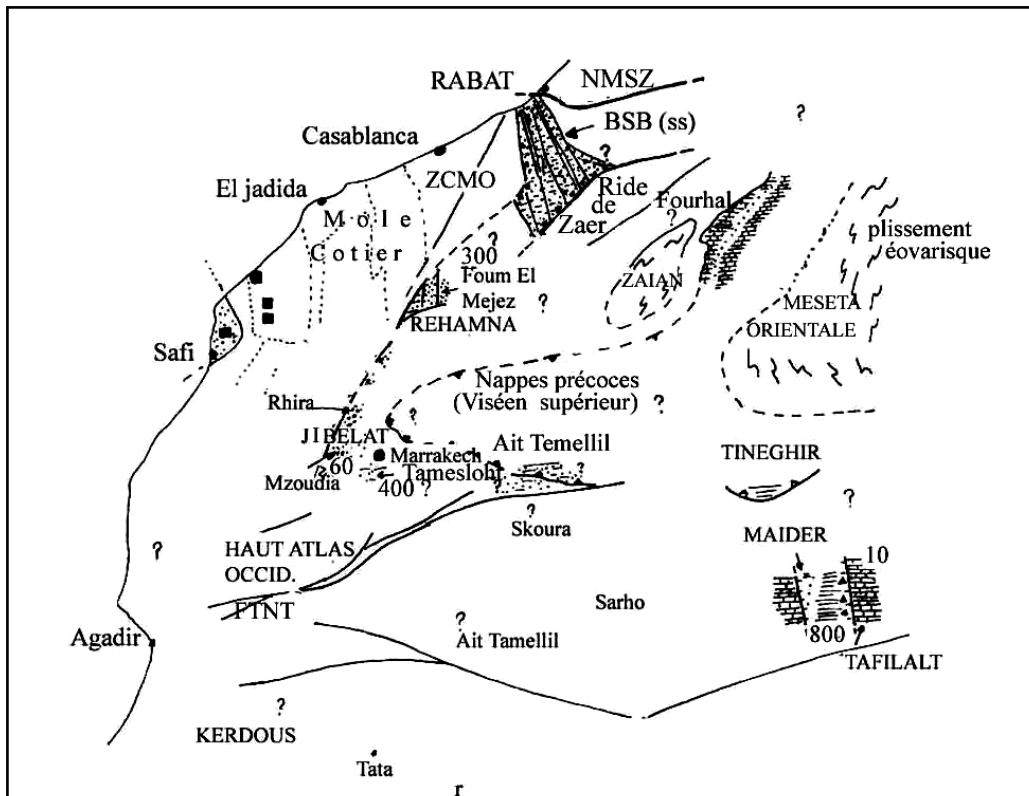


Fig. 311. Esquisse structurale de la Meseta marocaine et de l'Anti - Atlas oriental au famennien.

Cette figure est largement inspirée de Piqué et Michard (1989), complétée et modifiée au niveau de l'aire comprise entre la ride de Zaer au sud et la zone de Rabat-Tiflet au nord (North Mesetian Shear Zone; cf. ci-après) connue par nos prédécesseurs sous le nom de BSB (Bassin de Sidi Bettache) et de l'Anti - Atlas (Accident majeur).

Au niveau de la Meseta occidentale:

- Au niveau du Mole cotier, nous préconisons que les dépôts d'âge famennien se sont accumulés dans des aires sédimentaires correspondant au Graben W mesetien du Cambrien moyen (représenté par les pointillés) où dominent les fractures NNW-SSE; (voir Fig.319) ils s'y déposent des grès littoraux.
- A l'E de la ZCOZ se déposent des dépôts littoraux et des conglomérats entre les Jebilet et les Rehamna alors qu'au nord des Rehamna s'ouvre le bassin de Foug El Mejez que guideraient des failles NNW-SSE. Plus au nord, s'ouvre le BSB au sud de Rabat (c'est la partie occidentale du dit BSB de Piqué, 1979) où se déposent des argilites, grès et conglomérats. Au niveau du Massif hercynien central se déposent des calcaires pélagiques en continuité avec le Dévonien moyen. A Ait Tamellil se déposent des grès et argilites.
- Dans l'Anti-Atlas oriental s'ouvre le Bassin de Maider dirigé NNW-SSE où se déposent "des flyschs, des blocs et des calcaires de plate-forme;

Le BBM est dépourvu de magmatites basiques sauf très localement au niveau de sa limite NW (vallée de l'oued Grou) où de telles roches viennent se loger à la base des grés - pélites d'âge viséen moyen (Lakhloufi, 1988-1992). A cet endroit nous nous trouvons à cheval sur les deux bassins qui se recouvriraient au niveau de la bande de terrain comprise entre les vallées des oueds Grou et Korifla. L'absence des roches basiques au niveau du BBM prouve que la distension

sub-méridienne d'âge viséen moyen - viséen supérieur n'a pas atteint le stade évolué de la distension sub-E-W qui a affecté le BSB (s.s) antérieurement au Viséen moyen. Ce fait explique aussi la relative faible intensité de la déformation des terrains au niveau du BBM par rapport à ceux du BSB (s.s) (cf. analyse structurale).

Par ailleurs, à la suite de cette mise au point, nous disposons désormais d'un précieux outil d'étalonnage qui nous permettra de jeter un coup d'œil avisé sur les autres bassins mesetiens d'âge famennien - dinantien.

B. LES BASSINS A L'E DU BSB (S.S)-BBM : BASSINS DU MASSIF HERCYNIEN CENTRAL

Nous allons notamment mettre l'accent sur les bassins d'Azrou - Khenifra (BAK) et de Tiliouine (BT).

1. Bassin d'Azrou - Khenifra (BAK).

Suite aux travaux de Bouabdelli (1982 et 1989), Habibi (1988), Ouarhache (1987) et Faik (1988), on sait que les premiers dépôts sédimentaires de cachet marin dans le BAK débutent avec le Viséen moyen (V2b). Le Viséen inférieur n'a pas été identifié alors que le Tournaisien supérieur est connu par des niveaux détritiques et grossiers qui reposent en discordance angulaire sur les terrains du Paléozoïque inférieur et du Dévonien (dont des conglomérats rouges de cachet purement continental (Bouabdelli, 1989)). Par ailleurs, le Famennien se caractérise par une sédimentation carbonatée qui est continue durant tout le Dévonien. Cette simple mise au point permet donc d'exclure l'ouverture du BAK dès le Famennien comme cela est de coutume dans les reconstitutions paléogéographiques. D'après les schémas proposés par Bouabdelli (op.cit) et comme il le précise, la distension au niveau du BAK est guidée par des failles normales sub-E-W. Ainsi donc nous avons affaire là aussi à une distension sub-méridienne d'âge viséen moyen comparable au BBM à l'W. Notons enfin que le BAK a connu une activité magmatique basique signalée par Bouabdelli (1989).

2. Bassin de Tiliouine (BT).

Le BT se situe directement à l'E de la ride d'Aguettouane qui constitue la limite orientale du BBM. Tahiri (1991) qui l'a décrit et caractérisé présume que celui-ci s'est ouvert également au Famennien. Néanmoins comme nous l'avons montré dans ce travail (voir lithostratigraphie; chap. I.1) l'attribution de l'âge viséen inférieur à certains dépôts du BT n'est pas solidement étayée. Il semble clairement que ce sous étage n'est pas représenté dans les sédiments de ce bassin et il en est de même pour le Tournaisien. Par contre, les dépôts d'âge famennien indiscutable sont de caractère régressif d'après l'auteur et sont donc l'expression annonciatrice du retrait de la mer de cette région dans laquelle elle a séjourné durant le Dévonien supérieur comme d'ailleurs au niveau d'Azrou - Khenifra. Concernant l'organisation structurale du BT et sa paléogéographie, il apparaît clairement qu'elle a été guidée par une distension sub-méridienne comme le souligne l'auteur (Tahiri, 1991). On retrouve là aussi le même cas de figure que ce que nous avons mis en évidence directement à l'ouest, au niveau du BBM. Concernant l'activité magmatique basique, elle est localement relativement intense notamment dans le secteur d'El Hammam.

C. LES BASSINS AU SW DU BSB (S.S)-BBM.

Il s'agit principalement des bassins d'âge famennien ouverts de part et d'autre de la ZCMO.

1. Le Bassin de Foum al Mejez (BFM).

Il s'agit d'un bassin étroit d'âge famennien supérieur qui a été ouvert dans les Rehamna, directement à l'est de la ZCMO. Selon Michard et Piqué (1988), il est allongé NNW-SSE et il est limité par des accidents directionnels qui viennent buter contre la ZCMO (Fig. 311). La distension génératrice de ce bassin d'âge famennien est donc dirigée sub E-W à l'instar du BSB (s.s). Par ailleurs, les modalités de la distension qui a guidé le retour dans les Rehamna de la mer au Viséen supérieur reste à préciser. En attente, nous pensons qu'elles ne doivent pas faire exception de ce qui est établi dans la partie nord de la Meseta occidentale.

2. Le Bassin d'Oulad Abbou -Safi (ou d'Oulad Abbou -Doukkala).

Il se situe au niveau du Môle côtier et il est en grande partie connu par sondage (cf. lithostratigraphie). Donc en dehors de son âge famennien supérieur son organisation structurale reste inconnue. On sait cependant avec Ben Bouziane (1995) que ce bassin s'approfondit vers l'ouest, du côté de Safi où l'épaisseur des dépôts peut atteindre 700m. Par extrapolation et analogie avec l'organisation structurale des bassins mesetiens de même âge qui se sont ouverts du côté oriental de la ZCMO nous pouvons préconiser que l'extension qui a engendré son ouverture serait également dirigée sub E-W. Le même dispositif de failles sub-méridiennes qui est hérité de la paléogéographie du Cambrien moyen aurait alors été réactivé lors de la distension sub E-W au Famennien (Fig. 311). Concernant l'activité magmatique basique, elle est signalée par Ben Bouziane (1995) comme étant faible (quelques intercalations doléritiques).

3. Sédimentation famennienne au sud des Rehamna

Les dépôts fameniens au sud des Rehamna sont connus au niveau d'une étroite bande qui jalonne l'est de la ZCMO. Il s'agit essentiellement de grès littoraux, de conglomérats (Fig. 311). A l'E de Marrakech, à Aït Tamlil, des grès et argiles sont connus.

II. DISCUSSIONS, INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS.

De cette mise au point succincte nous retenons que la distension génératrice de bassins sédimentaires qu'aurait engendré le serrage d'âge breton n'a affecté que la partie tout à fait externe du domaine hercynien marocain et son « avant-pays » occidental (Môle côtier). Cette distension se localise essentiellement de part et d'autre de la Zone de cisaillement de la Meseta occidentale (ZCMO) jusqu'à sa "jonction" avec la North Mesetian Shear Zone (NMSZ). Le reste du domaine mesetien occidental, notamment les régions limitrophes du domaine interne (Meseta orientale) a demeuré émergé jusqu'au début du Viséen moyen. **On constate donc qu'en même temps que la déformation compressive progresse de l'E vers l'W (depuis les "zones internes"), la déformation distensive migrait en sens inverse, d'W en E. Les deux phénomènes tectoniques ont connu donc une évolution spatiale et temporelle centripète.**

A une échelle plus grande, on retrouve l'extension sub E-W créatrice de bassins sédimentaires au Dévonien supérieur (Famennien) au niveau de la Meseta occidentale et de l'Anti - Atlas centre oriental (Fig. 311). Dans ce dernier domaine, il y a ouverture au Famennien d'un bassin marin que délimitent des failles normales NNW-SSE dans la région de Maïder, au sud de la Zone de Cisaillement Paléozoïque de l'Atlas (ZCPA) (Piqué et Michard, 1989).

On voit donc que les modalités de l'ouverture des bassins fameniens sub-méridiens (distension sub E-W) et ceux du Viséen moyen - Viséen supérieur sub E-W (distension sub-méridienne) doivent être recherchées à l'échelle de la Meseta occidentale et de l'Anti Atlas.

A l'état actuel des données nous adoptons le concept en vogue selon lequel la phase tectonique d'âge breton qui structura la Meseta orientale aurait activé le coulissage d'accidents de socle favorablement orientés au niveau de la Meseta occidentale. Ce concept doit être donc également appliqué au domaine anti - atlasique. Ces jeux décrochants seraient alors à l'origine de la création de bassins sédimentaires suivant des modalités différentes selon chaque auteur. Les différents modèles qui ont été proposés dans ce sens ont été passés en revue au début de ce manuscrit. Néanmoins, on précise qu'à la lumière des nouvelles données aucun de ces modèles ne peut être retenu, du moins ceux relatifs au BSB (s.s)-BBM. Le modèle de Rolin et al.(1984) que nous avons adopté et adapté lors de nos travaux antérieurs (Lakhroufi, 1988 et 1992) n'est plus compatible avec la nouvelle conception des choses. Le nouveau constat impose la recherche de deux types de modalités (ou une évolution des modalités avec deux schémas distincts), l'une expliquant le schéma paléogéographique du Famennien -Tournaisien -Viséen inférieur ; l'autre,

celui du Viséen moyen -Viséen supérieur.

Avant de tenter de trouver un schéma directeur de l'ouverture des aires sédimentaires en question nous allons préciser un autre aspect du problème dont il faut tenir compte, à savoir l'activité magmatique.

A juger par la présence ou l'absence d'une activité magmatique basique et par son importance relative quand elle existe on retient que :

- pendant le Faménno -Viséen inférieur, la distension sub E-W a permis l'ouverture de fractures profondes qui ont servi de voies d'accès à du magma basique vers la surface et la sub-surface; la distension aurait atteint alors un stade plus évolué au BSB (s.s) qu'au Môle côtier;

- pendant le Viséen moyen et /ou le Viséen supérieur, deux cas sont à distinguer en fonction de la direction de la distension :

- + le premier cas est celui du nord de la Meseta occidentale où la distension est indiscutablement sub-méridienne et où elle est plus importante d'W en E vue l'activité magmatique basique croissante dans ce sens;

- + le second cas est celui de la Meseta occidentale centrale aux confins du Môle côtier où les bassins du Viséen supérieur, notamment dans les Rehamna et les Jbilet seraient régis par des failles normales sub-méridiennes et sont le siège d'une importante activité magmatique basique ; d'après les données bibliographiques ils seraient soumis à une distension sub E-W.

On retient donc que la distension au sud du BSB (s.s)-BBM est d'âge viséen supérieur et elle est plus importante que celle d'âge viséen moyen -viséen supérieur à l'est de celui-ci. Néanmoins vue que le régime distensif est diamétralement opposé du point de vue direction, le phénomène ne peut pas être comparé.

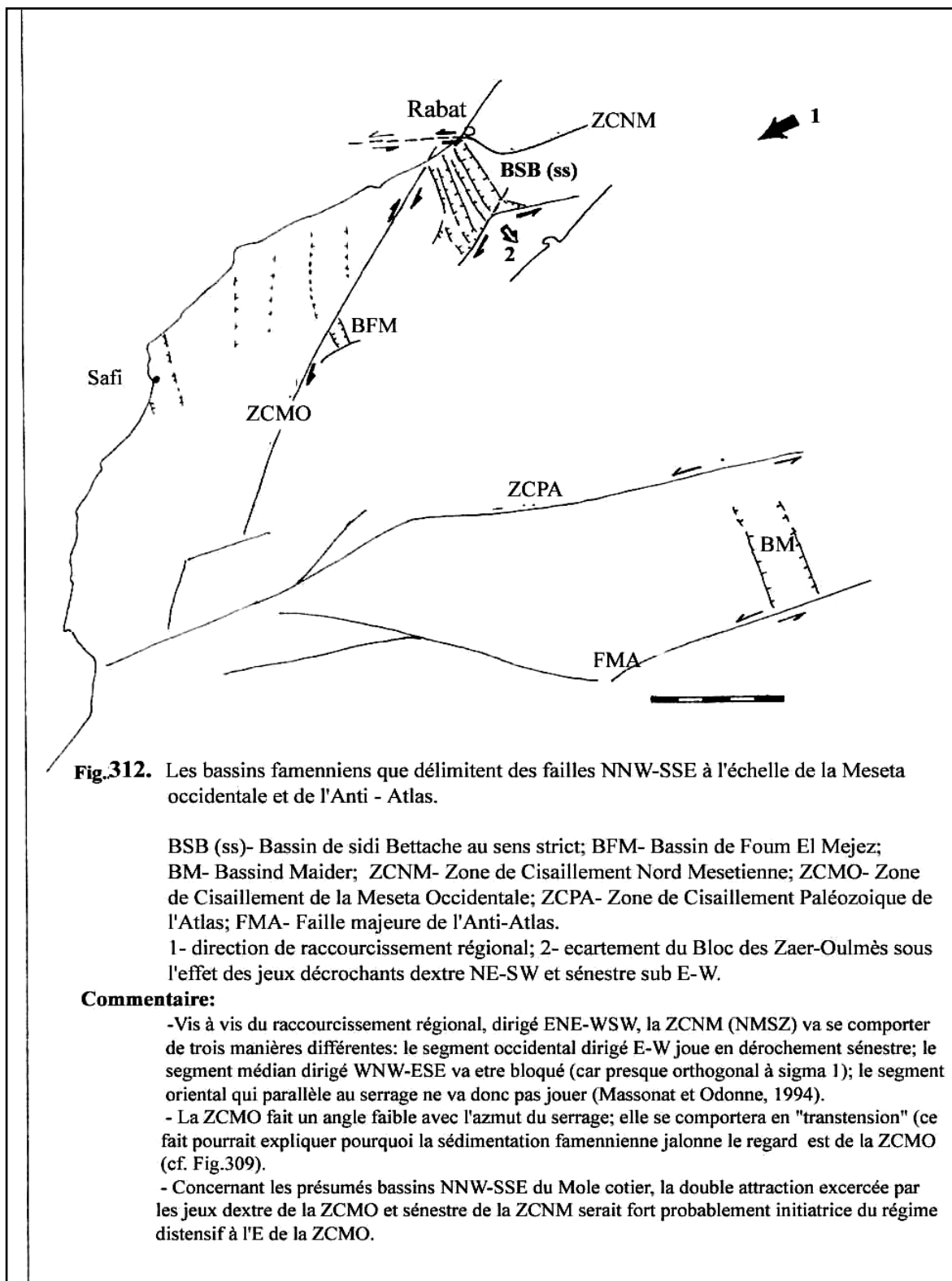
A. MODALITES CREATRICES DES BASSINS D'AGE FAMENNIEN

Les bassins qui ont été ouverts au Famennien supérieur dans la Meseta occidentale se positionnent de part et d'autre de la ZCMO et au sud de l'extrême ouest de la NMSZ alors que dans l'Anti Atlas centre -oriental le Bassin de Maïder s'arrête du côté nord contre la ZCPA (Zone de Cisaillement Paléozoïque de l'Atlas) alors que du côté sud il s'arrête fort probablement contre la branche orientale (ENE-WSW) de la Faille majeure de l'Anti Atlas (Fig.311). Ces bassins s'ouvrent dans un contexte régional où opère un serrage breton dirigé ENE-WSW que nous présumons être à l'origine de l'ouverture de ces bassins à l'état actuel des données.

1. Les bassins de la Meseta occidentale

Il semble que l'ouverture des bassins du Famennien dans la Meseta occidentale, de part et d'autre de la ZCMO, soit contrôlée par le jeu décrochant sénestre de la partie occidentale, de la NMSZ dirigée E-W et celui dextre de la ZCMO dirigée NNE-SSW (Fig. 312). La faille NNE-SSW limitant le Bloc de Zaer - Oulmès du côté ouest et celle sub E-W le limitant du côté nord semblent également intervenir par leurs jeux respectifs dextre et sénestre pour favoriser l'extension au niveau du « BSB » (s.s). Il ressort de ce fait que l'aire comprise entre la NMSZ et la ZCMO soit soumise à une double attraction sous l'effet des composantes dextre et sénestre des deux zones de cisaillement.

L'extension vers l'est du « BSB » (s.s) est dictée, à notre avis par le tracé courbe de la NMSZ qui réagit différemment vis à vis du serrage « breton » ENE-WSW. Du côté occidental où elle est dirigée E-W, le coulissage sénestre admettrait une composante transtensif. Par contre, le segment ESE-WNW (~N120) qui longe la vallée de l'oued Grou au SE de Rabat devrait être bloqué puisqu'il fait un angle fort avec la direction de raccourcissement. Ce blocage ne serait-il pas générateur du chevauchement de vergence SSW de la vallée de l'oued Bou Regreg (Fig.312)



en avant de sa confluence avec l'oued Akrech (chevauchement d'âge " breton" fort probable (Lakhloufi et al, à paraître)). Ce fait expliquerait alors pourquoi l'aire de sédimentation, occidentale, vient mourir contre ce segment. Le reste, visible, de la NMSZ en direction de Tiflet qui est dirigé ENE-WSW est parallèle à la direction du serrage et ne peut donc pas, de ce fait, être activé (Massonat et Odonne, 1994).

2. Le Bassin de Maïder (Anti - Atlas centre oriental)

Il semble que le Bassin de Maïder que délimitent aussi des failles normales NNW-SSE soit ouvert entre deux décrochements sénestres : la ZCPA et la branche orientale de la Faille majeur de l'Anti Atlas, toutes deux dirigées sub E-W (Fig. 311).

B. MODALITES CREATRICES DES BASSINS SUB E-W PENDANT LE VISEEN MOYEN ET/OU LE

VISEEN SUPERIEUR.

Ces modalités doivent chercher à intégrer la distension sub N-S du nord de la Meseta occidentale (au le sud de la NMSZ) et celle sub E-W qui longe la bande de la Meseta occidentale centrale, directement à l'E de la ZCMO (au niveau des Rehamna et des Jbilet et peut être plus vers le sud). Que peut on retenir comme élément de discussion ?.

-au niveau du BBM la distension intéresse l'aire comprise entre la partie est de la NMSZ dirigée ENE-WSW et la Zone de cisaillement ENE-WSW à E-W du nord du Bloc de Zaer - Oulmès « ZCNZO » ;

- en concomitance avec l'ouverture de cette aire, la partie occidentale (BSB (ss)) se trouve comprimée par un serrage sub-horizontale dirigé sub E-W (Lakhloufi et al, à paraître in Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. et ce travail).

- la concomitance de deux régimes tectoniques l'un compressif au nord (BSB (s.s)) comprimant les structures NNW-SSE, l'autre distensif !? au sud (Rehamna- Jbilet) qui ouvrirait les accidents sub-méridiens ;

- entre le Môle côtier à l'W et la ride de Cherrat à l'E, Zahraoui (1991) signale l'ouverture d'une aire sédimentaire sub-méridienne au Viséen supérieur : le « fossé de Ben Slimane ».

On retient donc que l'évolution structurale de la Meseta occidentale au cours du Viséen moyen -Viséen supérieur est fort complexe et ne semble pas répondre à un modèle unique. Il semble, selon une première approche qui reste à étayer, que la distension sub-méridienne franche s'est installée au cours du Viséen moyen en même temps qu'une compression sub-E-W. Il semble aussi qu'au Viséen supérieur il y a une concomitance de la distension sub-méridienne et de la compression sub E-W. Dans ce semblant d'évolution structurale au cours du Viséen moyen -Viséen supérieur on sent l'enchaînement temporel d'une transtension suivie d'une transpression qui enclenche la fermeture de ces bassins. Retenons quand même l'ouverture dans les Rehamna et les Jbilet de bassins sub-méridiens (distension sub E-W) au Viséen moyen peut trouver une explication pertinente dans le modèle de Gaillet (1984) pour qui ils s'agit fossés de l'effondrement (Fig.7) sur relais d'accidents N 70 décrochant sénestres (« zones transformantes dévono -dinantiennes »)

Voilà tout ce que l'on peut dire à l'état actuel des données et de pensée en attente d'une meilleure compréhension de ces phénomènes.

C. CONCLUSION

A la place d'un vaste bassin (« BSB ») qui serait ouvert d'un seul coup suite à l'effondrement de la plateforme carbonatée du Dévonien inférieur et moyen (révolution famennienne de Piqué, 1979) nous avons affaire plutôt à deux bassins adjacents qui se sont ouverts séparément dans le temps et dans l'espace. Le BSB (s.s) a été initié au Famennien supérieur directement à l'E du Môle côtier (ZCMO) et le BBM (Bassin de Brachwa – Maâziz) qui s'est ouvert au Viséen moyen au sud du bloc des Sehoul (NMSZ).

Nous avons pu établir aussi que les aires des dépôts famenniens sont clairement identifiées au niveau du Môle côtier et directement à l'E de la ZCMO qui le limite du côté oriental. Par contre, les bassins de sédimentation au niveau du Massif hercynien central (Bassin d'Azrou – Khenifra, Bassin de Tiliouine) se sont ouverts au Viséen moyen et non avant.

CHAPITRE III.2.

SYNTHESES, CORRELATIONS ET EXTRAPOLATIONS :

MODALITES DE STRUCTURATION DES DOMAINES MESETIENS ET ANTI-ATLASIQUE

POSTERIEUREMENT AU VISEEN

INTRODUCTION :

Le BSB (s.s) et le BBM constituent deux pièces maîtresses du domaine mesetien nord occidental que nous assimilons à une banque centrale de données. Ainsi donc, la connaissance de leur histoire géologique, notamment celle structurale, va nous permettre de connaître celle des blocs qui le bordent (notamment le Môle côtier et le Bloc des Zaer-Oulmès) et par-là, de proche en proche, celle de la Meseta occidentale. Evidemment, il est tout à fait inconcevable que les domaines bordiers du BSB (s.s)-BBM soient le siège d'une toute autre dynamique tectonique que celle qui a structuré les deux bassins. La logique qui constitue le fondement des sciences de la Terre veut que ces différentes entités structurales constituent un même domaine orogénique où les modalités de structuration sont régies par une même géodynamique. De ce fait, la détermination et la connaissance des différentes modalités de la structuration des BSB (s.s)-BBM vont servir de références pour la reconstitution de l'histoire géologique des autres entités structurales mesetiennes. Le BSB (s.s) et le BBM constituent une entité majeure qui sert d'archive à tous les événements hercyniens, il nous servira donc de registre étalon.

I. STRUCTURATION DU BSB (S.S) ET DU BBM

A. LES PHASES DE PLISSEMENT ; SYNTHESE.

L'analyse tectonique exhaustive que nous avons effectuée dans les différentes régions des BSB (s.s) – BBM (bordières et centrales) met à l'évidence trois phases de plissement d'importance inégale. Les deux premières ont imposé leur cachet aux traits structuraux majeurs des deux bassins alors que la troisième phase ne l'est que localement au niveau du BSB (s.s).

1. Les plis P1 et structures associées :

Les plis P1 dictent les traits structuraux majeurs dans le BBM où ils sont visualisés par les puissantes barres gréseuses qui s'intercalent dans l'alternance grésopélimitique du Viséen moyen -Viséen supérieur. Les plis sont dirigés ENE-WNW (N70-N80), synschisteux ou non, généralement d'amplitude kilométrique.

Les transversales à ces traits structuraux sub E-W qui sont occasionnées par les vallées des oueds Bou Regreg, Grou et al Mechra montrent que les plis P1, la schistosité S1 et accidents directionnels associés présentent une vergence manifeste vers le NNW, sauf localement et au niveau de la marge sud du BBM où celle-ci l'est vers le SSE ou le SE. Transversalement, la déformation s'intensifie du nord vers le sud que longitudinalement elle l'est d'ouest en est avec tout au long de la marge sud du "BBM" une amplification du caractère tangentiel de vergence sud de la structuration. Au delà de la ride d'Aguettouane limite orientale du "BBM", Tahiri (1991) fait état d'une tectonique tangentielle généralisée vers le sud et le sud-est au nord de la bordure septentrionale du Bloc des Zaer-Oulmès. Les chevauchements accompagnent l'exagération du déversement des plis P1 et leur succèdent; d'abord ductiles, ils évoluent ensuite dans une ambiance tectonique moins chaude. Précisons par ailleurs qu'à l'approche du Bloc des Zaer- Oulmès (qui sous charrie le couverture famenno- dinantienne du "BBM" vers le nord ; cf. avant), les plis P1 tendent à "s'enrouler" sur eux (à se replisser sur eux même) avant d'être cisailés par les contacts chevauchants directionnels à sub-directionnels. Ce fait est également observable à l'approche des grands couloirs de cisaillement NW-SE à NNW-SSE tels les couloirs du Sud Brachwa (oued al Mechra) et de sidi ben Allal- Aïn Mohammed Chrif (oued Grou sud). Loin de ces zones de faiblesse où les terrains se montrent franchement plus ductiles (flux thermique plus important) l'écaillage intervient de manière précoce comme moyen de l'évolution des plis P1 dans le temps. Ainsi donc, selon l'état de ductilité des matériaux (qui est

essentiellement géré par le contexte structural local et accessoirement la nature lithologique) les plis P1 évoluent dans le temps selon deux cas de figures :

a- le cas le plus général est celui où l'écaillage est généré après que le pli dépasse le rayon de courbure qu'autorisent les deux principaux paramètres invoqués;

b- le second cas est celui des plis qui après avoir atteint un rayon de courbure plus faible (autorisé par la ductilité plus prononcée des matériaux) tendent à replisser sur eux même avant que l'écaillage ne soit initié. Il y a donc une continuité, un étalage dans le temps, de la déformation tectonique qui a généré les plis P1.

Enfin précisions qu'au niveau de la Zone de Cisaillement Nord Mesétienne (ZCNM ou NMSZ), le découpage amygdalaire généralisé des terrains lors de l'événement transcurrent majeur, dextre, a été précédé par le plissement P1 sub E-W de vergence nord. Toutes ces considérations plaident en faveur d'un poinçonnement du BSB(s.s) et du BBM par le bloc bordier méridional qui a été sous-charrié vers le nord dans un mouvement rotationnel anti-horaire qui est généré par une poussée tectonique vers le NNW (Lakhloufi et al, 2001 et ce travail, Fig.209). Lors de nos travaux antérieurs où nous nous sommes limités à l'étude de la région d'Had Brachwa (Lakhloufi et al, 1987 ; Lakhloufi, 1988, 1992) nous avons interprété les plis P1, sub E-W, d'échelle cartographique qui affectent les terrains d'âge viséen moyen -viséen supérieur à l'est de la vallée de l'oued Korilfa comme étant des plis d'entraînement qui ont pris naissance sous l'effet du jeu sénestre de ce que nous avons dénommé le " Linéament de Korilfa" dirigé NNE-SSW. Or, en étendant nos investigations à toutes les régions clés du BSB (s.s) et du BBM ainsi que vers le NNE et le SSE de la vallée de l'oued Korilfa il s'est avéré que :

- tel que nous l'avions conçu Lakhloufi, 1988), le dit "Linéament de Korifla" ne peut pas être retenu bien que le versant droit de cette vallée soit haché d'accidents NNE-SSW et NNW-SSE;

- la grande extension longitudinale des plis P1 (en direction de l'est) et transversale (en direction des blocs des Sehouf et des Zaer- Oulmès) est incompatible avec un tel modèle de cachet local.

2. Les plis P2 :

Avec les couloirs tectoniques et zones de cisaillement sub-méridiens (NNW-SSE) à NW-SE, les plis P2 imposent les traits structuraux majeurs de la partie occidentale du BSB (s.s) où les terrains à dominance péliotique du Famennien et du Tournaisien –Viséen inférieur ont généralement perdu la mémoire des plis P1 et structures associées. Les plis P2 sont de direction NNW-SSE (N150-N170), de plus en plus synschisteux en direction de la marge occidentale du BSB (s.s). Ils présentent un plongement axial variable (nul à fort parfois vertical). Les plis verticaux s'observent au sein des couloirs tectoniques alors que les valeurs intermédiaires du plongement sont souvent dictées par le pendage des flancs des P1. Ils sont d'échelle et d'ordre différents, observables depuis l'échelle du petit affleurement jusqu'à celle plurikilométrique. Les grandes virgations d'échelle plurikilométrique des vallées des oueds Bou Regreg (Fig.164), al Mechraâ (Fig.174) et Korilfa (Fig.237) représentent des plis P2 d'ordre supérieur. Parfois les grandes virgations peuvent être clairement identifiées à des méga crochons engendrés par le jeu sénestre des couloirs de cisaillement NNW-SSE à NW-SE, tel que le cas de la figure 246.

Cette phase de déformation (serrage) subéquatoriale (ENE-WSW) a demeuré ignorée dans l'histoire géologique du domaine mesétien occidental bien que nous l'avions identifiée sans aucune ambiguïté auparavant (Lakhloufi, 1988; 1992). Il s'agit d'un événement tectonique d'une portée régionale dans l'histoire de l'orogénèse hercynienne marocaine (cf. ci-après).

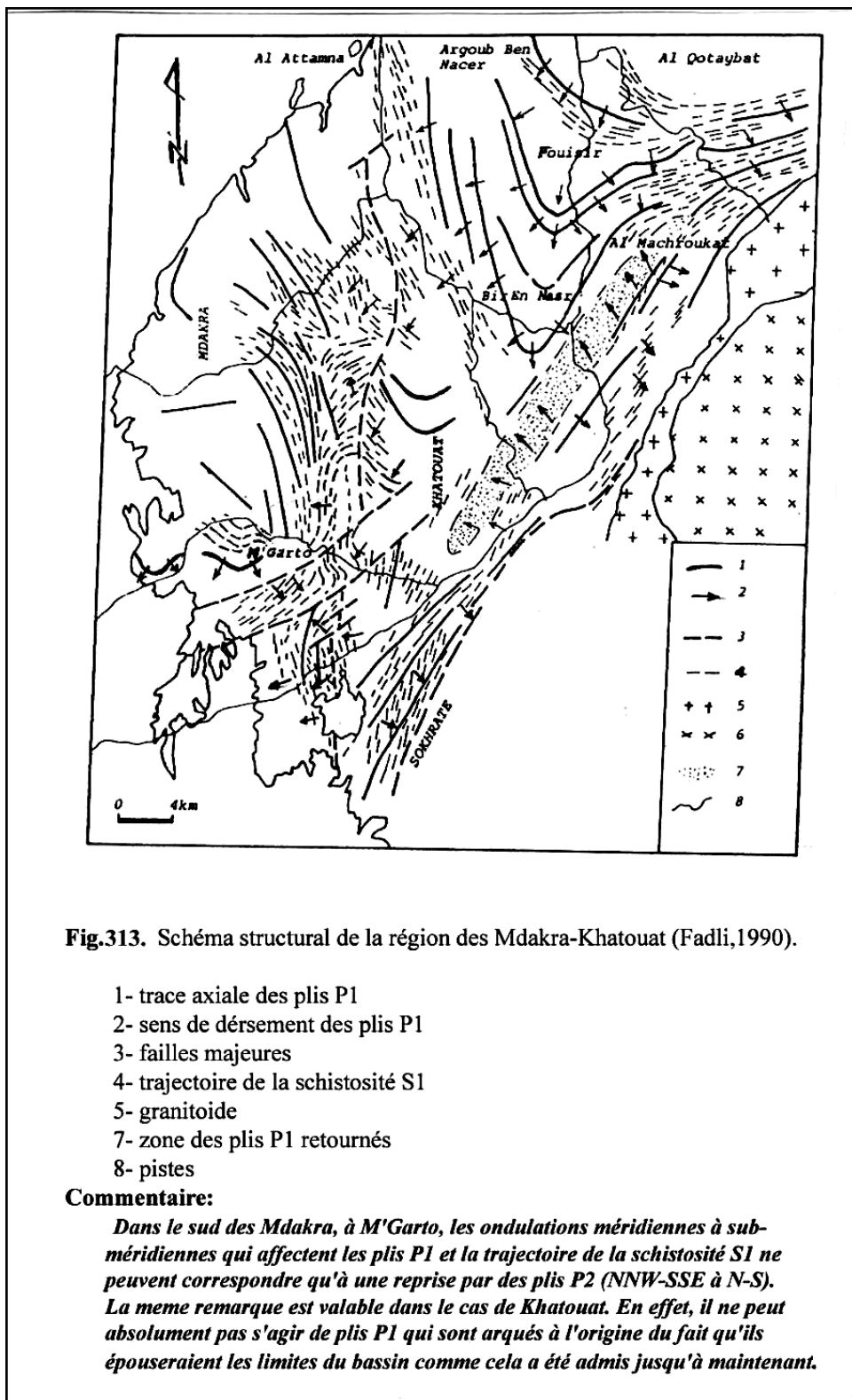


Fig.313. Schéma structural de la région des Mdkra-Khatouat (Fadli,1990).

- 1- trace axiale des plis P1
- 2- sens de déversement des plis P1
- 3- failles majeures
- 4- trajectoire de la schistosité S1
- 5- granitoïde
- 7- zone des plis P1 retournés
- 8- pistes

Commentaire:

Dans le sud des Mdkra, à M'Garto, les ondulations méridiennes à sub-méridiennes qui affectent les plis P1 et la trajectoire de la schistosité S1 ne peuvent correspondre qu'à une reprise par des plis P2 (NNW-SSE à N-S). La même remarque est valable dans le cas de Khatouat. En effet, il ne peut absolument pas s'agir de plis P1 qui sont arqués à l'origine du fait qu'ils épouseraient les limites du bassin comme cela a été admis jusqu'à maintenant.

3. Les plis P3 :

Les plis P3 sont d'orientation moyenne ENE-WSW, d'échelle décimétrique à hecto-métrique et montrent un plongement axial en grande partie dicté par le pendage des flancs des plis antérieurs qu'ils reprennent. Ils ne sont que rarement synschisteux (notamment dans le secteur de l'oued Khellata) et se rencontrent presque exclusivement dans le BSB (s.s) à l'ouest de la vallée de l'oued Grou où ils sont de plus en plus bien exprimés en direction de la marge occidentale de celui-ci à l'instar des plis P2. Leur répartition spatiale dans ces régions n'est pas homogène, ils sont surtout mal exprimés là où les traits structuraux sub E-W (hérités des plis P1 qui leur sont donc co-axiaux) sont épargnés par la reprise sub-méridienne. Ce fait ne serait-il pas à

l'origine de la discrétion et du mutisme des plis P3 dans le BBM à structuration sub E-W ? En effet, leur expression ne sera pas identifiée de celle des plis P1.

Précisons enfin que ces plis présentent un éventail de directions qui varie de NE-SW (N55) à ESE-WNW (N110) par perturbation locale et redistribution du champ de contraintes au niveau des plis P2 qui sont sollicités par la reprise (cf. chap. II.3).

B. LA STRUCTURATION DES BSB (s.s) - BBM ; CORRELATION ET EXTRAPOLATION

1. Principe de base :

Nos investigations à l'échelle des BSB (s.s)-BBM ont intéressé toutes les régions clés de ces deux bassins,

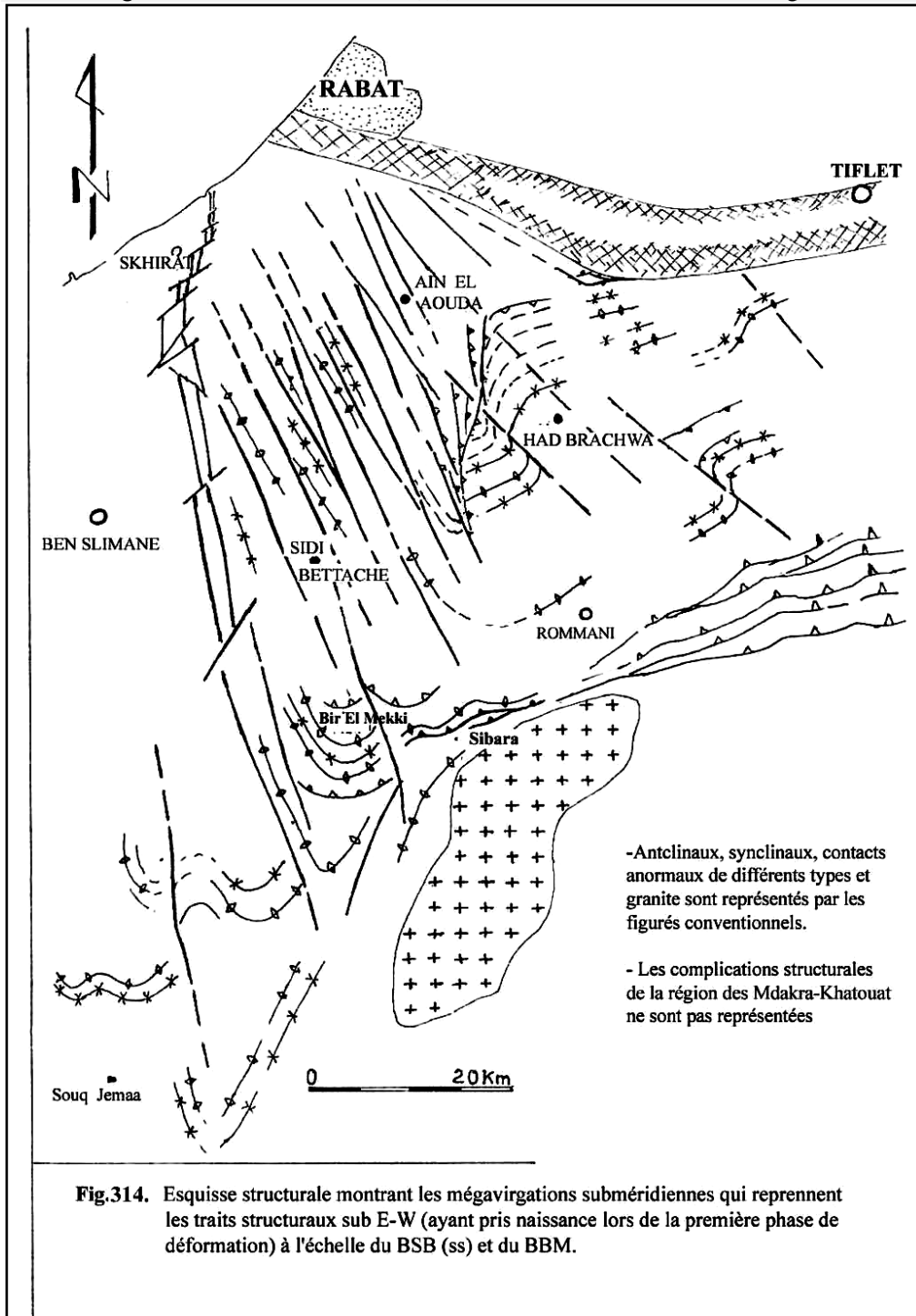


Fig.314. Esquisse structurale montrant les mégavirgations subméridiennes qui reprennent les traits structuraux sub E-W (ayant pris naissance lors de la première phase de déformation) à l'échelle du BSB (ss) et du BBM.

depuis Tiflet à l'est jusqu'à la vallée de l'oued Khellata à l'W, une dizaine de kilomètres à l'est de la ride de l'oued Cherrat qui constitue la marge ouest du BSB (s.s).

Par conséquent, les résultats obtenus sont indiscutablement représentatifs de l'ensemble de ces deux aires sédimentaires d'âge famennodinantien. De ce fait, les trois phases de plissement qui sont mises en évidence dans les régions étudiées sont à extrapoler avec toute sérénité à la marge occidentale du BSB (s.s) et à la région des Khatouat et

des Mdkra. Sur la base des nouvelles données, nous nous trouvons dans la légitimité scientifique de rediscuter des modalités de la structuration de ces parties du BSB (s.s) (marge ouest et coin sud-ouest) qu'avaient proposé nos prédécesseurs (Piqué, 1979- 1994 ; Fadli, 1990 ; Zahraoui, 1991). **Cette extrapolation part du fait que les événements géologiques au sein d'un même contexte orogénique sont corrélables entre eux positivement (présents) ou négativement (absents) ; c'est ce que nous appelons le « principe de l'identité ou de l'homogénéité structurale ».**

Fig.116 : Schémas interprétatifs du secteur étudié pendant l'orogénèse hercynienne.

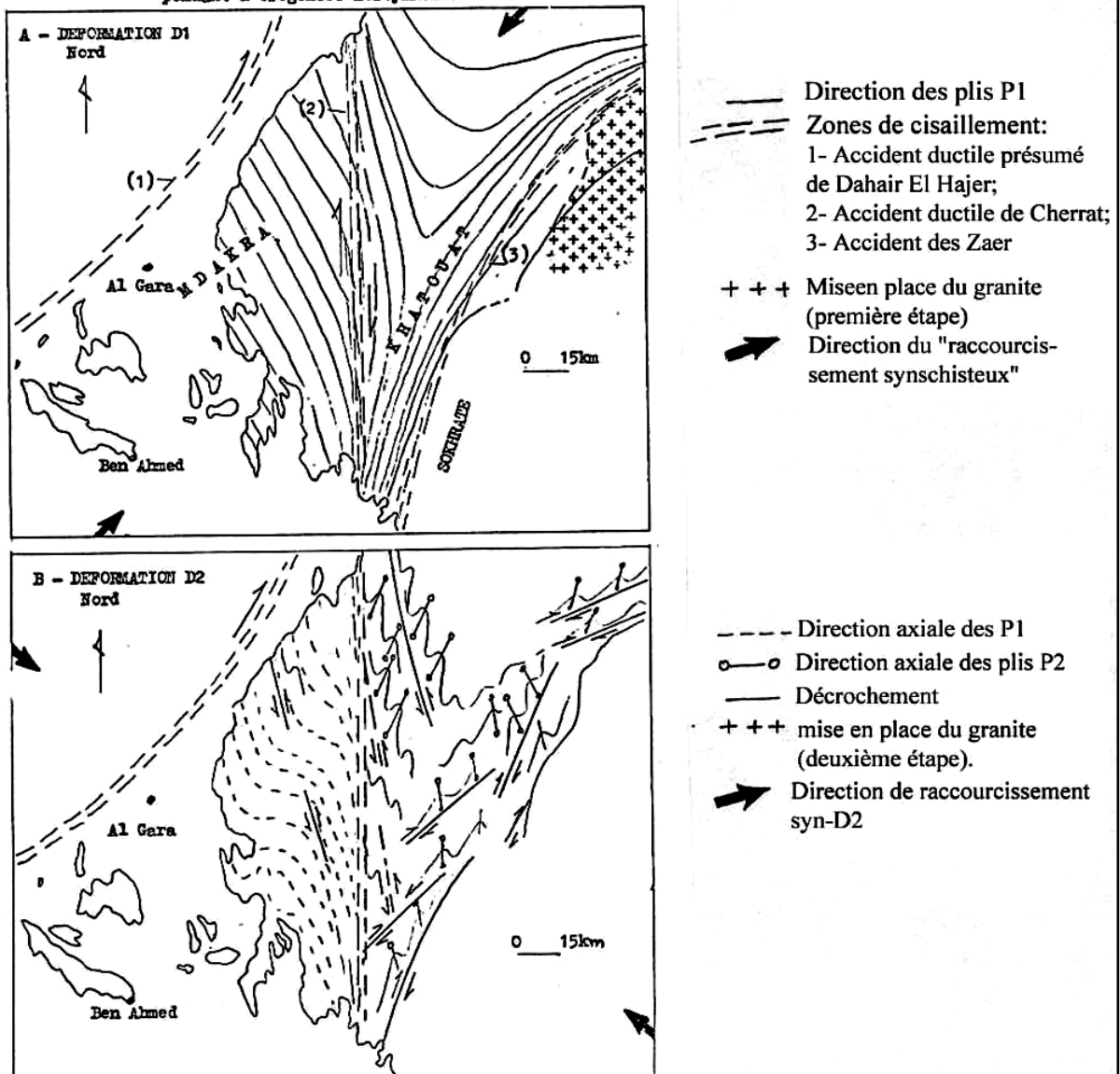


Fig.315. Schémas interprétatifs des secteurs des Mdakra-Khatouat (Fadli, 1990).

Commentaire:

Pour nous, les deux schémas sont l'expression d'un même événement tectonique. Les dits plis P1 (A) sont les plis P2 (mégavirgation) de premier ordre ayant repris des plis antérieurs; les dits plis P2 sont des plis P2 de deuxième ordre, des replis de flanc (flanc long/ flanc court) de la mégavirgation.

2. Structuration de la zone de l'oued Cherrat et des régions de Khatouat et des Mdakra.

Pour nos prédécesseurs, les plis et les traits structuraux sub-méridiens de la zone de Cherrat et les virgations de Khatouat (partie du "BSB" (s.s) comprise entre le Môle côtier et le Bloc des Zaer-Oulmès) (Fig. 313) seraient générés par la première phase de déformation qui a structuré les BSB (s.s) - BBM sous l'effet de la poussée du Bloc calédonien des Sehoul vers le sud. Or comme nous l'avons démontré (Lakhloufi et al, 2001 et ce travail), le poinçonnement des BSB (s.s) - BBM par le bloc septentrional est totalement exclu. En fait, c'est le poinçonnement par le Bloc de Zaer- Oulmès qui gère l'attitude des structures ENE- WSW qui sont engendrées par la première phase de déformation. Nous avons également établi que les traits structuraux sub-méridiens (NNW- SSE) dans le BSB (s.s) sont générés par la deuxième phase de déformation. Nous avons aussi montré que c'est cette deuxième phase tectonique qui est la cause du développement des grandes virgations (méga plis P2) à l'échelle des régions étudiées. De même, il a été établi que ces « méga plis » sont amples dans le BBM alors qu'ils sont de plus en plus vigoureux et « aigus » (de plus faible rayon de courbure) en direction du BSB (s.s) (Fig. 314 et 315).

A la lumière de toutes ces données, il apparaît évident que les virgations des Khatouat-Mdakra ne constituent alors qu'un cas de figure parmi les autres. Par conséquent, elles représentent indiscutablement l'expression d'une reprise sub-méridienne des traits structuraux sub E-W, antérieurs. Précisons que cette reprise a été écartée, par Piqué (1979) et ses successeurs (Fadli, 1990; Zahraoui, 1991 et Laamrani Elidrissi, 1993) pour deux raisons principales :

- la "virgation" de Khatouat présente un rayon de courbure plus petit du côté de « l'extrados » (sud) que du côté de l'intrados nord);
- la vergence vers le secteur sud des plis qui subissent la virgation.

Les deux arguments seraient alors en faveur de la naissance des plis arqués sous l'effet de la poussée du Bloc des Sehoul qui les aurait contraint à épouser les directions des blocs bordiers des BSB (s.s) - BBM.

Ainsi donc, si la réalité structurale de cette méga virgation que nous empruntons à nos prédécesseurs est indiscutable, le dispositif structural peut être conçu autrement dans la logique de nos données et de notre conception des choses. Tout d'abord, le fait que la virgation soit pincée du côté de « l'extrados » et non du côté « intrados » n'est pas un argument en faveur de son caractère originel ni de la présumée poussée depuis le nord. En effet, les plis qui subissent cette virgation occupent une aire du BSB (s.s) particulière par sa géométrie ; elle est limitée NNW-SSE du côté du Môle côtier et NNE-SSW du côté du Bloc des Zaer-Oulmès. Les limites de ces deux blocs convergent donc vers le sud pour dessiner une aire en coin ouvert vers le nord (Fig.315). Il est donc tout à fait concevable que lors du serrage ENE-WSW (deuxième phase de plissement) c'est le côté rétréci de ce coin qui sera le plus raccourci (espèce de pincée). Ce fait explique le petit rayon de courbure de l'extrados de cette virgation qui n'est donc autre qu'une reprise sub-méridienne des plis P1, sub E-W.

Par ailleurs, ce débat peut être facilement dépassé en jetant un coup d'oeil sur les précieuses données structurales de Fadli (1990). En effet, un simple examen du schéma structural des régions de Khatouat et des Mdakra (Fig.313) permet de constater la présence d'un train d'ondulations (virgations) méridiennes à NNW-SSE à concavité tournée alternativement vers le nord et vers le sud. Un tel schéma structural s'oppose radicalement à l'idée de plis P1 arqués qui naissent en moulant la forme en coin du "BSB" (s.s) sous l'effet d'une poussée venant du nord. Nous avons donc affaire à un exemple parlant d'une reprise de traits structuraux sub E-W (les plis P1 et la schistosité S1) par des plis subméridiens sous forme de grandes ondulations (plis P2 d'ordre supérieur) et de plis d'ordre inférieur (Fig. 314) qui sont ici

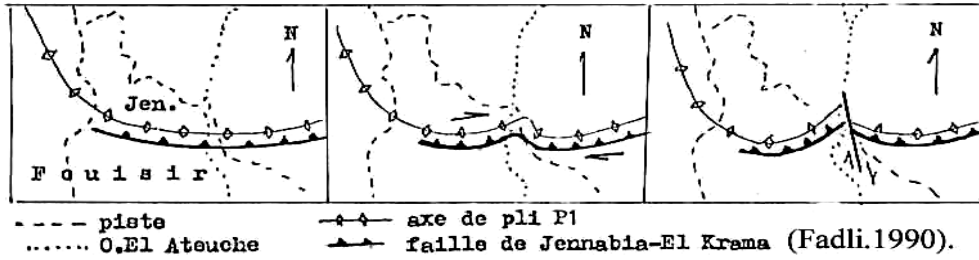


Fig. 316. Reprise subméridienne (par un plissement P2 d'ordre différent) d'un pli P1 d'échelle cartographique et de la "Faille de Jennabia-El Karma".

Remarque:

Nous écartons l'interprétation de Fadli (1990) où la reprise du pli P1 et de la Faille de Jennabia-El Karma résulterait du jeu décrochant dextre d'un accident NNW-SSE.

Schémas interprétatifs des plis retournés de la bande d'Al Mechroukat-Jbel Salaa. (Fadli, 1990).

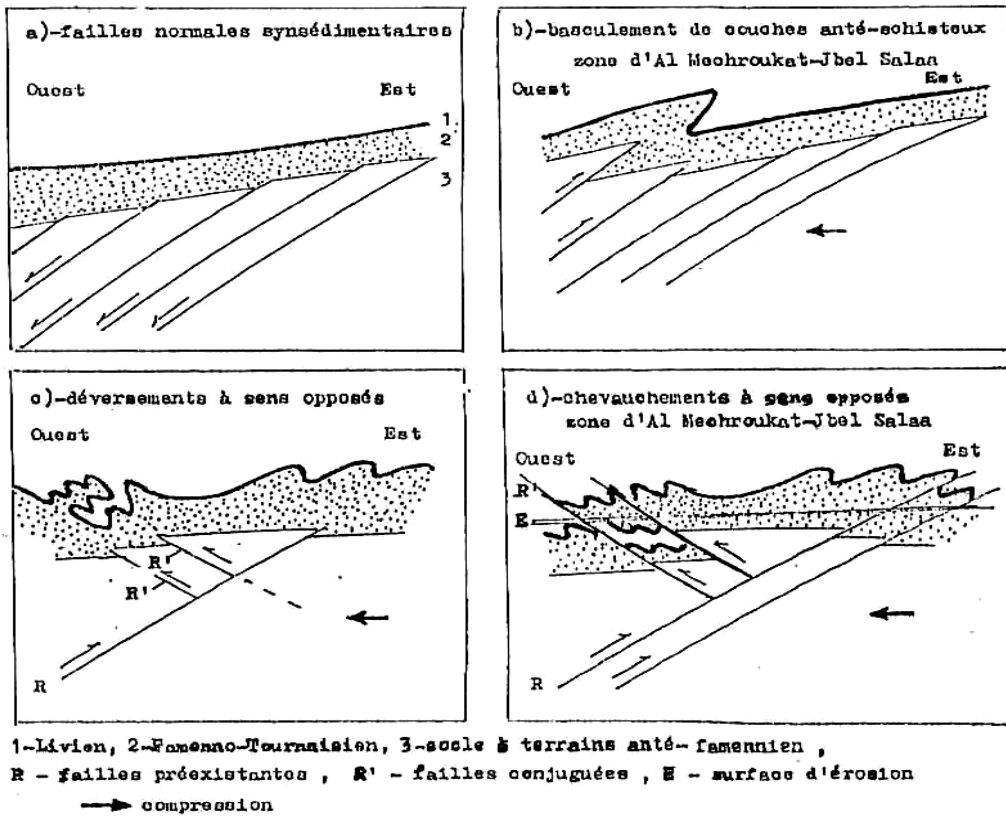


Fig. 317. Genèse des plis retournés (Fadli, 1990).

Remarque: L'auteur précise qu'un raccourcissement E-W est à l'origine de la naissance des plis retournés et des structures associées dans la région à l'W du granite de Zaer. C'est là manifestement les effets de notre deuxième phase de déformation.

des replis de flancs. Ces ondulations replissent également des accidents sub E-W tel que le cas de la Faille de Jennabia - El Krama (Fig.316; Fadli,1990) qui est replissée en même temps que l'Anticlinal d'El Krama. Si les failles arquées à concavité tournée vers le nord auraient une origine primaire, elles présenteraient un recouvrement maximal au niveau du maximum de courbure, nul vers les extrémités (points fixes); on aurait alors des assises tectoniques en forme de langues qui chevaucheraient vers le sud. Néanmoins, une telle géométrie n'est pas connue dans l'état actuel des connaissances de cette région.

Enfin, d'autres aspects du dispositif structural décrit par Fadli (1990) au niveau des Khatouat sont loin d'être compatibles avec la présumée poussée subméridienne. En effet, l'auteur fait part tout au long de la limite NNE-SSW du Bloc des Zaer- Oulmès d'une couverture famenno- dinantienne à structuration complexe. La déformation y engendre des chevauchements et des rétro- chevauchements, des plis couchés et des « plis retournés » (Fig.317). Une telle structuration ne peut qu'être parfaitement compatible avec l'écrasement de la région de Khatouat entre les blocs oriental et occidental lors du serrage sub- équatorial que nous préconisons. En passant d'ENE-WSW à ESE-WNW (N 105) (cf. 2^{ème} phase de plissement), lors d'une rotation horaire, il prend en étai la région des Mdakra -Khatouat qui se trouve sévèrement raccourci.

II. STRUCTURATION DES BLOCS BORDIERS MERIDIONAL ET OCCIDENTAL

A. STRUCTURATION DU BLOC DES ZAER- OULMES (BLOC MERIDIONAL).

1. Etat des connaissances :

Notre objectif n'est pas d'aborder ce sujet en détail ; ce qui nous intéresse ici c'est la disposition des traits structuraux majeurs au niveau de ce bloc. Pour cela nous nous référons au schéma structural de Leckwidge et al (1955) qui a été complété et précisé par Cailleux (1976, 1978 et 1981) et Bensahel 2001 (Fig.318). Ce document montre que le Bloc des Zaer-Oulmès a été structuré par des anticlinaux et des synclinaux de grande ampleur, orientés globalement NE-SW à ENE-WSW. Abstraction faite de leur vergence vers le SE (compatible avec notre conception des modalités de la structuration du BBM et du BSB (s.s) lors de la première phase de déformation (Lakhloufi et al. 2001 et ce travail), ces plis sont affectés par des virgations sub-méridiennes, amples, qui sont en partie à l'origine de leur réorientation NE-SW.

2. Interprétation, corrélations et extrapolation :

Les cas de figures des ondulations sub-méridiennes (NNW-SSE) qui affectent les plis « sub E-W » du Bloc des Zaer-Oulmès sont similaires à ceux mis en évidence au niveau du BBM (telle dans la région d'Had Brachwa). Nous avons donc affaire à un dispositif structural où des plis P1, généralement sub E-W, sont repris par des plis P2, subméridiens.

Par ailleurs, abstraction faite des virgations sub-méridiennes, les plis P1 au niveau du Bloc des Zaer-Oulmès sont plus dirigés NE-SW (~N55) que ENE-WSW et sont de ce fait disposés d'une manière légèrement oblique par rapport aux P1 au niveau du BBM au nord de ce bloc. Y a-t-il eu déviation des contraintes de part et d'autre du contact entre le Bloc des Zaer-Oulmès et le BBM ? Nous pensons que ce fait serait en grande partie dû à la rotation anti-horaire qu'a effectué ce bloc en poinçonnant le bassin vers le nord (cf. avant).

Sur un autre plan, le document (Fig.314) permet de préciser la relation entre le granite de Zaer et les deux premières phases de plissement. **En effet, on peut en déduire de ce document cartographique que la mise en place du granite est postérieure à la reprise subméridienne ; le batholite granitique de Zaer perce une vigoureuse ondulation sub-méridienne affectant le méga anticlinal le plus septentrional du Bloc des Zaer-Oulmès.** Il s'agit donc d'un fait inouï qui consiste en la fossilisation de la reprise sub-méridienne (deuxième phase de plissement) par un objet

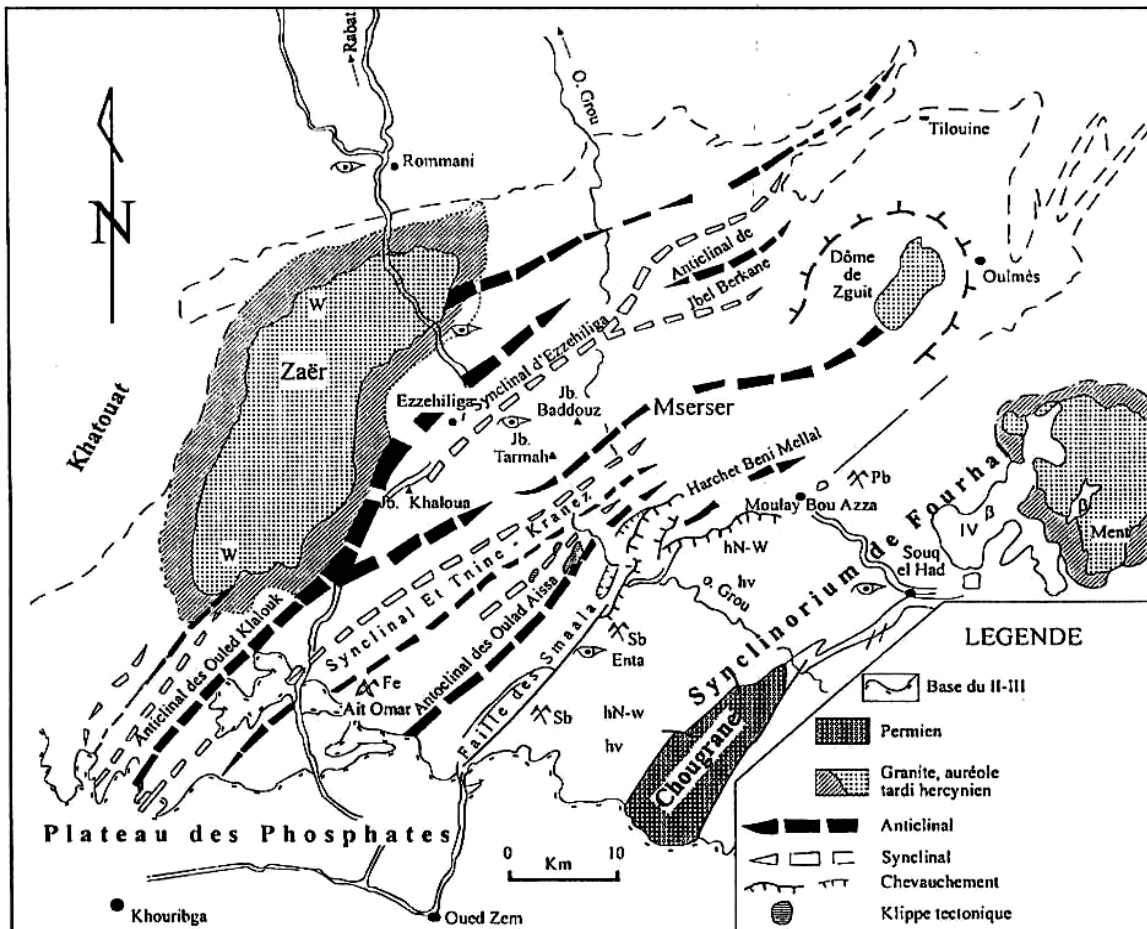


Fig.318. Principaux traits structuraux de la partie NW du Maroc Central. (d'après Van Leckwijck et al. 1955 ; Cailleux, 1976, 1978, 1981) modifié par Bensahal (2001).

Les mégaplis (Anticline d'Oulad Melouk,...) qui structurent le bloc des Zaër - Oulmès sont dirigés grosso modo ENE-WSW sauf dans le coin sud-ouest de celui-ci où ils sont dirigés NE-SW. Ces mégaplis sont affectés d'amples ondulations subméridiennes (NNW-SSE). Ces ondulations se montrent plus vigoureuses à l'approche de l'emplacement des batholites granitiques de Zaër et d'Oulmès, preuve d'une certaine ductilité des terrains sous l'effet de la chaleur qui accompagne la mise en place de ces corps magmatiques.

géologique qui est daté radio métriquement. Ce précieux élément de chronologie absolue nous permet alors de fixer un âge « plafond » antérieurement auquel se sont déroulées les deux phases de plissement. Le granite de Zaër a un âge « plancher » de mise en place de 303 +/-13Ma (Mrini, 1985) qui correspond sur l'échelle des temps géologiques d'Odin (1994) au Westphalien terminal (Moscovien). Ce repère géochronologique permet donc d'étalonner et de recentrer le calendrier des événements hercyniens post-viséens. Par ailleurs, ce fait montre que le granite de Zaër s'est mis en place postérieurement aux phases compressives majeures qui ont structuré ce segment de l'orogène

hercynien marocain. La mise en place s'est effectuée donc après relâchement des contraintes et non lors des phases de la structuration majeure comme le pense Diot (1989).

Cependant, le calage « relativo-absolu » que nous venons d'établir peut être remis en cause si la forme arquée du granite de Zaer - qui est superposable à celle de l'anticlinal qu'il perce- serait elle même générée par la reprise subméridienne. Dans ce cas, l'âge "plafond" de 303 Ma (Westphalien terminal) serait celui de la première phase de déformation. Néanmoins, ce cas de figure reste peu vraisemblable vu le télescopage de la deuxième phase de plissement et de la sédimentation d'âge westphalien C-D (Bassin de sidi Kassem). D'autre part, tordre un tel batholite granitique de la sorte exigerait des forces tectoniques colossales aux implications structurales conséquentes.

Enfin ce calage des deux principaux événements tectoniques par rapport à la mise en place du granite de Zaer va nous permettre de préciser la chronologie du fonctionnement de la Zone de Cisaillement Nord Mesétienne (NMSZ) (cf. ci-après).

B. STRUCTURATION DU MOLE COTIER.

1. Etat des connaissances :

Gigout (1951) y cartographie des structures plicatives d'ampleur plurikilométrique d'orientation globale méridienne à sub-méridienne (Fig.319), faiblement dissymétriques, de vergence ouest. D'El Jadida à Casablanca, les plis sont N-S à N10 (Anticlinal d'El Jadida, Synclinorium de Casa et le Synclinal d'Imfout). A l'est de Casablanca le schéma montre des plis NNE-SSW qui se réorientent N-S au niveau de la côte (cas de l'Anticlinal de Bouznika, le Synclinal de l'oued Hamira,...).

Par ailleurs, les levés cartographiques et l'analyse tectonique qui ont été effectués par Laamrani Elidrissi (1993) dans la région de Skhirat- Bouznika (Fig.320) montrent un domaine structural compartimenté. Deux zones structurales peuvent être distinguées :

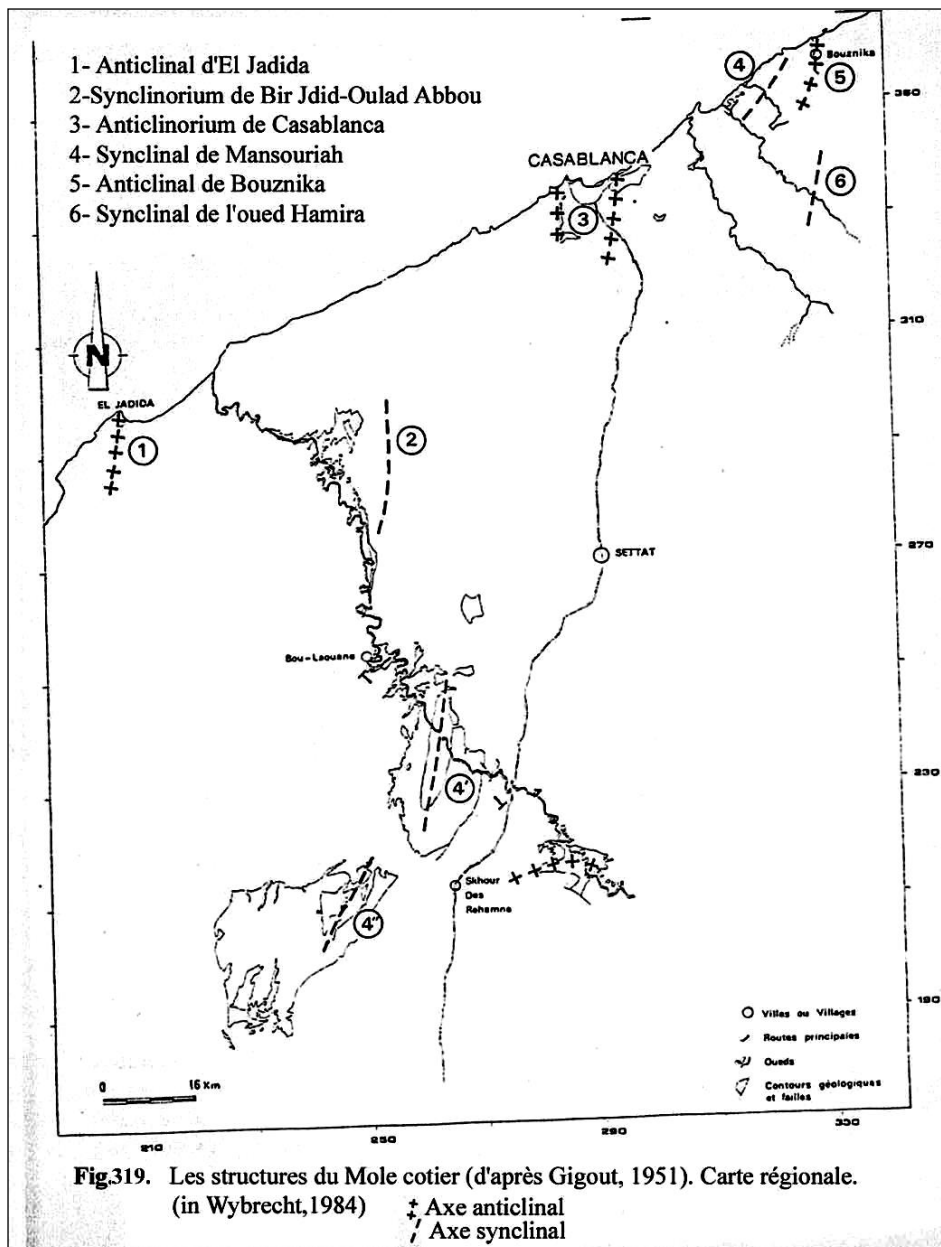
- une zone tout à fait occidentale, à l'W de Bouznika, qui se caractérise par des plis synschisteux méridiens à sub-méridiens qui passent vers le sud, à l'approche de la « Faille de Tamda » à une direction NNE-SSW (crochon dextre !).

- une zone qui est axée sur Bouznika et Skhirat et qui correspond à une large bande qui est centrée sur la « Faille d'El Haj Thami » et cadrée par les failles de Tamda à l'W et de Skhirat à l'E. La bande de terrains qui est comprise entre la « Faille de Tamda » et celle « d'El Haj Thami » peut servir d'exemple à l'illustration de la variation graduelle de la direction de la schistosité dite S1 et donc des plis eux même. Ainsi, au nord de Bouznika, la schistosité est dirigée N-S à NNE-SSW alors qu'au sud-ouest de cette ville elle passe à NE- SW avant de redevenir, localement, sub-méridienne. La schistosité décrit donc une double torsion qui est symptomatique d'une bande de cisaillement ductile dextre ; c'est la bande de Bouznika qui est comprise entre les failles de Tamda et d'El Haj Thami.

- une large zone, à l'E de la Faille de Bouznika –Ben Slimane et qui est axée sur la ride de Cherrat où la dite schistosité S1 et de direction manifeste NNW-SSE. Il ressort donc clairement qu'au niveau du Môle côtier les directions structurales (plis et schistosité) qui seraient générées par la première phase de déformation sont méridiennes à subméridiennes. Elles ne se réorientent NE-SW qu'à l'approche de sa marge nord orientale sous l'effet du jeu de larges couloirs de cisaillement ductiles NE-SW, dextres. Ce fait a été souligné par Laamrani Elidrissi (1993).

2. L'âge relatif du plissement synschisteux du Môle côtier dans les travaux antérieurs.

C'est avec Cailleux et al (1983) qui se sont intéressés à la partie septentrionale de la zone de l'oued Cherrat que le problème de la chronologie relative de la structuration du BSB (s.s) et



du BBM (zone orogénique externe) et du Môle côtier (avant pays occidental) a été abordé. Ces auteurs décrivent des plis N160-N170 tout à fait au nord de la zone de l'oued Cherrat et les mettent sur le compte d'une déformation qui serait postérieure à la phase qui est à l'origine des « plis P2 » de Cherrat que Chalouan (1977) avait décrit. Pour Cailleux et al (1983), les plis synschisteux (de la zone de Rhebar (Môle côtier)) sont contemporains du fonctionnement dextre, ductile, du système de failles NE-SW de Rhebar. Hormis cette conception différente des choses, tous les auteurs hercynologiques (Piqué, 1979-1994 ;

Wybrecht, 1984 ; Fadli, 1990 ; Zahraoui, 1991 ; Laamrani Elidrissi, 1993 ; El Attari 2001) considèrent que la structuration du Môle côtier serait déroulée lors de la première phase de déformation. Il s'agirait de plis P1 subméridiens que ces différents auteurs ont tenté de concilier du point de vue direction axiale avec ceux du BBM sub E-W. Diverses modalités ont alors été envisagées pour tenter d'expliquer l'important écart dans les directions structurales entre le Môle côtier et le BBM et au sein de ce dernier et du BSB (s.s).

Pour Zahraoui (1991), le plissement synschisteux du Môle côtier serait contemporain du plissement P1 de la zone de Cherrat, donc du BSB (s.s) et du BBM. Fadli (1990) considère lui aussi que le plissement du Môle côtier serait contemporain de celui du BSB (s.s) et du BBM et aurait pris naissance sous l'action de deux champs de contrainte avec des « axes compressifs » presque orthogonaux. Le Môle côtier aurait été structuré lors d'un serrage WNW-ESE. Cette même conception des choses est partagée par Laamrani Elidrissi (1993).

Outre les présumés plis P1 synschisteux de direction NE-SW à NNE-SSW du Môle côtier, Laamrani Elidrissi (1993) y décrit et caractérise une « deuxième phase » de plissement synschisteuse qui serait bien caractérisée au niveau des vallées des oueds Cherrat et Yquem. Sauf localement, à l'E de Bouznika où la direction de la présumée S2 serait NW-SE à NNE-SSW, dans le reste de la région, notamment au niveau de

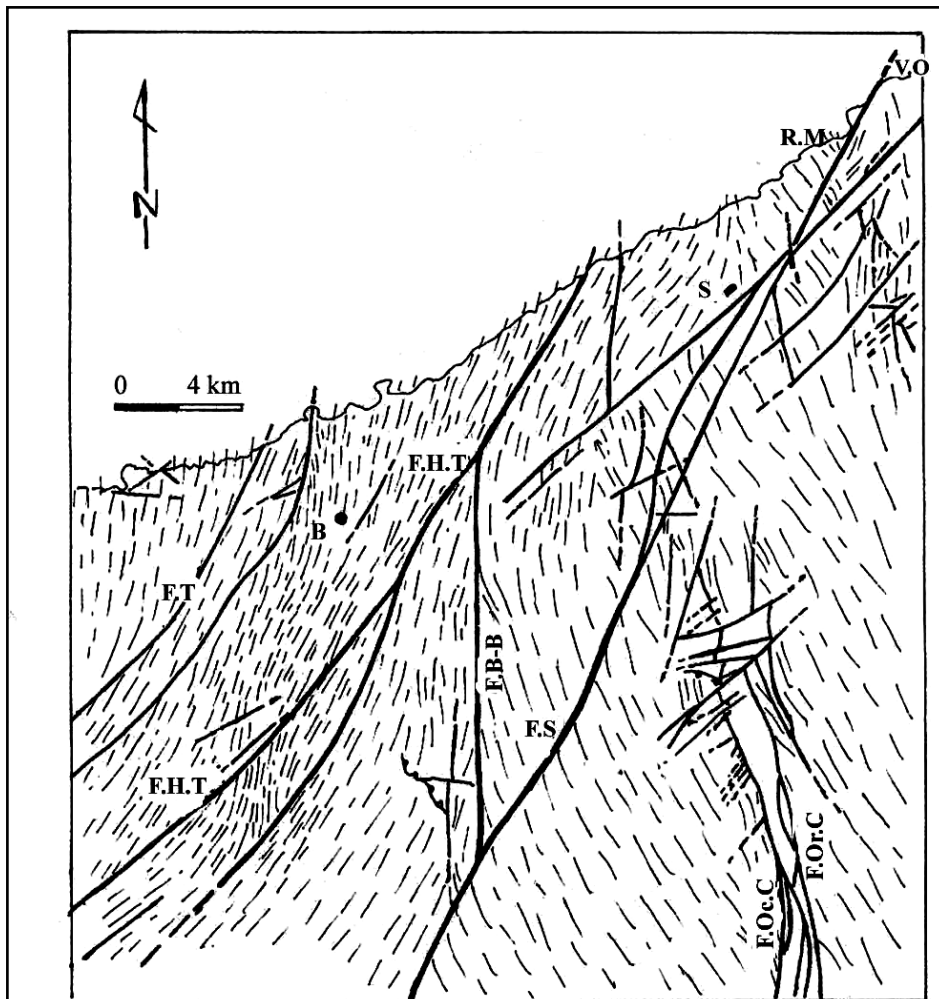


Fig. 320. Carte synthétique des trajectoires de la schistosité "S1" dans la région de Bouznika - Ben Slimane en relation avec les directions des "plans de failles régionales" (Laamrani Elidrissi, 1993).

B- Bouznika; S- Skhirat; R.M- Rose Marée (plage); V.O- Val d'Or. F.T- Faille de Tamda; F.H.T- Faille d'El Haj Thami; F.B.B- Faille de Bouznika - Ben Slimane; F.S- Faille de Skhirat; F.Oc.C- Faille Occidentale de Cherrat; F.Or.C- Faille Orientale de Cherrat.

REMARQUE: *A l'Est de la faille de Skhirat la schistosité est systématiquement dirigée NNW-SSE. Sa trajectoire se perturbe dans la zone faillée comprise entre la faille de Skhirat à l'E et la Faille de Tamda à l'W. A l'W de cette dernière, elle reprend sa direction méridienne à NNW-SSE.*

la vallée de l'oued Yquem la dite S2 et les axes des présumés plis P2 sont constamment dirigés E-W à sub E-W (ENE-WSW à ESE-WNW).

Quelle est alors la réponse apportée par les nouvelles données à l'échelle du BSB (s.s) et du BBM à la question de la chronologie relative des différents événements tectoniques à l'échelle de l'ensemble de la région (BBM - BSB (s.s) et Môle côtier ?

3. Chronologie relative des phases plicatives à l'échelle du BSB (s.s) et du BBM et du Môle côtier : réinterprétation à la lumière des nouvelles données.

La direction du présumé plissement P1 synschisteux au niveau du Môle côtier est généralement

méridienne (N-S à NNE-SSW voire NNW-SSE à l'E de la Faille de Bouznika -Ben Slimane) loin des grands couloirs de cisaillement ductiles NE-SW. Il ne peut donc s'agir de plis sub E-W que génère la première phase de déformation au niveau du BSB et du BBM et du Bloc des Zaer Oulmès. Sachant également qu'au sein du BSB (s.s) et du BBM, la direction structurale subméridienne est clairement identifiée comme étant dictée par la deuxième phase de déformation qui engendre des plis à caractère synschisteux de plus en plus prononcé en direction de la limite occidentale du BSB(s.s). Partant de ces deux faits indéniables, il est alors tout à fait évident et certain que les présumés plis P1 synschisteux du Môle côtier soient les contemporains et les équivalents des plis P2 du BSB (s.s) et du BBM et du Bloc des Zaer- Oulmès.

Ainsi donc et en l'absence de tout indice d'un plissement P1, sub E-W, niveau du Môle côtier comme cela ressort des données bibliographiques, il est clair que ce bloc occidental («avant pays » occidental de la chaîne hercynienne) se trouvait hors de la portée du serrage hercynien NNW-SSE à

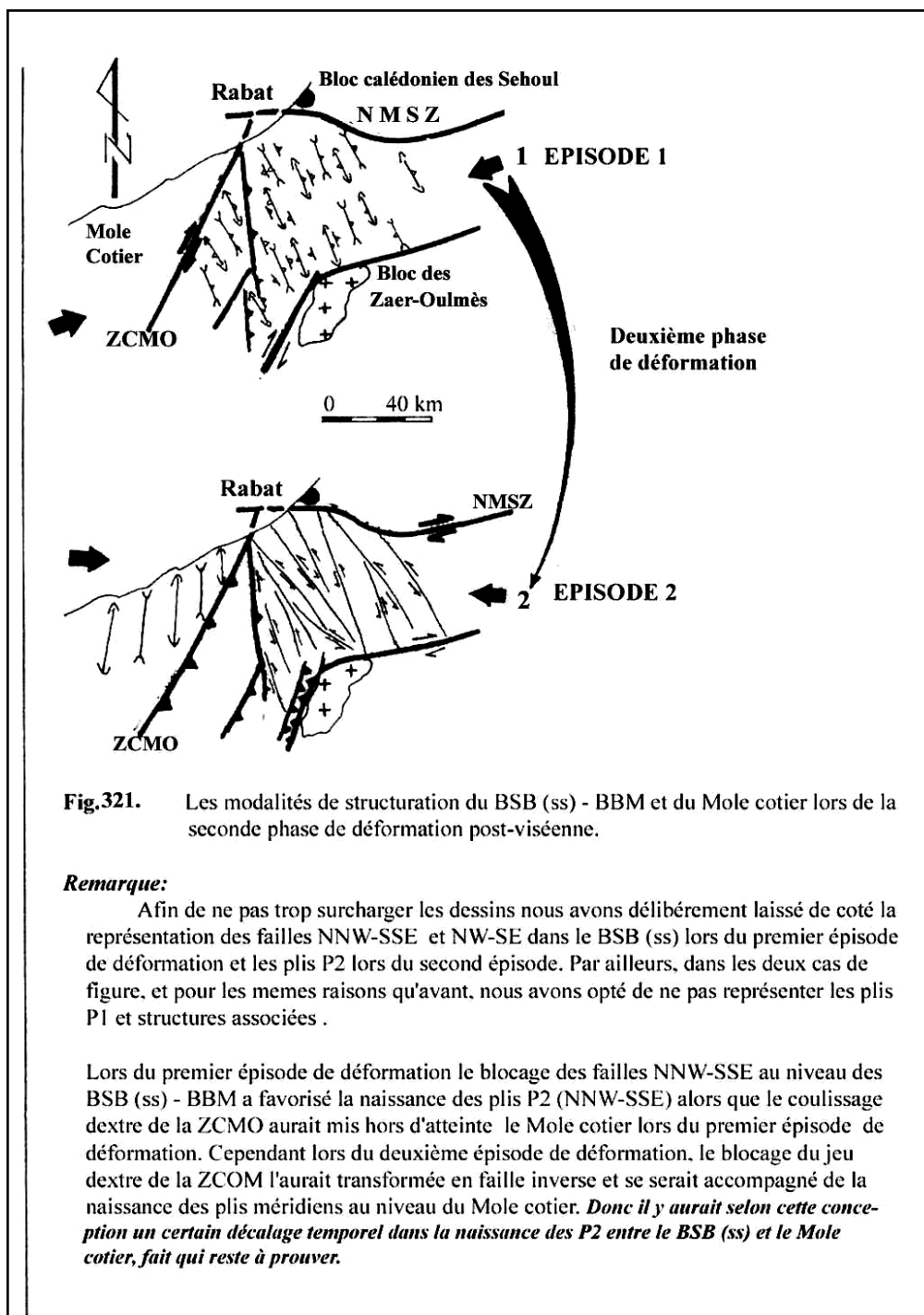


Fig.321. Les modalités de structuration du BSB (ss) - BBM et du Môle côtier lors de la seconde phase de déformation post-viséenne.

Remarque:

Afin de ne pas trop surcharger les dessins nous avons délibérément laissé de côté la représentation des failles NNW-SSE et NW-SE dans le BSB (ss) lors du premier épisode de déformation et les plis P2 lors du second épisode. Par ailleurs, dans les deux cas de figure, et pour les mêmes raisons qu'avant, nous avons opté de ne pas représenter les plis P1 et structures associées.

Lors du premier épisode de déformation le blocage des failles NNW-SSE au niveau des BSB (ss) - BBM a favorisé la naissance des plis P2 (NNW-SSE) alors que le coulisage dextre de la ZCMO aurait mis hors d'atteinte le Môle côtier lors du premier épisode de déformation. Cependant lors du deuxième épisode de déformation, le blocage du jeu dextre de la ZCOM l'aurait transformée en faille inverse et se serait accompagné de la naissance des plis méridiens au niveau du Môle côtier. *Donc il y aurait selon cette conception un certain décalage temporel dans la naissance des P2 entre le BSB (ss) et le Môle côtier, fait qui reste à prouver.*

NW-SE (1^{ère} phase de déformation) qui a structuré le reste de la Mesta occidentale. Ce n'est que lors de la 2^{ème} phase de déformation que la Meseta côtière (Môle côtier) a été « atteinte par l'onde orogénique hercynienne ». Ce n'est donc que lorsque le serrage passe de la direction ENE-WSW à celle E-W à N105 (suite à une " rotation horaire" du serrage (Lakhloufi, 1988 et ce travail)) que le Bloc Côtier serait pris dans l'étau de la tectogenèse hercynienne. En effet, lors du serrage ENE-WSW générateur des plis P2, la ZCMO dirigée globalement

NNE-SSW va jouer en décrochement dextre et «absorbe» de ce fait la propagation de l'onde orogénique. Ce n'est qu'après que le serrage (ou le bâti ?) subisse une rotation horaire le ramenant à une direction E-W à ESE-WNW que les plis auraient pris naissance au niveau du Môle côtier (Fig.321). La "S2" et les plis "P2" dirigés E-W à sub- E-W (Laamrani Elidrisi, 1993) au niveau des vallées des oueds Cherrat et Yquem sont clairement identifiable aux plis P3 éventuellement synschisteux bien établis au niveau du BSB (s.s).

Pourquoi le Môle côtier est resté alors hors de la portée du champ du serrage NNW-SSE à NW-SE qui a structuré le BSB (s.s) et le BBM (en particulier les régions centrale et orientale) et le Bloc des Zaer- Oulmès ?. Pour apporter les éléments de réponse à cette question nous allons puiser dans la banque des nouvelles données et celles bibliographiques.

Nous retenons de notre travail à l'échelle du BBM et du BSB (s.s) que :

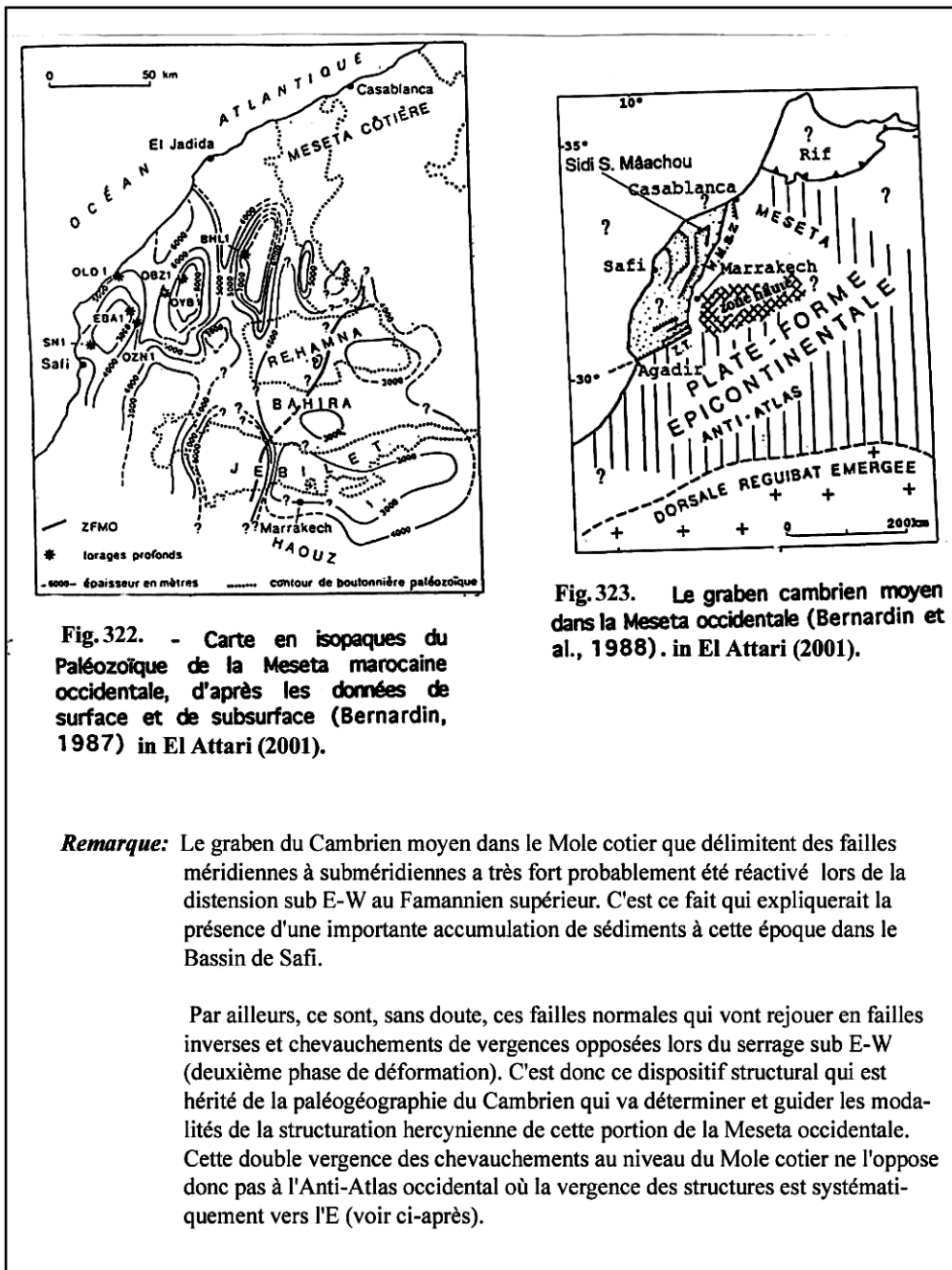


Fig. 322. - Carte en isopaques du Paléozoïque de la Meseta marocaine occidentale, d'après les données de surface et de subsurface (Bernardin, 1987) in El Attari (2001).

Fig. 323. Le graben cambrien moyen dans la Meseta occidentale (Bernardin et al., 1988). in El Attari (2001).

Remarque: Le graben du Cambrien moyen dans le Mole cotier que délimitent des failles méridiennes à subméridiennes a très fort probablement été réactivé lors de la distension sub E-W au Famannien supérieur. C'est ce fait qui expliquerait la présence d'une importante accumulation de sédiments à cette époque dans le Bassin de Safi.

Par ailleurs, ce sont, sans doute, ces failles normales qui vont rejouer en failles inverses et chevauchements de vergences opposées lors du serrage sub E-W (deuxième phase de déformation). C'est donc ce dispositif structural qui est hérité de la paléogéographie du Cambrien qui va déterminer et guider les modalités de la structuration hercynienne de cette portion de la Meseta occidentale. Cette double vergence des chevauchements au niveau du Mole cotier ne l'oppose donc pas à l'Anti-Atlas occidental où la vergence des structures est systématiquement vers l'E (voir ci-après).

fractures sub E-W, perpendiculaires au champ de raccourcissement NNW-SSE puis NW-SE) qui va concentrer le maximum de déformation (phase majeure) qu'autorise l'intensité du serrage (plis P1: ENE-WSW, synschisteux ou non) alors que le BSB(s.s), (aux fractures NNW-SSE à NW-SE qui a été fragilisée par la distension sub E-W depuis le Famennien supérieur au Viséen inférieur) ne sera que faiblement raccourci lors de cette phase de déformation ,

- lors de la seconde phase plicative subméridienne (serrage ENE-WSW puis ESE-WNW, l'intensité de la déformation augmentait d'E en W, en direction de la marge occidentale du BSB (s.s) (plis synschisteux NNW - SSE) ; ce fait s'explique par l'orientation favorable du champ de raccourcissement par rapport à ce bassin qui est resté fragilisé par les fractures subméridiennes (Fig.321).

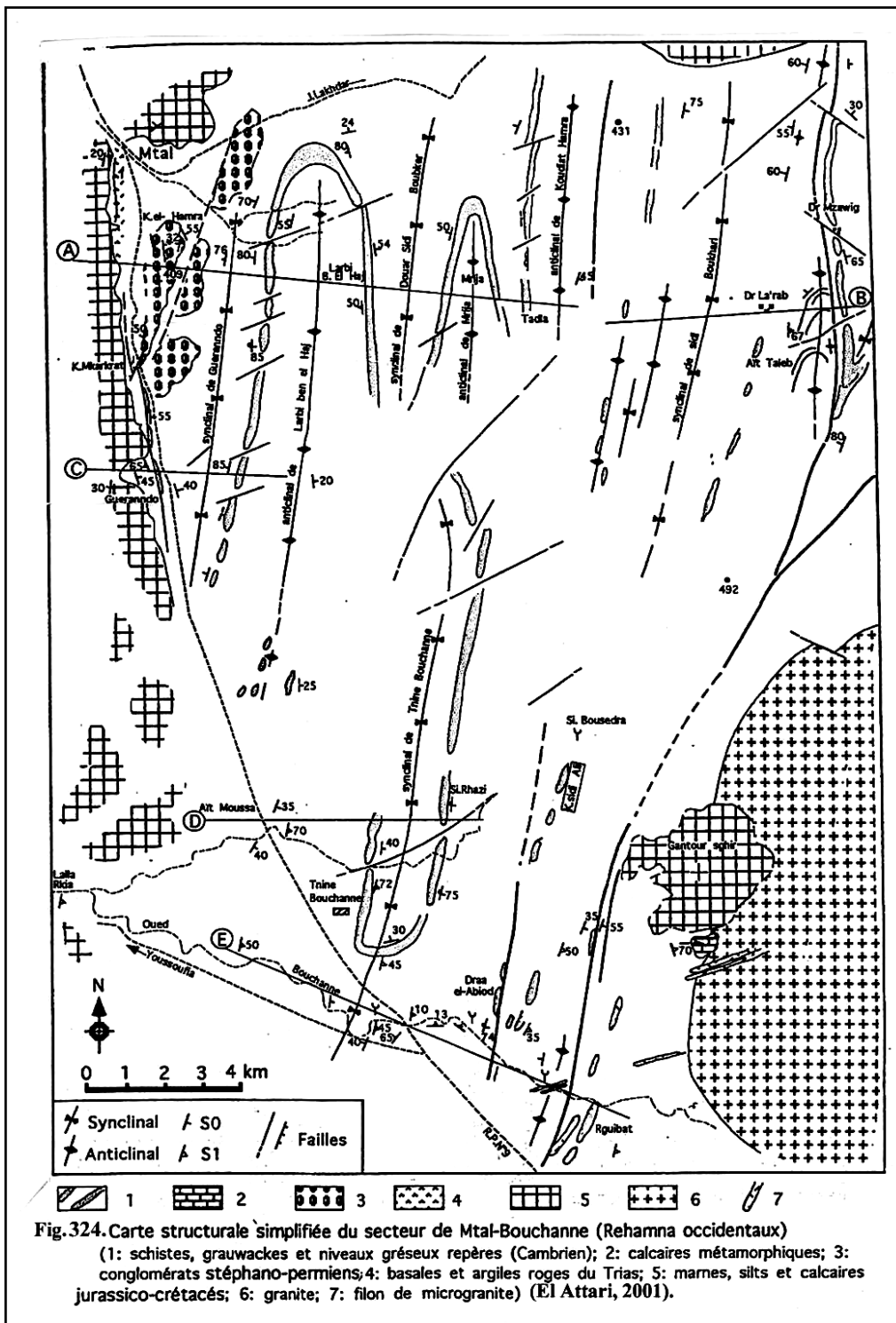
- le BSB (s.s) est haché par des fractures (NNW-SSE) à NW-SE qui ont contrôlé la sédimentation au cours du Famennien - Viséen inférieur et la mise en place du magmatisme basique connu dans ce bassin ; celles-ci ont également façonné le paysage structural du BSB (s.s) lors de la structuration de celui-ci (couloirs de cisaillement ductiles et multiples rejeux cassants tardifs) ;

- le BBM est fracturé sub E-W et a fonctionné en tant bassin au Viséen moyen-Viséen supérieur ;

- lors de la première phase de structuration, c'est surtout le BBM (aux

4. Qu'est ce qu'il en est du Môle côtier ?

- Jusqu'à nos jours, les données bibliographiques ne font état d'aucune structuration sub E-W au niveau du Môle côtier, fait qui prouve alors que ce bloc est resté en dehors de l'effet plicatif du serrage NNW-SSE (1^{ère} phase de déformation) ;



- On sait que le Môle côtier représente le bloc bordier occidental du BSB (s.s) et qu'il hérite d'une fracturation distensive NW-SE à NNE-SSW d'âge cambrien moyen (et peut être également d'âge dévonien) qui a contrôlé la sédimentation dans les grabens ouest mesetiens (Bernardin et al, 1988) (Fig. 322). Le Môle côtier a été donc, lui aussi, fragilisé par une distension sub E-W au Cambrien moyen (Fig. 323) et par l'installation au Dévonien supérieur (du Frasnien au Famennien) d'une aire sédimentaire à l'ouest de la

« ride d'Imfout » (Gigout, 1951 ; Hollard, 1967 ; Barbu, 1977 ; Ben Bouziane, 1995). Selon El Attari (2001). Cette distension serait contrôlée par le rejeu d'anciennes failles dont notamment celles ayant joué au Cambrien et à l'Ordovicien. Ainsi donc, les effets des régimes distensifs successifs qui se sont succédés au niveau du bloc côtier ne seront tout à fait contrecarrés et contrariés que lors de la seconde phase de déformation et ce

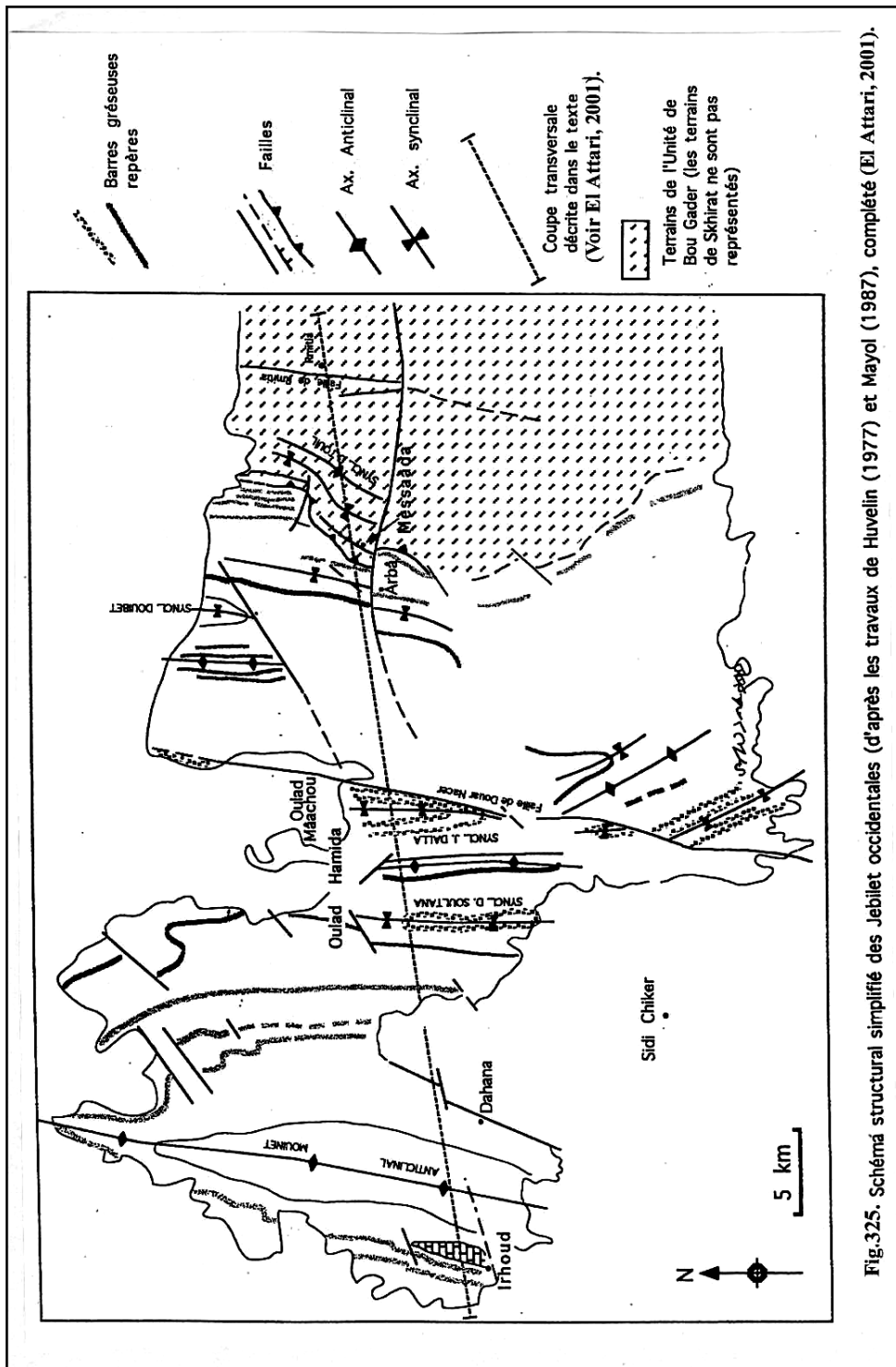


Fig.325. Schéma structural simplifié des Jebilet occidentales (d'après les travaux de Huvelin (1977) et Mayol (1987), complété (El Attari, 2001).

les traits structuraux majeurs en direction du sud au niveau des Rehamna et des Jbilet occidentaux (Fig. 324 et 325) (marge orientale du Môle côtier) comme l'a bien argumenté El Attari (2001). Ces plis synschisteux ou non et les accidents sub-méridiens associés sont globalement de vergence ouest (Fig. 319 et 324). On retient alors la distinction du Môle côtier par son identité structurale bien qu'il présente des traits communs avec le BSB (s.s). Bien que ces deux zones structurales soient plissées NNW-SSE à N-S voire NNE-SSE, il semble quasi certain que les plis N-S au niveau du Môle côtier soient nés lors de l'épisode 2 de la deuxième phase (c. f. avant) alors que ceux NNW-SSE au niveau du BSB (s.s) le sont lors de la première épisode (Fig.321).

antérieurement au Westphalien terminal. Avec une telle organisation structurale, le Môle côtier est presque similaire au BSB (s.s). Le bloc bordier se trouvait lui aussi dans une "posture" structurale défavorable à l'action du serrage NNW-SSE à NW-SE qui a surtout structuré le BBM et le Bloc de Zaer-Oulmès. L'intense fracturation sub-méridienne du BSB (s.s) a joué l'effet de cran face à l'extension vers l'W de la déformation qu'a engendré la première phase tectonique. Ce fait était certainement renforcé par la présence de la ZCMO (NNE-SSW) qui aurait joué en sénestre ? (Fig.321). Les plis N-S à NNE-SSW, synschisteux ou non du nord du Môle côtier constituent aussi

C. CONCLUSION :

Suite à cette mise au point synthétique, nous avons pu réunir les éléments disparates du puzzle structural de la Meseta occidentale septentrionale et montrer l'harmonie de fonctionnement qui régit l'évolution structurale de ces éléments. Deux aspects majeurs des traits structuraux viennent d'être clairement précisés. Le premier aspect concerne la connaissance des entités structurales ayant enregistré les deux principales phases de déformation qui sont mises en évidence dans ce travail (le "BSB (s.s) et le BBM" ainsi que le Bloc de Zaer Oulmès) et celles ayant été structurées uniquement à partir de la deuxième phase (Môle côtier). Le second aspect est relatif à la précision de l'âge relatif de ces deux phases de déformation par rapport à l'âge absolu de mise en place du granite de Zaer qui est de 303 +/- 13 Ma. Les deux événements tectoniques majeurs se sont déroulés donc antérieurement au Westphalien terminal.

Nous disposons désormais d'une pièce d'identité- d'un portrait robot- de ce qui devrait être recherché dans le reste du domaine orogénique hercynien du moins dans les régions limitrophes de ces segments clés de l'orogène hercynien marocain. L'image d'une tache d'huile qui diffuse dans un buvard donne une idée sur la portée des nouvelles données à l'échelle du domaine mesetien voire aussi celui même anti-atlasique.

Néanmoins, avant de procéder à des corrélations et des extrapolations à une échelle plus grande, nous allons tout d'abord préciser la chronologie relative des principaux événements tectoniques qui se sont succédés au niveau de la North Mesetian Shear Zone (NMSZ) à la lumière de toutes les données disponibles.

III. NORTH MESETIAN SHEAR ZONE (ZONE DE CISAILLEMENT NORD MESETIENNE) : CHRONOLOGIE RELATIVE DES EVENEMENTS TECTONIQUES MAJEURS.

Comme nous l'avons vu (Lakhloufi et al, à paraître et ce travail), la zone paléozoïque de Rabat -Tiflet (limite nord du BSB (s.s) et du BBM et du domaine mesetien occidental) est restée peu connue du point de vue événements tectoniques et mal caractérisée en ce qui concerne la chronologie relative des ces phénomènes. Suite à nos travaux, nous avons pu arrêter un certain nombre d'événements structuraux majeurs et nous avons pu établir leur chronologie relative les uns par rapport aux autres, mais il restait à les caler par rapport à un éventuel repère chronoradiométrique ou tout autre repère qui permettrait de faire la part des événements hercyniens, tardi hercyniens voire post-hercyniens.

A. CHRONIQUE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS TECTONIQUES (tableau 6) :

1. Chevauchement de vergence sud.

Le chevauchement du Bloc des Sehoul vers le sud était mis pendant longtemps sur le compte d'un serrage post-viséen (cf. avant) avec toutes les implications structurales que nous connaissons et qui ont faussé pendant longtemps la conception des modalités de la structuration du BSB (s.s) et du BBM et de ses blocs limitrophes. L'étude d'une précieuse et inédite coupe dans la banlieue sud de Rabat (rive gauche de l'oued Bou Regreg) nous a permis de prouver l'âge anté carbonifère de ce chevauchement à style tectonique ductile (Fig.294).Ce fait nous a permis d'écarter l'idée du poinçonnement du BSB (s.s) et du BBM par ce bloc qui a été pendant longtemps considéré comme élément distributeur des contraintes à l'intérieur de celui-ci.

2. Plissement synschisteux et écaillage ductile de vergence nord.

Malgré l'importance de l'événement transcurrent dextre qui a largement façonné le paysage structural de la Zone de Cisaillement Nord Mesetienne nous avons pu mettre en évidence un fait inouï dans plusieurs stations d'observation. Celui-ci consiste à la structuration de

la zone paléozoïque de Rabat-Tiflet, d'abord par des plis synschisteux (de différentes échelles) et un écaillage ductile, tous de vergence nord (Fig. 295). Ce constat est d'ailleurs en parfait accord avec les modalités de la structuration du BSB (s.s) et du BBM lors de la première phase de déformation qui a donné naissance à des plis P1 N70-N80 (Lakhloufi et al,2001 et ce travail).

3. Événement transcurrent majeur.

Par son organisation structurale, la zone paléozoïque de Rabat- Tiflet correspond à une méga zone de cisaillement de plusieurs kilomètres de large (Lakhloufi et al, à paraître et chap. II.5 ; Fig.289). Elle se caractérise par un découpage amygdalaire généralisé à toutes les échelles d'observation de tous les terrains depuis le Cambrien moyen jusqu'au Viséen supérieur. Là aussi, on note globalement une faible composante tangentielle de vergence nord sauf localement, à la limite directe avec le Bloc des Séhoul où elle peut l'être faiblement vers le sud. Tous les critères de sens de mouvement dont notamment la texture « C/S » plaident en faveur d'un coulissage dextre dont le décalage d'éléments repères permet d'estimer le rejet à plusieurs dizaines de kilomètres.

Cet événement transcurrent majeur qui a succédé au plissement sub E-W de vergence NNW a été généré par la rotation antihoraire de la direction de raccourcissement qui est passé de NNW-SSE à NW-SE (cf. avant). C'est cet événement qui a valu à cette zone le qualificatif de zone de cisaillement majeure.

4. Décrochements N110-N120.

Suite à l'événement tectonique majeur précédent, la Zone de Cisaillement de Rabat – Tiflet (Zone de Cisaillement Nord Mesetienne =North Mesetian Shear Zone) a été sollicitée par le jeu dextre d'accidents N110-N120. Ces derniers restent de rejet très modeste (décimétrique à hectométrique) et ne s'expriment que localement sous forme de larges couloirs ductiles où le caractère tangentiel de vergence SSW de la déformation et parfois important.

5. Plissement subméridien :

Nous avons pu établir tout au long de cette zone de cisaillement la reprise des événements tectoniques antérieurs (dont notamment les lentilles tectoniques de différentes échelles) par des plis NNW-SSE à N-S. Il s'agit là aussi d'un autre fait inouï qui peut perturber localement l'analyse structurale de la zone de cisaillement quand ces plis ne sont pas clairement identifiés.

Sans cette péripiétie dans la chronique des manifestations tectoniques au niveau de la « NMSZ », il serait impossible de caler les différents événements antérieurs dans le temps. Comme nous savons désormais que la deuxième phase de plissement s'est déroulée antérieurement au Westphalien terminal, toutes les manifestations « tectogéniques » antérieures aux plis P2 se sont déroulées avant cet âge "plafond" qui est celui de mise en place du granite de Zaer (cf. avant).

6. Les principaux événements post-Westphalien terminal (tabl.6).

Après le plissement P2, la Zone de Cisaillement Nord Mesetienne est entrée dans un calme tectonique que seul un événement cassant a interrompu. Il s'agit d'un dispositif de failles conjuguées; des NNW-SSE dextres et des NNE-SSW à NE-SW (N30-N40) sénestres qui ne sont scellées que par les terrains d'âge miocène. S'agit-il d'une tectonique tardi ou post-hercynienne ? Pour répondre à cette question nous disposons d'un élément de réponse fourni par le station de chaâbat al Hamra (versant droit de la vallée de l'oued Korilfa à l'W de Rommani) où ce dispositif tectonique cassant est clairement établi comme étant d'âge post-hercynien certain. Il est précisément d'âge syn à post Trias supérieur (cf. avant).

Phases structurales	Evénements tectoniques
Anté -hercynien ou hercynien précoce (breton ?)	Chevauchement de vergence sud, ductile.
Première Phase (post-Viséen).	- Plis synschisteux et écaillage de vergence nord - Coulissage dextre majeur à faible composante de vergence nord. - Décrochements N120 dextres de vergence SSW.
Deuxième phase (anté -Westphalien terminal)	- Plissement NNW-SSE replissant les lentilles tectoniques. - Failles NNW-SSE sénestres.
Troisième phase (tardi -hercynien)	? inconnue à l'état actuel des données.
Post-hercynien (post à syn. Trias supérieur)	Systèmes de fractures cassantes, conjuguées NNW-SSE dextres et NE-SW sénestres.

Tabl. 6. Chronologie des événements tectoniques relevés au niveau de la Zone de Cisaillement Nord Mesetienne (ZCNM).

B. CONCLUSION (tabl.6) :

La « NMSZ », élément majeur du paysage structural hercynien au nord du domaine mesetien a connu une activité tectonique polyphasée que nous avons mise en évidence et caractérisée dans ce travail. Il restait alors à donner une signification "temporelle" à ces événements tectoniques pour pouvoir leur donner une signification "spatiale" permettant la recherche des modalités de la structuration du "BSB (s.s) et du BBM" sur des bases fiables. Le calage de la reprise par les plis P2 par rapport à un âge absolu qui est celui de la mise en place du granite de Zaer est une de ces opportunités que peut nous offrir une minutieuse analyse structurale régionale.

La reconstitution de l'histoire géologique de la « NMSZ » sur de nouvelles bases de données constitue une petite révolution sur la voie de la recherche des modalités de la structuration hercynienne de la Meseta occidentale postérieurement au Viséen. En effet, toutes les difficultés qu'ont rencontré nos prédécesseurs dans ce sens venaient des implications qu'imposait l'état de connaissances. L'identification des principaux événements tectoniques qui ont animé l'histoire structurale de la « NMSZ » et l'établissement de leur chronologie relative et leur calage par rapport à l'âge "chronoradiométrique" de 303 Ma (Westphalien terminal) nous a permis de revoir l'histoire géologique du domaine hercynien occidental hors de l'influence directrice présumée du bloc calédonien des Séhoul. Ainsi donc, sur la base des nouvelles données relatives à la « NMSZ », le Bloc des Séhoul est alors passé d'un élément clé de l'histoire géologique hercynienne de la Meseta occidentale à un élément passif qui ne faisait que subir les manifestations de cette histoire.

IV. STRUCTURATION DES REHAMNA ET DES JEBILET CENTRAUX ET ORIENTAUX (EST DU MOLE COTIER) ET DU MASSIF PALEOZOÏQUE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL.

Le « principe de l'homogénéité structurale » que nous avons émis ci-dessus nous autorise à étendre les modalités structurales établies pour la partie NW de la Meseta occidentale vers le sud en direction des Rehamna, des Jbilet et du massif paléozoïque du Haut Atlas. Si de telles modalités (« portrait robot ») ne peuvent pas être extrapolables c'est qu'elles sont soit mal fondées, soit qu'il y a une anomalie structurale majeure qui perturbe profondément l'identité structurale de ce domaine orogénique en direction du sud.

Nous avons vu que le plissement méridien à subméridien (seconde phase de plissement) du BSB (s.s), en particulier, est corrélable à celui du Môle côtier septentrional. Cette deuxième phase de plissement va être extrapolée vers les régions centrale et méridionale du bloc côtier (Rehamna et Jbilet occidentaux). Les modalités de la structuration du BSB (s.s) (notamment sa partie occidentale) vont être étendues aussi vers le sud en direction du Haut Atlas paléozoïque pour voir s'il y a lieu à une possible corrélation.

A. LA STRUCTURATION DES REHAMNA ORIENTAUX.

Concernant ce domaine nous allons nous référer particulièrement aux travaux d'El Kamel (1987). Cet auteur signale deux phases de déformation hercyniennes d'importance inégale, une phase tardive et deux épisodes post-orogéniques.

1. Les phases hercyniennes.

La première phase de déformation serait d'âge post-viséen supérieur, peut être d'âge anté viséen terminal. Celle-ci engendre un plissement modéré que l'auteur (El Kamel, 1987) qualifie de P0 de direction moyenne E-W à N70.

La deuxième phase de déformation correspond selon El Kamel à une phase majeure qui interviendrait après le Viséen terminal. Elle engendre deux épisodes plicatives synschisteuses (P1 et P2) de direction N-S à NNW-SSE. Les P1 et P2 se rencontrent dans d'étroits couloirs alors qu'ailleurs seuls des plis P1 amples sont observés. Les plis P2 sont coaxiaux aux P1; de ce fait la schistosité S2 est sub- parallèle à S1. L'auteur précise que cette déformation est dictée par un serrage N80-N85.

En ce qui concerne les Rehamna centraux où culminent la déformation (plis isoclinaux, intrafoliaires et chevauchements ductiles de vergence W) et le métamorphisme (isograde disthène). Il s'agit indubitablement des manifestations de la 2^{ème} phase de déformation qui est bien établie au niveau du BSB (s.s) et du BBM. Ce fait peut être clairement établi dans le nord du massif où les accidents chevauchants et décrochants reprennent des plis ouverts de direction NE-SW à E-W (Rais-Aissa et al 1983 ; Michard et al 1978, in Piqué, 1994).

2. La phase tardive.

Celle-ci se manifeste, selon El Kamel (1987), par des déplacements tangentiels. Cornée (1982), Rais-Assa et al. (1983), Muller et al (1983) et Rais-Assa (1984) font état de deux « épisodes » de tectonique tangentielle tardi - hercyniens. Lors du premier épisode se produisent des chevauchements à vergence NW. Durant le second épisode, des nappes épiglyptiques se mettent en place du nord vers le sud (de vergence sud).

3. Les phases post-orogéniques.

Il s'agit de deux épisodes de déformation. La plus importante des deux épisodes post-orogéniques correspond à la première qui plisse les dépôts molassiques du démantèlement de la chaîne. Les plis sont dirigés N60-N80 et ils sont suivis par un écaillage de vergence nord et NNW mis sur le compte du second épisode.

4 Corrélations des phases plicatives des Rehamna orientaux avec celles des BSB (s.s)-BBM (élément de référence).

Abstraction faite des qualificatifs il existe une remarquable correspondance entre les phases plicatives des Rehamna orientaux et celles des deux éléments de référence qui sont le "BSB (s.s) et le BBM" (tabl. 7).

<i>Phases plicatives</i> <i>Domaines</i> <i>Structuraux</i>	1 ^{ère} phase	2 ^{ème} phase	3 ^{ème} phase
BSB (s.s) et le BBM (référentiel)	Plis P1 ; N70-N80 (post viséen supérieur)	Plis P2 :N150-N170 (anté Westphalien terminal)	Plis P3 :N60 à N100 (post Westph.) Terminal (Permien)
Rehamna orientaux	Plis P0 : N70 à E-W (post-viséen supérieur, peut être anté -viséen terminal)	Plis P1 (et localement P2) NNW-SSE à N-S Age ? Anté Westph-terminal !	Plis P2 :N60-N80 (plissant les molasses : conglomérat Rouge) du Permien

Tabl.7. Les phases plicatives dans le BSB (s.s) et le BBM et dans les Rehamna

B. LA STRUCTURATION DES JBILET CENTRAUX ET ORIENTAUX ET DU MASSIF PALEOZOÏQUE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL.

Nous n'allons qu'effleurer, utilement, le problème au niveau de ces deux massifs.

Dans les Jbilet Huvelin (1977) et Muller et al (1983) font état d'une première phase de déformation qui engendre un plissement synschisteux sub E-W. Ce plissement a été corrélé par El Kamel (1987) à ses plis « modérés » P0 (non synschisteux) des Rehamna orientaux.

Précisons que là aussi, dans les Jbilet centraux, la culmination de la déformation (structures ductiles de vergence ouest) et du métamorphisme sont également identifiées à la 2^{ème} phase de déformation qui a structuré le BSB (s.s) et le BBM.

Plus au sud, au niveau du Massif paléozoïque du Haut Atlas occidental, des travaux en cours Aarab et El Archi confirment ce que nous avons mis en évidence au niveau du BSB (s.s) et du BBM et ce que nous venons de confirmer au niveau des Rehamna et des Jbilet orientaux. Ils montrent l'existence d'un plissement NNW-SSE, synschisteux, qui reprend des traits structuraux sub E-W (plis P1 et schistosité S1).

C. DISCUSSION, INTERPRETATION ET CONCLUSIONS.

Nous venons de présenter les preuves tangibles de l'homogénéité des événements tectoniques hercyniens d'âge post-viséen dans la partie ouest du domaine mesétien occidental. Les terrains directement à l'est de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (ZCMO), c'est à dire à l'est du Môle côtier, depuis le BSB (s.s) et le BBM au nord jusqu'au Massif paléozoïque du Haut Atlas occidental au sud ont :

- tous enregistré un plissement sub E - W (1^{ère} phase de déformation) puis sub-méridien (NNW-SSE à N-S (2^{ème} phase de déformation);

- enregistré une troisième phase de plissement également sub E-W, notamment au niveau du BSB (s.s) et des Rehamna orientaux.

Par contre, à l'W de la "ZCMO" (c'est à dire au niveau du Môle côtier), la structuration hercynienne ne démarre qu'avec le plissement P2, subméridien qu'a généré la deuxième phase de déformation. On ne connaît pas à l'état actuel de données au niveau des Rehamna et Jbilet occidentaux de traces d'une structuration antérieure sub E-W ni d'une reprise ultérieure par des plis 3 également sub E-W. **Cependant dans la partie nord du Môle côtier, directement à l'W du BSB (ss), Laamrani Elidrissi (1993) a mis en évidence une schistosité sub E-W (ENE – WSW à ESE-WNW) qu'il qualifia de schistosité "S2" et que nous identifions clairement, de notre part à une schistosité S3 qui accompagne les plis P3 que nous avons relevés dans le "BSB" (ss), notamment à l'approche de sa marge occidentale.**

V. IMPLICATIONS STRUCTURALES EN DIRECTION DE LA MESETA ORIENTAL

A. AU NIVEAU DE LA MESETA ORIENTALE :

Au niveau de ce domaine qui a été structuré vers la fin du Dévonien -début Carbonifère (phase bretonne), Hoepffner (1987) fait état d'une structuration « tardi -hercynienne », "phase post-westphalienne"

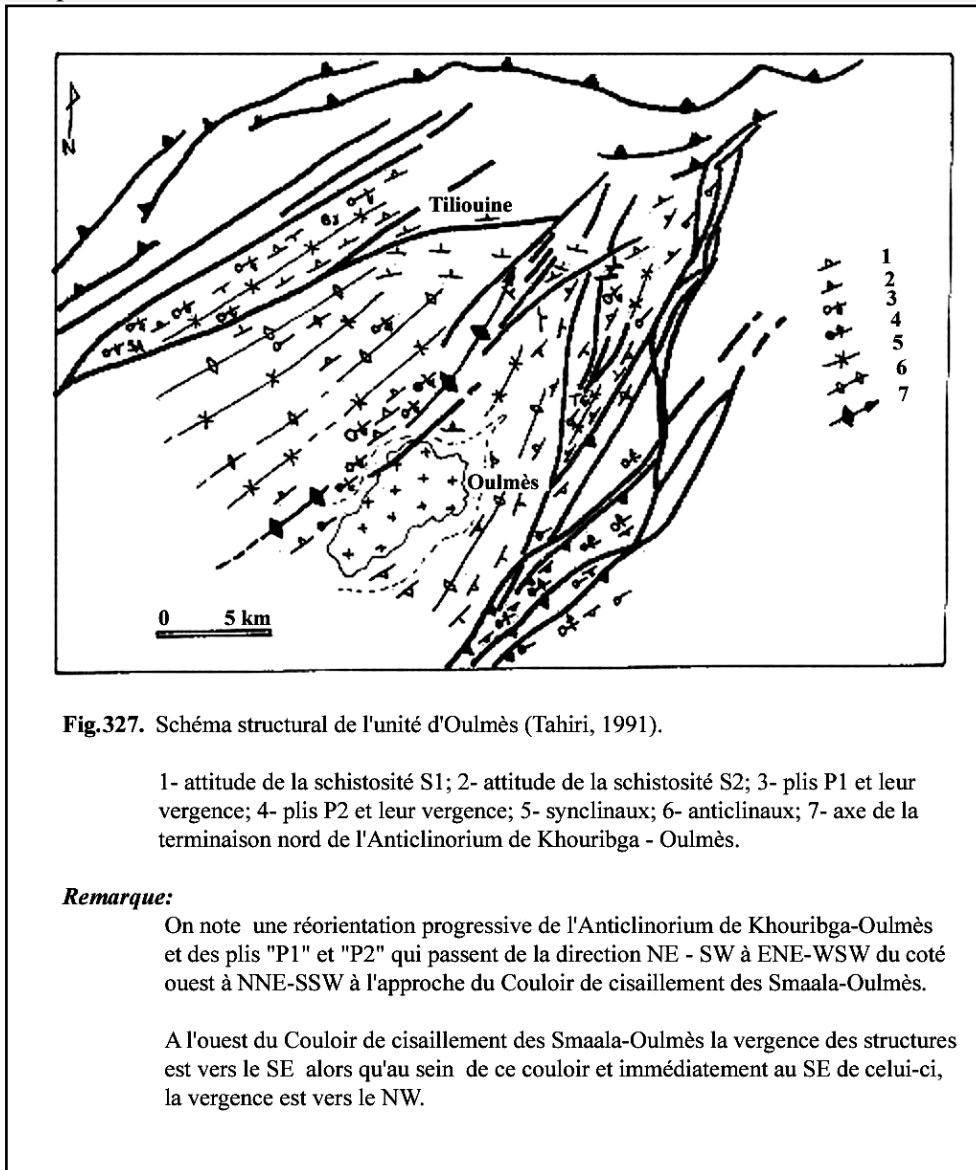


Fig.327. Schéma structural de l'unité d'Oulmès (Tahiri, 1991).

1- attitude de la schistosité S1; 2- attitude de la schistosité S2; 3- plis P1 et leur vergence; 4- plis P2 et leur vergence; 5- synclinaux; 6- anticlinaux; 7- axe de la terminaison nord de l'Anticlinorium de Khouribga - Oulmès.

Remarque:

On note une réorientation progressive de l'Anticlinorium de Khouribga-Oulmès et des plis "P1" et "P2" qui passent de la direction NE - SW à ENE-WSW du côté ouest à NNE-SSW à l'approche du Couloir de cisaillement des Smaala-Oulmès.

A l'ouest du Couloir de cisaillement des Smaala-Oulmès la vergence des structures est vers le SE alors qu'au sein de ce couloir et immédiatement au SE de celui-ci, la vergence est vers le NW.

assez homogène. Celle-ci se caractérise alors par des directions structurales relativement régulières, N70-N80 dans le nord, N90 dans le sud. L'auteur précise que la déformation reste très modérée par rapport à celle bretonne, elle engendre des plis droits ou déjetés, avec souvent des vergences opposées. La schistosité « S3 » (par rapport aux deux schistosité S1 et S2 d'âge anté - viséen supérieur)- qui correspond donc à la schistosité S1 du BSB (s.s) et du BBM correspond en

général à une crénulation discrète ou différenciée . Seule la partie sud du Massif du Tamlelt (marge sud de le Meseta orientale) montre un clivage ardoisier associé à un métamorphisme épizonal.

De cet état de connaissance nous retenons deux faits majeurs :

- la parfaite correspondance des directions structurales dictées par la première phase de déformation (définie dans le "BSB (s.s) et du BBM") à l'échelle du domaine hercynien marocain à l'exception du Massif hercynien central oriental qui reste à préciser;
- l'accroissement de l'intensité de la déformation en question à l'approche du "bloc" anti-atlasique oriental.

Ces deux réalités structurales confortent (Fig. 326) l'idée de la poussée de l'Anti-Atlas vers le NNW que nous venons d'avancer. Ainsi donc, le modèle du poinçonnement du domaine hercynien marocain par l'Anti-Atlas correspond en quelque sorte à l'image agrandie de celui du poinçonnement des "BSB (s.s) - BBM" par le Bloc des Zaer-Oulmès. Il s'agit d'un fait inouï puisque pour nos prédécesseurs,

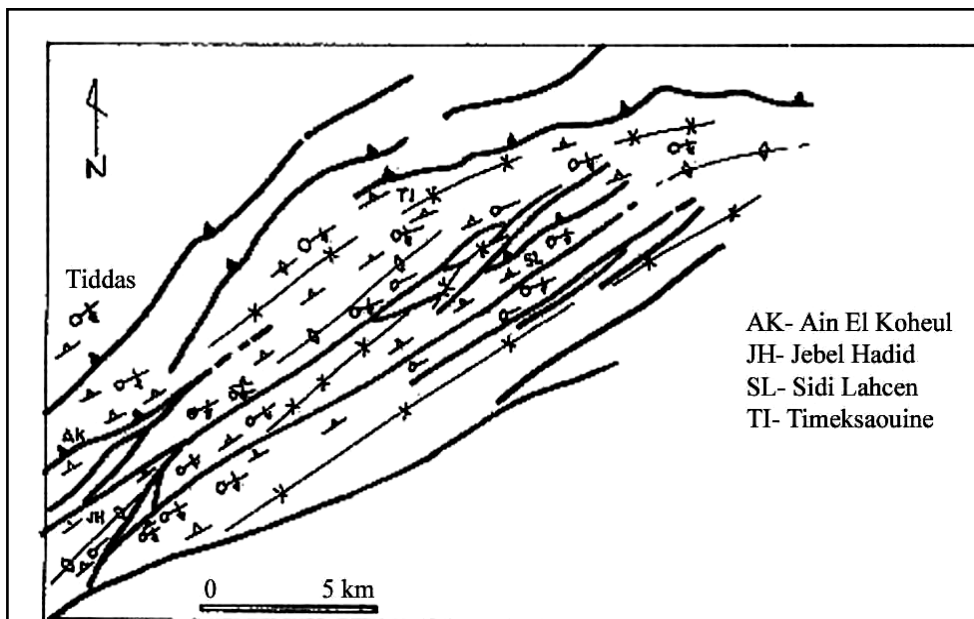


Fig.328. Schéma structural du secteur de Tiddas (Tahiri, 1991).

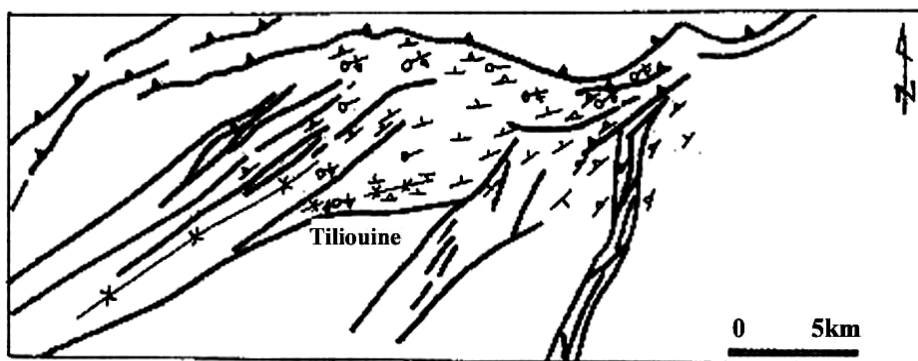


Fig.329. Schéma structural de l'unité de Tiliouine (Tahiri, 1991).
(Voir Fig.324. pour la légende de ces deux figures);

Remarque:

Les traits structuraux (plis et schistosité) sont dirigés globalement subE-W sauf à l'approche du Couloir de cisaillement des Smaala - Oulmès où ils se réorientent NE-SW à NNE-SSW.

Notamment El Attari (2001) ce méga bloc ne jouait qu'un simple effet de bordure lors du serrage NW-SE. Par ailleurs, excepté localement, les plis P1 au niveau du "BSB (s.s) et du BBM", des Rehamna, des Jbilet (orientaux) et du Massif paléozoïque du Haut Atlas occidental sont généralement dépourvus de schistosité ou faiblement affecté malgré qu'il s'agisse de la première phase de déformation hercynienne qui structure ces terrains. A l'opposé, malgré la sub-cratonisation du domaine mesetien oriental par la vigoureuse tectonique d'âge breton (domaine désormais rigide) on note avec Hoepffner (1987) l'intensité

modérée à importante de cette déformation "tardi -hercynienne" surtout à l'approche de l'Anti-Atlas. Ce fait plaide donc en faveur d'un raccourcissement plus important du coté oriental que du côté occidental du domaine mesetien. Cette conception des choses est également confirmée par l'absence de déformation du Môle côtier lors de cette phase de structuration. On retrouve là aussi l'image d'une rotation anti-horaire du Bloc de l'Anti - Atlas (Fig. 331) conformément aux modalités de la structuration des "BSB (s.s) - BBM" par le Bloc des Zaer-Oulmès. Précisons par ailleurs que cette rotation anti-horaire de l'Anti - Atlas serait conforme et s'inscrirait dans le cadre global de la rotation anti- horaire du Gondwana lors de son télescopage avec la Laurasia (Lefort, 1989).

B. QU'EST CE QU'IL EN EST DE LA STRUCTURATION DE LA PARTIE ORIENTALE DU DOMAINE MESETIEN OCCIDENTAL (MASSIF HERCYNIEN CENTRAL) ?

1. Etat des connaissances

Il s'agit notamment de la zone d'Azrou - Khenifra et de la région d'Oulmès (l'est du Bloc des Zaer-Oulmès et les bassins de Tiliouine et de Fourhal). Nous allons nous limiter à cette dernière région qui

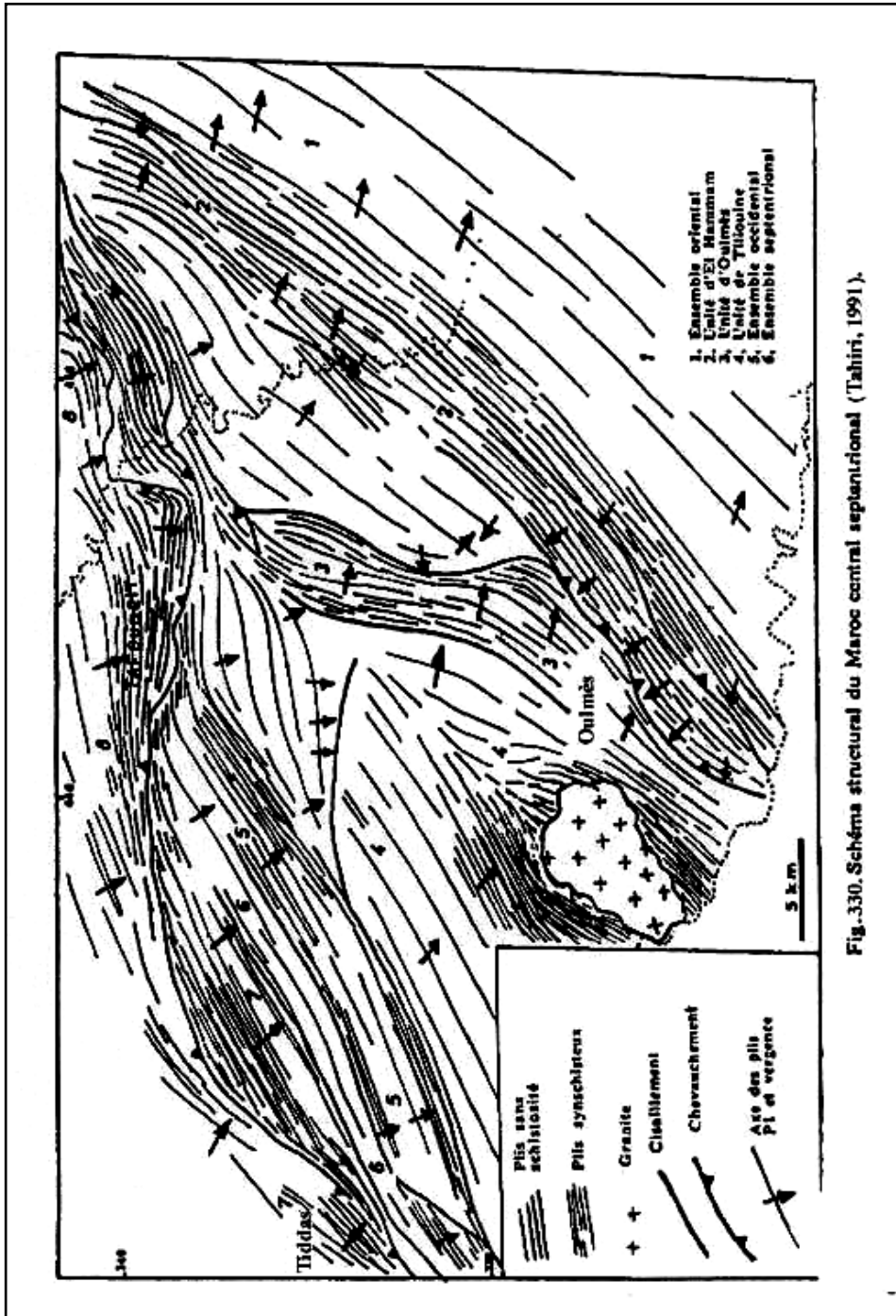
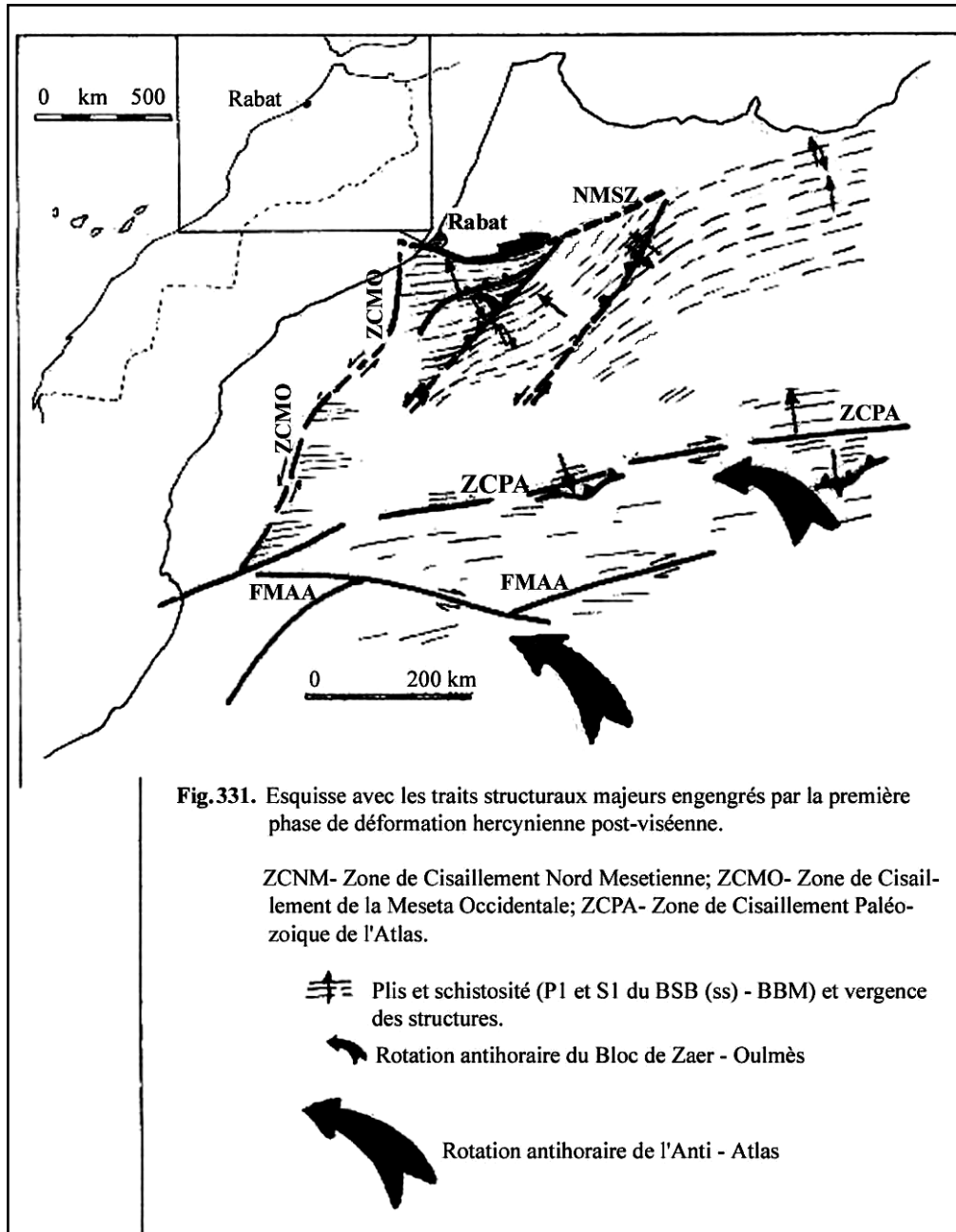


Fig.330. Schéma structural du Maroc central septentrional (Tahiri, 1991).

nous paraît représentative de la partie orientale de la Meseta occidentale par l'importance des couloirs de cisaillement NE-SW qui vont interférer par leur jeu coulissant sénestre pour perturber les directions structurales sub E-W en les réorientant NE-SW. C'est aux travaux de Tahiri (1991) qui sont des plus récents que nous allons nous référer pour caractériser les traits structuraux majeurs de la région d'Oulmès. D'ailleurs les résultats de ces travaux peuvent être facilement corrélables aux nôtres au niveau du BBM qu'ils prolongent vers l'est. Les schémas structuraux des différents secteurs et «unités structurales» de la région d'Oulmès (Figs.327-330) montrent que les traits structuraux (plis P1, schistosité

S1) sont, dans l'ensemble, dirigés N60-N70 parfois N80 à E-W comme dans le secteur de Tafoudit (Fig. 330). Localement, ces traits structuraux se réorientent NE-SW voire NNE-SSW au maximum de leur écart par rapport à la direction générale. Cette réorientation a lieu au sein de larges couloirs de cisaillement NE-SW à NNE-SSW ductiles, notamment le Couloir des Smaâla-Oulmès (Fig.327 et 330). La figure 327 montre que " l'axe de la terminaison « orientale » de l'Anticlinorium de Khouribga-Oulmès" passe 'une direction



ENE à l'W du granite d'Oulmès à NNE à l'approche du Couloir de Cisaillement des Smaâla-Oulmès. Bien que la vergence des structures en question ne fait pas le propos de cette mise au point, il faut noter cependant que celle-ci a lieu vers le secteur SE sauf au niveau du large Couloir de Cisaillement des Smaâla-Oulmès où elle est vers le NW. Plus vers l'E, Hoepffner (1987) précise que le raccord entre la Meseta occidentale et celle orientale se fait le long de la ligne de Tazekka - Azrou - Khenifra où les structures « tardi

hercyniennes» sont N20-N40, localement synschisteuses, de vergence vers le NW ou le SE (Allary et al, 1976 ; Bouabdelli, 1982- 1989). Dans le Massif de Tazekka les directions structurales sont N45 et permettent le raccord avec celles N70-N80 de la région d'Oujda (qui se prolongent plus vers l'E en Algérie) par le biais d'une légère virgation (Fig. 326).

2. Interprétation et conclusion

Les traits structuraux NE-SW qui caractérisent la bande comprenant le Tazekka et l'est du Massif hercynien central sont à corréler avec l'expression d'une méga flexure accompagnant le jeu sénestre de cette large bande de cisaillement ductile. Celle-ci correspond fort probablement à une profonde et large zone de faiblesse qui est comprise entre la « Ceinture orogénique Est marocaine » (Laville et Piqué, 1992) à l'est (joignant Tazekka à l'E du Massif paléozoïque du Haut Atlas occidental) et le Couloir de Cisaillement des Smaâla-Oulmès (Cailleux et al, ... ; Tahiri, 1991) à l'W. Cette zone mobile "disjoignait" deux domaines mesetiens (oriental et occidental) à histoire géologique différente du moins postérieurement au Dévonien moyen. Cette zone sera cicatrisée et plus ou moins cratonisée au

cours de la phase de déformation paroxysmale intra viséen supérieur (Bouabdelli, 1989); époque au cours de laquelle elle va absorber le rapprochement des deux domaines mesetiens. Ce n'est qu'après cicatrisation de cette profonde disjonction que, postérieurement au Viséen, la déformation hercynienne, a pu franchement gagner le domaine mesetien occidental tout en affectant aussi celui oriental. Néanmoins par son jeu coulissant sénestre, elle a absorbé une part de la contrainte qu'exerçait l'Anti Atlas lors de sa rotation anti-horaire (Fig.331) : c'est ce fait qui serait à l'origine de la relative atténuation de l'intensité de la première phase de déformation au niveau du domaine mesetien occidental.

VI. IMPLICATIONS STRUCTURALES AU NIVEAU DU DOMAINE ANTI-ATLASIQUE.

A. Banque des données (Etat des connaissances)

Qu'est ce qu'il en est de la structuration du domaine anti-atlasique ?

Avec les travaux de Choubert et Marçais (1952), trois directions structurales sont connues dans le domaine anti-atlasique; des ESE-WNW (appelées ougartiennes), des NE-SW (atlasiques) et des N-S à NNE-SSW (mesetiennes). Michard et al. (1981) notent que l'Anti-Atlas centre-oriental est affecté par un plissement dirigé E-W à ESE-WNW de vergence vers le sud alors que l'Anti-Atlas sud-occidental l'est par un plissement NE-SW à sub-méridien. Hassenforder (1987) note que le domaine anti-atlasique qui est situé à cheval entre ces deux derniers (soit la zone située entre l'Accident majeur anti-atlasique au nord et la région de Tâta au sud) montre des « plis croisés » qui témoigneraient de l'interférence entre ces deux directions structurales (Fig.332). Selon Jeannette (1981) et Hassenforder (1987) la structuration hercynienne multidirectionnelle de l'Anti-Atlas serait en grande partie sous contrôle des mouvements de blocs de socle précambrien. Dans l'Anti-Atlas occidental deux sous zones structurales à style tectonique différent sont distinguées par les auteurs :

- une zone étroite, subméridienne, caractérisée par une tectonique pelliculaire avec mise en place de nappes de charriage de vergence est (Choubert, 1963, Mattauer et al, 1972; Belfoul, 1991) ; c'est la zone la plus occidentale de l'Anti-Atlas qui est qualifiée d'Anti-Atlas allochtone (le bas Draâ, au sud d'Ifni) ;

- une zone correspondant au reste de l'Anti Atlas occidental (où affleurent les boutonnières précambriennes) qui se caractérise par des plis orientés « généralement » NE-SW à N-S.

Lors de la déformation hercynienne, la structuration de la couverture paléozoïque serait contrôlée par des mouvements verticaux des blocs de socle sous-jacent qui poinçonneraient la couverture qui les entourent engendrant ainsi une intensification de la déformation sur les bordures de ces blocs où prendraient naissance une schistosité pénétrative et localement des plis isoclinaux. Cette hétérogénéité structurale qui caractérise les deux sous zones de l'Anti-Atlas occidental serait régie, selon Belfoul (1991) et Soulaïmani (1998), par un même champ de contraintes NW-SE à E-W. Pour Sougy (comm. orale), la forme et la disposition des boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas résultent indiscutablement de l'interférence de deux phases de plissement.

Par ailleurs, à l'échelle de l'Anti-Atlas occidental, d'importantes virgations d'échelle cartographique affectent les plis et la schistosité sont notées par les différents auteurs qui ont travaillé dans cette partie de l'Anti-Atlas (Jeannette, 1981 ; Hassenforder, 1987 ; Belfoul, 1991 ; Piqué, 1994 ; Soulaïmani, 1998). Ces virgations ont été conçues comme étant symptomatiques de l'existence de zones de décrochement (Piqué, 1994, Soulaïmani, 1998). Néanmoins selon Soulaïmani, l'hypothèse de décrochement dans l'Anti Atlas occidental serait peu probable en l'absence d'arguments plausibles dans ce sens (rejets cartographiques importants, bandes à étirement horizontal associé à un fort gradient local de déformation,...). Selon cet auteur, ces

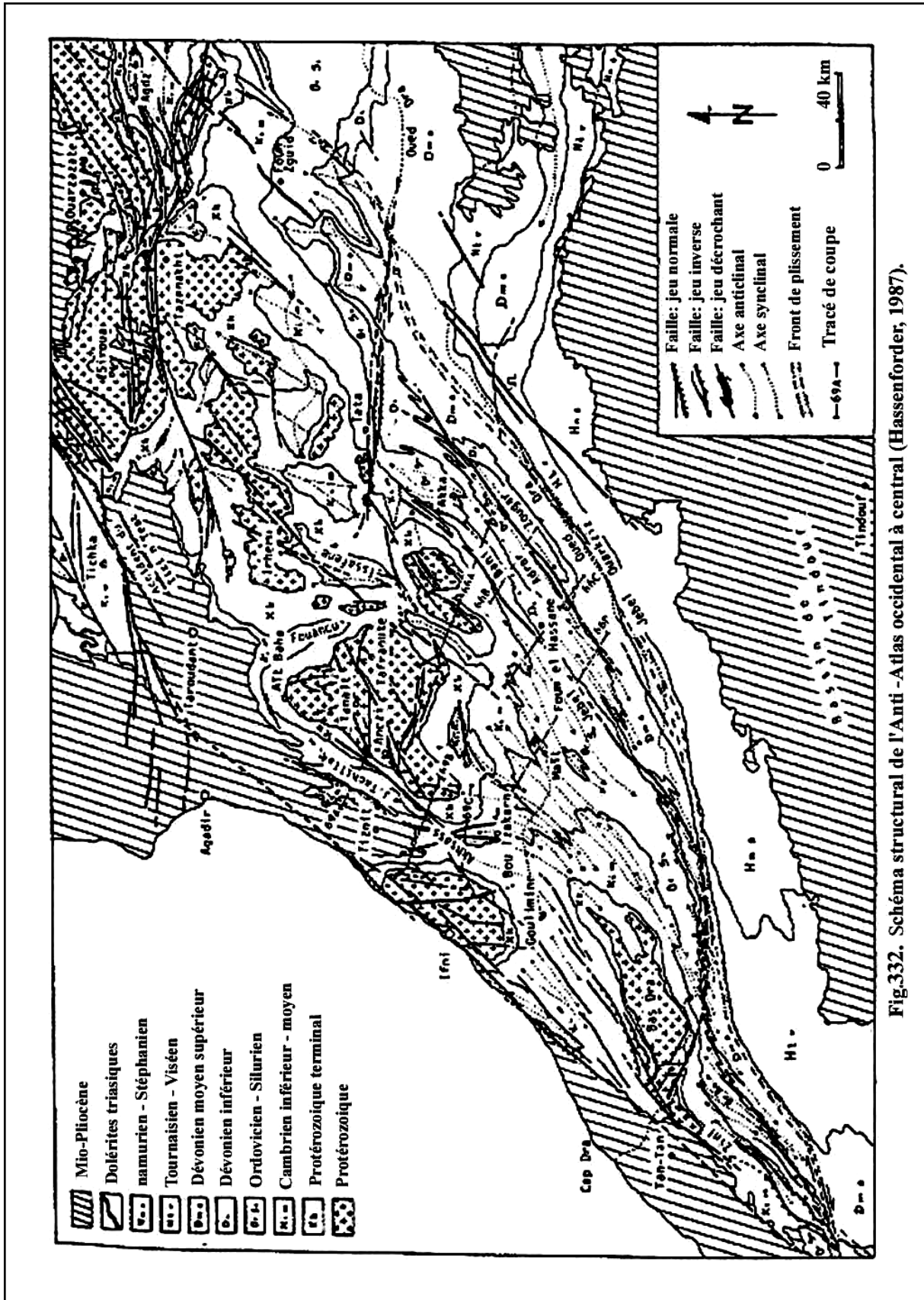


Fig.332. Schéma structural de l'Anti -Atlas occidental à central (Hassenforder, 1987).

virgations dans les trajets de la déformation hercynienne seraient plutôt liées aux remobilisations des blocs de socle qui ont été structurés à l'époque fini précambrienne.

Par ailleurs, la reconstitution du schéma structural du Maroc (Meseta et Anti-Atlas) lors de la phase sudète montre la présence de chevauchements de vergence sud du côté de l'Anti-Atlas oriental (au niveau de Tineghir et plus à l'E au sud de la boutonnière de Tamlelt (Hoepffner, 1987; Fig.161). Saquaque (com. Orale) nous a fait part d'une déformation hercynienne si intense à tel point qu'elle est parfois difficile de la distinguer d'une tectonique précambrienne. Plus à l'E encore, dans le Bechar (Algérie), Ball et al (1975) font état de cisaillements plats de vergence sud d'âge hercynienne dans les terrains carbonifères.

B. Discussion

Suite à cette mise au point bibliographiques, il apparaît clairement que les modalités géodynamiques de la structuration hercynienne du domaine anti-atlasique ne font pas l'unanimité des auteurs. L'idée d'un champ de contraintes NW-SE à E-W ne peut pas rendre compte de la complexité structurale du domaine anti-atlasique.

Cependant, il est tout à fait judicieux de remarquer la parfaite similitude du « canevas structural » entre l'Anti-Atlas et le domaine mesetien nord occidental, en l'occurrence le BSB (s.s) et le BBM et les blocs bordiers méridional et occidental. Les plis P1 sub E-W qui dictent les traits structuraux du BBM interfèrent avec ceux sub-méridiens qui les reprennent dans la partie à cheval entre ce dernier et le BSB (s.s) alors qu'ils sont quasi oblitérés par les plis P2 sub-méridiens dans le BBS (s.s). La même chose s'observe au niveau du Bloc de Zaer-Oulmès où a lieu l'interférence entre les deux phases de plissement, alors qu'au niveau du Bloc côtier (Meseta côtière), seules les directions structurales sub-méridiennes (plis P2 et schistosité S2) sont observables.

Cette correspondance du point de vue schéma structural entre le domaine anti-atlasique (notamment l'Anti-Atlas central et occidental) et la Meseta occidentale est corroborée par le fait qu'il s'agisse d'événements tectoniques d'âge post- viséen. En effet, Hassenforder attribue à cette déformation un âge westphalien et ce en se basent surtout sur l'âge de 290 Ma fourni par datation radiométrique par la méthode RB/Sr et K/Ar (Bonhomme et Hassenforder, 1985). Le même âge est attribué par Soulaïmani (1998) en tenant compte d'un certain nombre de considérations « chrono relatives », à savoir :

- la déformation des grès tournaisiens de Jbel Tazout (SE d'Assa);
- les chevauchements de vergence sud qui affectent l'Anti - Atlas centre -oriental (Michard et al, 1982) ainsi que les cisaillements plats de même vergence dans le Bassin de Bechar plus à l'est où la déformation est datée post-Namurien par Balle et al. (1975).

Il ressort de cette mise au point d'ordre structural que la structuration sub E-W de l'Anti-Atlas relève d'une première phase de déformation qui n'apparaît pas affecter l'extrême ouest de l'Anti- Atlas (Anti-Atlas allochtone à structuration sub-méridienne). Ces faits nous permettent alors de conforter notre conception qui fait de la poussée rotationnelle antihoraire du domaine anti-atlasique vers le NNW le vecteur porteur de la déformation qui structura le domaine mesetien. L'intensification de la tectonique tangentielle de vergence sud en direction du Bassin de Bechar et de la déformation synmétamorphe de même vergence dans la région de Figuig (marge méridionale de la Meseta orientale) et son relâchement graduel en direction de l'Anti-Atlas occidental et du Môle côtier sont autant d'arguments qu'il faut désormais prendre en considération. Cette nouvelle conception se détache de l'idée d'un "effet de bordure" qu'aurait exercé la marge NW du Craton ouest africain au niveau de l'Anti-Atlas central et oriental en développant un raccourcissement N-S, local, dans un contexte régional régi par un serrage NW-SE (Piqué et Michard,1989 ; Cornée,1989). Cet effet de bordure est également envisagé par d'autres auteurs dont notamment El Attari (2001)

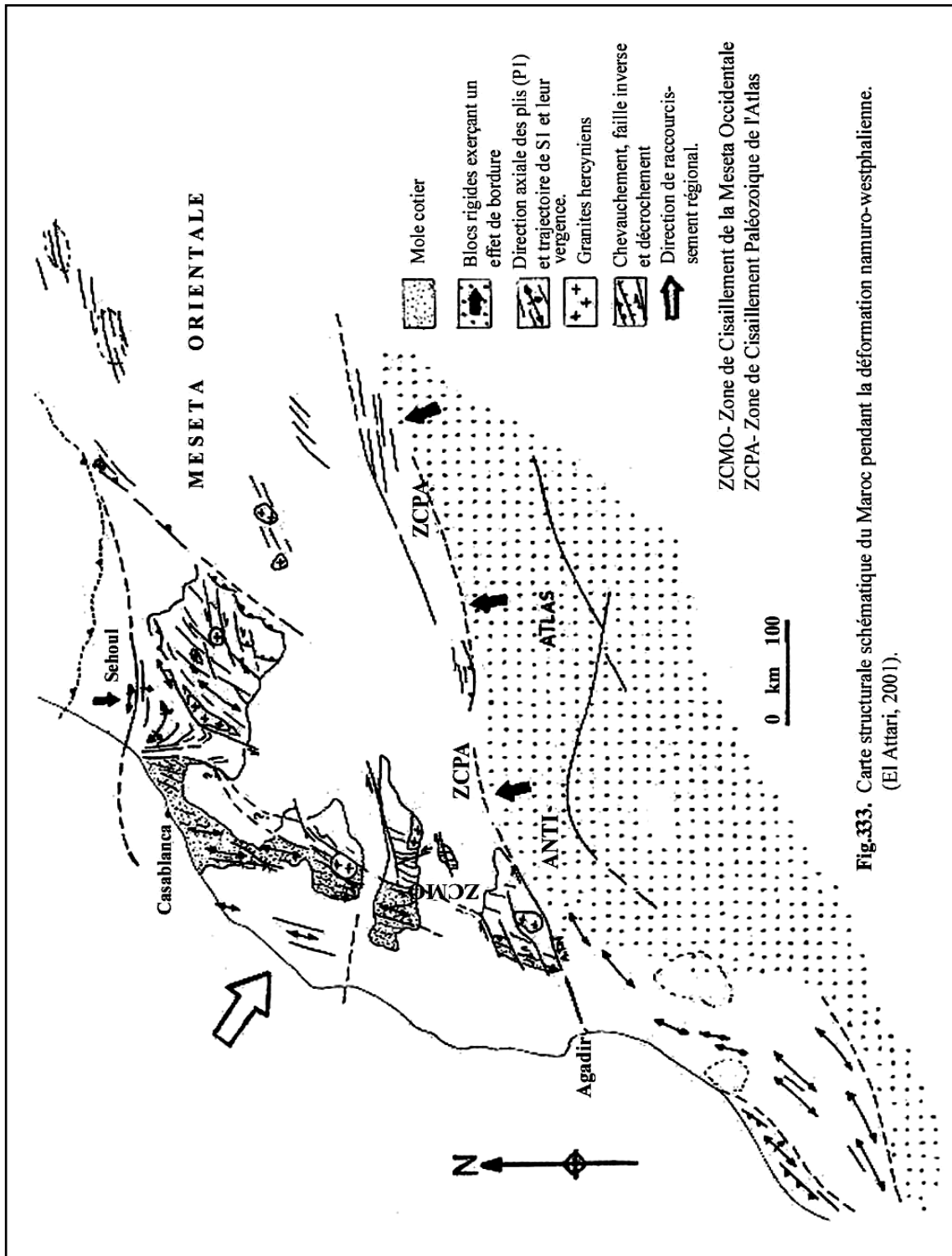


Fig.333. Carte structurale schématique du Maroc pendant la déformation namuro-westphalienne. (El Attari, 2001).

pour qui le domaine mesetien serait soumis à un double effet de bordure (Fig.333) qu'exerceraient l'Anti-Atlas et le Bloc des Sehoul dans un contexte tectonique régional soumis à un serrage NW-SE.

Dans notre conception relative aux modalités de la structuration hercynienne du domaine mesetien postérieurement au Viséen, l'Anti-Atlas à socle précambrien cratonisé est solidaire, du moins en grande partie, du Craton ouest africain. Donc c'est tout cet ensemble protérozoïque qui pousse vers le NNW. Ce fait explique la décroissance de l'intensité de la déformation en direction du craton vers le sud

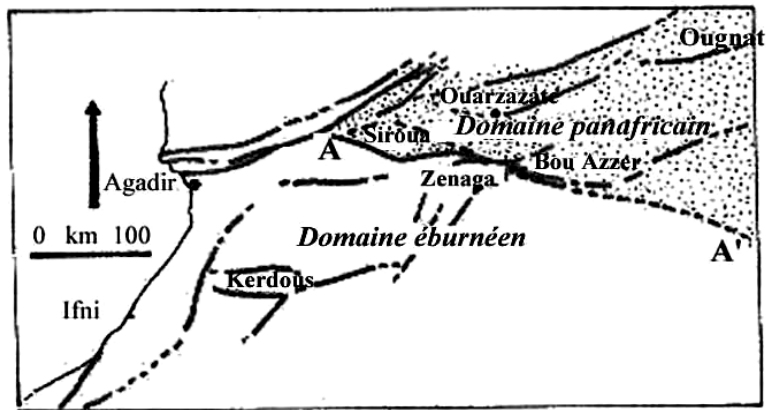


Fig.334. Schéma structural du socle précambrien de l'Anti-Atlas montrant la position des domaines éburnéen (2000Ma) et panafricain (660Ma) de part et d'autre de l'Accident majeur de l'Anti-Atlas (AA'). (Leblanc et Lancelot, 1980).
Le domaine panafricain qui est moins cratonisé que celui éburnéen est encore potentiellement "compressible" en meme temps que "transmetteur" de la déformation vers le nord.

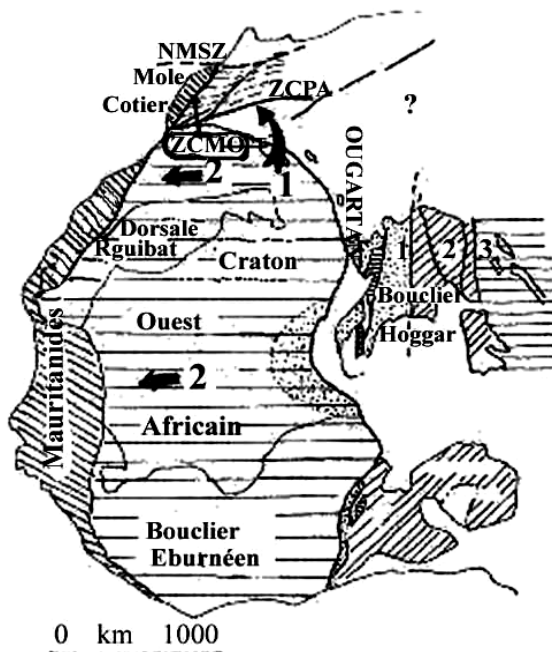


Fig.335. Schéma de l'ouest et du NW africain montrant les différents boucliers et cratons précambriens.

1- Chainé pharusienne; 2- province polycyclique du Hoggar central; 3- Hoggar oriental et marge du craton Est-Saharien. NMSZ- North Mesetian Shear Zone; ZCPA- Zone de Cisaillement Paléozoïque de l'Atlas.

Commentaire:

Le domaine mesetien marocain est compris entre la "NMSZ" et la "ZCPA". La Meseta orientale et le reste de la Meseta occidentale à l'E du Mole cotier ont enregistré la première phase de déformation post-viséenne qui engendre des structures dirigées ENE-WSW sous l'effet d'un serrage NNW-SSE

qui engendre une poussée rotationnelle antihoraire du Craton Ouest Africain et de l'Anti-Atlas (**flèche noire 1**). Le Mole cotier qui est à rattacher à la chaîne des Mouritanides n'a été structuré que lors de la deuxième phase de déformation post-viséenne, sous l'effet d'un raccourcissement Sub E-W (**flèche noire 2**). La figure est d'après Bertrand et Caby (1978) in Hassenforder (1987), **complétée au niveau du domaine mesetien par nos données et celles bibliographiques.**

par absorption graduelle des effets tectoniques de ce poinçonnement au niveau de l'Anti-Atlas qui se comporte comme marge nord de ce craton.

L'Anti-Atlas se comporte donc comme poinçon du domaine mesetien et comme bloc (zone) tampon qui absorbe une part de la poussée du Craton W africain.

Par ailleurs, la poussée rotationnelle anti-horaire du domaine anti-atlasique peut être aisément admise et conçue en examinant le schéma structural du socle précambrien de ce domaine (Fig.334). Ce schéma montre un socle panafricain (600Ma) au NE d'un socle éburnéen (2000 Ma) qui forme l'essentiel de l'Anti-Atlas occidental et central au SSW de l'Accident majeur de l'Anti-Atlas (Leblanc, 1978). Le domaine éburnéen fait partie du Craton W africain (Fig.335) totalement stabilisé par les différents orogènes précambriens alors que le domaine panafricain qui forme l'essentiel de l'Anti-Atlas oriental n'est évidemment pas aussi stabilisé que le premier. Ainsi donc, lors d'un serrage hercynien subméridien le domaine anti-atlasique panafricain va se montrer plus compressible et comme il forme une aire en éventail ouvert vers l'E, il favoriserait

De ce fait une rotation anti-horaire du " poinçon" relatif éburnéen. C'est ce fait qui serait à l'origine d'un vecteur de déformation plus important du côté oriental de l'Anti-Atlas et de la Meseta. D'ailleurs Saquaque (1990) voit dans l'éventuelle rotation anti-horaire du Craton W africain qui pousse vers le nord le vecteur porteur de la tectogenèse panafricaine.

C. QU'EST CE QU'IL EN EST DES TRAITS STRUCTURAUX SUBMERIDIENS DE L'ANTI-ATLAS OCCIDENTAL ?

Nous avons pu établir ci-dessus que le canevas structural au niveau du domaine anti-atlasique est tout à fait comparable à celui de la Meseta occidentale (Meseta occidentale centrale et Môle côtier). A la structuration sub E-W (première phase de déformation) succède une reprise subméridienne. Passons en revue les (points de correspondance entre les deux domaines et les points de divergence et voyons comment concilier le tout pour aboutir à un schéma d'ensemble cohérent.

1. Les principaux points de correspondance (convergence) :

- au niveau de la Meseta occidentale, le Môle côtier se distingue par une structuration sub-méridienne qui découle de la deuxième phase de déformation ; le même cas de figure est représenté par « l'Anti- Atlas allochtone » tout à fait occidental ;

- directement à l'est de ces deux sous domaines (zones structurales) structuraux, la déformation hercynienne se caractérise par l'interférence des deux phase de déformation tout à fait orthogonales (plis P1 sub E-W et plis P2 subméridiens) ; c'est le cas au niveau du BSB (s.s), des Rehamna, des Jbilet centraux, du Haut - Atlas occidental (au niveau du domaine mesetien) et de "Anti Atlas occidental autochtone" et central ;

- atténuation et disparition ? de la reprise subméridienne en direction de la Meseta orientale et de l'Anti - Atlas oriental.

2. les principaux points de divergence :

- la vergence des structures est manifestement vers l'est au niveau de l'Anti-Atlas occidental allochtone alors qu'elle est de dominance ouest au niveau du Môle côtier, notamment tout au long de la ZCMO (Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale) ;

- le développement de couloirs de cisaillement transcurrents au niveau du Môle côtier alors qu'ils sont absents dans « l'Anti - Atlas occidental allochtone » ;

-intense déformation tout au long d'une étroite bande qui jalonne l'est de la bordure orientale du Môle côtier depuis la partie occidentale du BSB (s.s) au nord jusqu'au Haut Atlas occidental au sud ; bande qui n'a pas d'équivalent à l'est de « l'Anti-Atlas allochtone » à l'état actuel des données.

Comment peut-on surmonter alors ces points de divergence pour conforter notre idée la correspondance et la continuité entre l'Anti-Atlas occidental d'un côté, la Meseta occidentale centrale et le Môle côtier d'un autre côté ?

2.1. Concernant la vergence des structures :

L'Anti-Atlas occidental allochtone est caractérisé par un décollement généralisé de la couverture paléozoïque vers l'est (tectonique qualifiée de pelliculaire) alors qu'au niveau du Môle côtier la vergence des structures est tantôt vers l'est tantôt vers l'ouest (El Attari, 2001). L'auteur précise que dans les Rehamna et les Jbilet occidentaux, les plis montrent globalement une tendance au déversement vers l'ouest alors qu'ailleurs (Doukkala - Abda, vallée de l'oued Oum Rbia) la vergence peut se faire aussi bien vers l'est que vers l'ouest. **Ce déversement dans un sens ou dans un autre serait contrôlé par le sens du mouvement et le pendage des failles associées dont plusieurs sont héritées de l'histoire paléogéographique cambrienne et en partie dévonienne** (El Attari, 2001). Par ailleurs, en marge orientale du Môle côtier, les tronçons NE-SW de la ZCMO (bande de faiblesse structurale formée d'un alignement plus ou moins irrégulier de plusieurs failles (N-S, N30) étaient animés de mouvement dextre combiné à une composante chevauchante vers le SW; c'est le cas par exemple de la Faille d'Oulad Zednes dans les Rehamna méridionaux. Ce mécanisme a permis ainsi la mise en place dans les Rehamna centraux d'une « nappe tectonique » par l'intermédiaire d'un cisaillement plat vers le SW (El Attari, op. cit.); l'épaississement crustal ainsi engendré a favorisé ici l'apparition d'une déformation intense et d'un métamorphisme à Staurotide et à Disthène à la base de la nappe.

Plus au sud, dans l'extrême ouest du Haut -Atlas paléozoïque, Cornée (1989) précise que les structures sont de vergence E et SE dont notamment des nappes de charriage (nappes d'Aït Tounart, d'Azour Warg, etc.)

Ainsi donc, la vergence des structures au niveau du Môle côtier et de l'Anti-Atlas occidental allochtone n'oppose pas fondamentalement ces deux sous- domaines entre eux comme on le pensait jusqu'à maintenant. La double vergence au niveau du Môle côtier est dictée par sa paléogéographie au cours du paléozoïque. En effet les grabens ouest mesetiens subméridiens du Cambrien moyen (Bernardin et al, 1987), qui ont probablement refunctionné du moins en partie au cours du Dévonien (El Attari, 2001) et au cours du Famennien (Bassin de Safi et d'Oulad Abbou) sont délimités par des failles normales méridiennes à sub-méridiennes. Celles-ci vont jouer, entre autres, en failles inverses de vergence opposée lors du serrage sub E-W (2^{ème} phase de déformation). C'est ce fait qui fait à notre avis la différence avec l'Anti-Atlas occidental qui n'a pas connu une telle fracturation fragilisante antérieurement à sa structuration hercynienne.

Par ailleurs, d'après ces données bibliographiques on note que l'importance du déversement des structures dans un sens ou dans un autre, diminue du sud (Anti Atlas vers le nord (NW de la Meseta occidentale). Au niveau de l'Anti-Atlas occidental allochtone se développe un important dispositif de nappes de charriage vers l'est qui recouvrent un autochtone moins sollicité par la déformation. On retrouve le même dispositif structural dans l'extrême ouest du Haut Atlas paléozoïque, directement au nord de « l'Accident sud atlasique ou Faille de Tizi n'Test ». A cet endroit du Haut -Atlas, les nappes de charriage de vergence E et SE peuvent atteindre une flèche de 30km (Cornée, 1989). Les travaux d'El Attari montrent qu'en allant du sud vers le nord du Môle côtier la portée des chevauchements dans un sens ou dans un autre décroît. En passant par les Jbilet et les Rehamna cette portée est d'ordre plurikilométrique alors plus vers le nord, à la hauteur de Bouznika, le recouvrement anormal est uniquement d'ordre kilométrique. Précisons d'un autre côté que la composante chevauchante des zones de cisaillement NNW-SSE à NW-SE au niveau du BSB (s.s) et BBM est également de vergence ouest ou est (cf. avant) avec dominance du premier cas de figure.

2.2. Interprétation et discussion

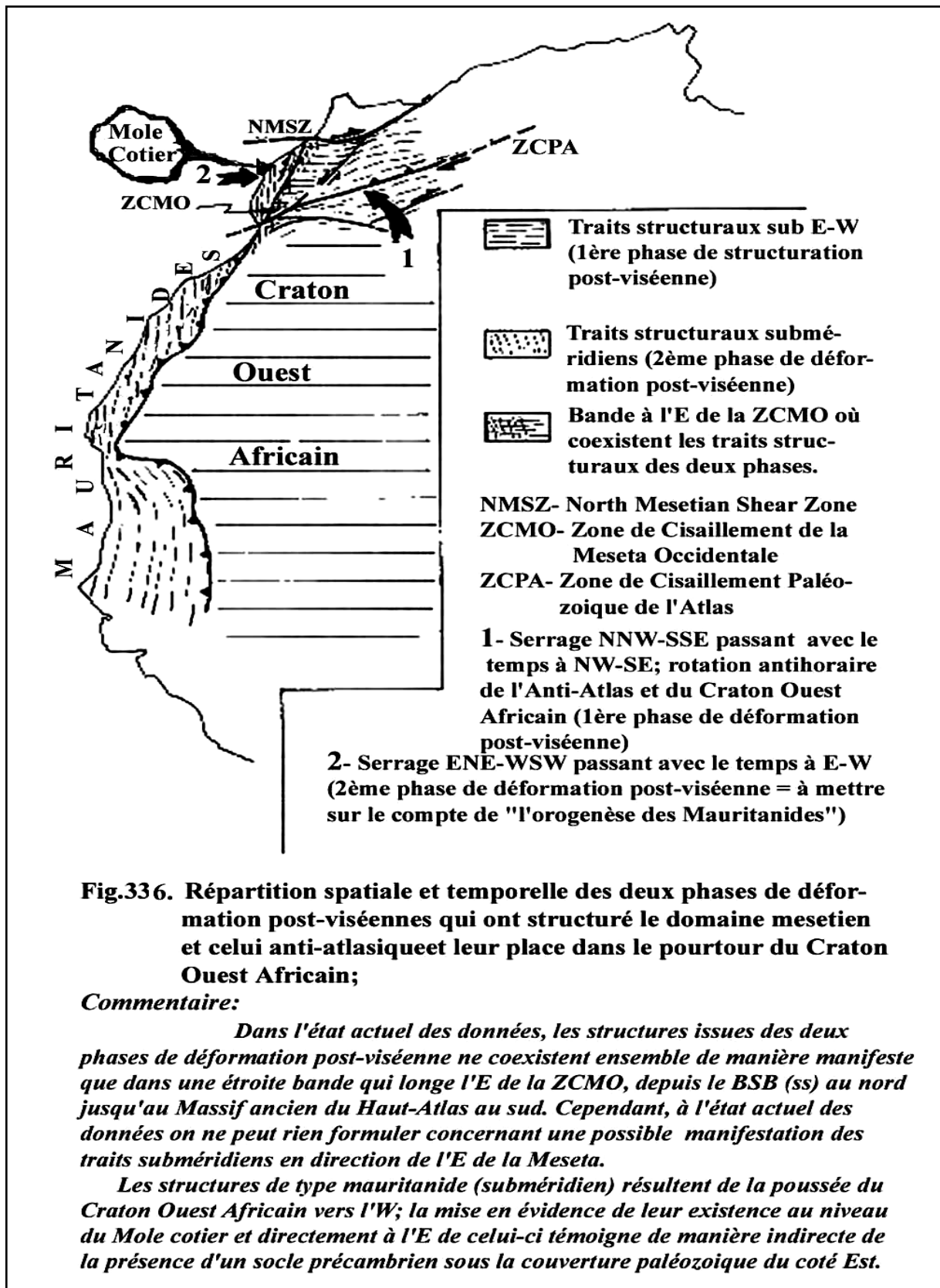
Il ressort donc de cette mise au point que les effets du serrage sub E-W, générateur de la structuration sub-méridienne s'atténuent du sud vers le nord. Néanmoins, il se peut que tout cela n'est que pure apparence puisque le raccourcissement causé au niveau du Môle côtier est absorbé par diverses discontinuités tectoniques qui le hachent, fait qui n'est pas connu dans l'Anti-Atlas. Dans ce dernier domaine non fragilisé au cours du cycle paléozoïque, une fois un (ou quelques) niveau de recouvrement anormal est généré il va servir de soupape qui fonctionne tant que le raccourcissement perdure. C'est ce fait qui explique que tout l'extrême ouest de l'Anti-Atlas occidental intensément déformé vient recouvrir (en une seule pièce) l'Anti-Atlas autochtone (peu déformé)

D'autres considérations structurales viennent confirmer cette conception des choses et écarter les autres points de divergence entre l'Anti-Atlas occidental et l'ouest de la Meseta occidentale. En effet, l'important développement de couloirs de cisaillement transcurrents au niveau du Môle côtier et l'intense déformation tout au long de la bande qui va de la partie occidentale du BSB (s.s) au nord jusqu'au Haut -Atlas occidental au sud (à l'est de la ZCMO) vont dans le même sens que ce qu'a été évoqué ci-dessus. Il s'agit là - aussi d'une bande de terrain qui a été largement fragilisée par la distension sub E-W lors du Famerno-Tournaisien (cf. avant). Comme on l'a vu ce n'est que lors de la deuxième phase de déformation sub E-W que cette aire sera cicatrisée (plissement synschisteux, cisaillements transcurrents et chevauchements) c'est notamment le cas de la partie ouest du "BSB"s.s, les Rehamna et les Jbilet centraux.

VII. PLACE DES EVENEMENTS HERCINIENS MAROCAINS DANS LE CONTEXTE PERI-ATLANTIQUE : CONTEXTE GEODYNAMIQUE GLOBAL

Les travaux bibliographiques, notamment ceux les plus récents (Soulaïmani, 1998 et El Attari, 2001) relient l'Anti Atlas allochtone à la chaîne des Mauritanides au sud. Il est donc tout à fait évident, dans cette conception des choses (voir ci -haut) que la deuxième phase de déformation qui structura le Môle côtier et la partie ouest de la Meseta occidentale centrale relève des effets de cette orogénèse «sudique ». Il est donc connu que la chaîne des Mauritanides constitue une ceinture plissée qui longe la bordure occidentale du Craton ouest africain depuis la Guinée au sud jusqu'au Sud marocain où les chaînes de Zemmour et d'Oulad Dlim constitueraient la partie septentrionale proprement dite des Mauritanides. Les caractéristiques structurales de cette chaîne sont connues depuis les travaux de Sougy (1962-1969), Lécorché et Sougy (1978), Roussel et al (1984) et Lécorché et al (1991). Pour savoir plus dans ce sens, nous invitons le lecteur intentionné à se référer aux travaux de Soulaïmani (1998) et d'El Attari (2001) où une mise au point détaillée est utilement développée. Celle-ci replace cette chaîne (du moins les manifestations structurales d'âge carbonifère) dans son contexte paléozoïque péri atlantique marqué par l'édification : - de la chaîne des Appalaches en bordure SE du Craton nord américain ; - des Mauritanides en bordure occidentale du Craton ouest africain ; - de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale.

Par ailleurs, si dans les travaux de reconstitution de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale le Maroc mesetien est conçu comme le prolongement de la chaîne ibérique (Bard et al. 1970-1971 ; Piqué, 1981 ; Matte, 1986 ; Diot, 1989), El Attari (2001) propose de relier la déformation calédonienne du Bloc des Séhoul à la chaîne des Mauritanides de l'époque calédonienne. Le relais se ferait à travers une «incurvation » de la ceinture plissée qui passerait d'E-W au niveau des Séhoul à N-S au large d'El Jadida. Si cette tentatives de ceinturer le Maroc



par l'orogène des Mauritanides à l'époque calédonienne apparaît une hypothèse réaliste de travail, nous écartons cependant l'idée d'un tel âge pour la déformation de l'Anti Atlas occidental allochtone comme cela ressort des travaux de l'auteur.

Néanmoins, nous adhérons à la conception d'El Attari qui cherche à renouer le Maroc avec ses origines africaines lors des orogènes paléozoïques. Suite à nos données relatives à l'hercynien

marocain, il est désormais clairement établi que la structuration de la Meseta est clairement tributaire des mouvements du Craton ouest africain (Fig.336). Pour nous, c'est ce craton qui est responsable d'une manière ou d'une autre de la structuration hercynienne postérieurement au Viséen. Les manifestations post – viséennes de l'orogène des Mauritanides qui ceinture l'ouest du Craton ouest africain sont représentées par la deuxième phase de déformation qui est **génératrice des structures méridiennes à NNW-SSE au niveau de l'W la Meseta occidentale et de l'Anti Atlas occidental (Fig.336)**. Rappelons aussi que la structuration sub-E-W des domaines mesetien et anti-atlasique lors de la première phase de déformation est mise directement sur le compte de la poussée du bâti Craton W africain – Anti- Atlas vers le NNW et le NW.

D'autre part, comme il nous est cher de vanter l'influence européenne sur le Maroc en terme socio économique politique, cette influence s'est également fait sentir au Paléozoïque bien entendu en terme de structuration hercynienne. En effet, la poussée rotationnelle anti-horaire de l'Anti-Atlas - Craton W africain vers le NNW aurait fait coulisser le Maroc en dextre par rapport à l'orogène bétique à travers de grandes zones de cisaillement transcurrentes telle la Zone de Cisaillement Nord Mesetienne. Les Mauritanides au sud et les «Mesetides » au nord du côté africain sont les équivalents des Appalaches du sud et du nord du côté nord américain ; c'est la conviction de tous les auteurs hercynologues. Lefort (1989), Schenk (1991), Ben Salmia (1992) et Piqué et Skehan (1992) (in El Attari, 2001) rapprochent les Appalaches du nord au NW d'Afrique. Par ailleurs par leur style tectonique, les Mauritanides seraient l'équivalent orientale des Appalaches du sud, tous deux caractérisé par une tectonique pelliculaire qui présente un déversement vers l' W du côté occidental, vers l'E du côté oriental (Roussel et al, 1984 ; in Hoepffner, 1987). Ce fait est également bien étayé par Soulaïmani (1998) pour qui le seul problème résidait dans la corrélation avec les "Mesetides" marocains. Or, cette problématique nous l'avons résolue à la lumière de nos données (ce travail). Notre conception fait des "Mesetides" marocains un carrefour structural aux confins du Craton W africain au sud et la Laurasia au nord.

La poussée du Craton W africain vers le nord est responsable de la structuration sub E-W des domaines mesetien et anti-atlasique postérieurement au Viséen. Le coulisage dextre du Gondwana par rapport à la Laurentia - Baltica est assuré alors par le biais d'importantes zones de cisaillement telles la Zone de Cisaillement Nord Mesetienne et la Faille de Tizi n'Test (TNT)- Zone de Cisaillement Paléozoïque de l'Atlas(ZCPA) à la limite Anti-Atlas domaine mesetien.

Ensuite, le rapprochement Craton W africain - Craton N américain serait initiateur de la structuration subméridienne de l'ouest de le Meseta occidentale en continuité avec la chaîne Mauritanides plus au sud. Le schéma général qui peut être envisagé rejoint globalement celui proposé par Matte (1986) (Fig.332). Néanmoins, les étapes illustrant les deux phases de déformation post-viséenne et anté- westphalienne terminal n'y sont pas représentées dans ce schéma. De notre part, nous ne faisons que signaler cette lacune à défaut de proposer les deux schémas en question vue que nous ne pouvons prétendre en ce moment faire le tour des données bibliographiques détaillées des événements orogéniques péri atlantiques de l'époque namuro - westphalienne. Comme l'a qualifié cet auteur, les chaînes péri-atlantiques (notamment les Appalaches, les Mauritanides et les Varisques) montrent des recouvrements spatiaux et temporels.