HAL
open science

Relation entre la marge du bassin cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc: Un exemple de l'influence de l'héritage tectono-sédimentaire dans une chaîne intracontinentale

Michel Corsini

To cite this version:

Michel Corsini. Relation entre la marge du bassin cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc: Un exemple de l'influence de l'héritage tectono-sédimentaire dans une chaîne intracontinentale. Tectonique. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 1988. Français. NNT : . tel-01015143

HAL Id: tel-01015143

https://theses.hal.science/tel-01015143

Submitted on 25 Jun 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE
ET DES SCIENCES D'AIX-MARSEILLE

FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE ST-JEROME

THESE

LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12422

présentée par

Michel CORSINI

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences
de l'Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'AIX-MARSEILLE

(AIX-MARSEILLE III)

Spécialité : GEOLOGIE

RELATION ENTRE LA MARGE DU BASSIN CAMBRIEN ET LA CINEMATIQUE HERCYNIENNE DE LA MESETA OCCIDENTALE DU MAROC

UN EXEMPLE DE L'INFLUENCE DE L'HERITAGE TECTONO-SEDIMENTAIRE DANS UNE CHAINE INTRACONTINENTALE.

Soutenue le 16 Septembre 1988 devant la commission d'examen :

R. DARS	Rapporteur
B. GUERANGE	
J. MULLER	
A. PIQUE	Rapporteur
J. SOUGY	
A. VAUCHEZ	
J.J. CORNEE	Invité

Résumé

La Meseta nord-occidentale est un segment de la chaîne hercynienne du Maroc. L'étude lithostratigraphique et structurale de cette région montre que la paléogéographie joue un rôle déterminant au cours de l'évolution tectonique hercynienne : les grands bassins qui se sont individualisés au cours de la sédimentation du Paléozoïque vont gouverner la géométrie et la cinématique de la déformation.

La Meseta nord-occidentale se subdivise, d'Ouest en Est, en deux domaines où la sédimentation et le style de la déformation sont très différents :

- *le Môle côtier* ou domaine occidental, qui est marqué par l'ouverture d'un graben intra-continental actif et fortement subsident au Cambrien. Ce domaine est structuré à l'Hercynien par des grands plis concentriques subméridiens. A proximité des principales failles rectilignes, parallèles à la direction de la chaîne, les plis se disposent en échelon et s'accordent avec un coulissage horizontal dextre du bâti.

- *la Meseta centrale* ou domaine oriental, zone haute inactive au Cambrien, sur lequel s'installe au Dévonien supérieur-Carbonifère un bassin marginal dont la bordure occidentale est découpée en panneaux basculés et marquée par une intense activité volcanique de type alcalin à transitionnel. Dans ce domaine la direction des grandes structures plicatives hercyniennes est guidée par les anciennes failles bordières du bassin de direction N20-N30 et N70.

Ces deux domaines sont séparés par *la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (Z.C.M.O.)*, qui n'est pas une faille unique mais correspond à une succession d'accidents décrochants disposés en relai où se concentrent le métamorphisme et la déformation. Cette zone, qui coïncide à la fois avec la limite orientale du bassin cambrien et avec la limite occidentale du bassin dévono-carbonifère, s'étend depuis la zone faillée de Rabat-Tiflet en Meseta côtière au Nord jusqu'à la faille du Tizi'n Test dans le Haut-Atlas au Sud.

Dans la partie centrale du massif des Rehamna, la Z.C.M.O. est *une faille peu pentée à l'Est*, héritée du dispositif en extension du Carbonifère. Pendant la phase de déformation hercynienne majeure, *le compartiment supérieur oriental s'est déplacé vers le SW parallèlement aux structures majeures de la chaîne*. La cinématique particulière de cet accident et le métamorphisme mésozonal qui accompagne la déformation ductile s'expliquent par la forte *remontée du socle précambrien* qui affleure dans ce secteur.

Abstract

The paleozoïc northwestern Meseta is a segment of the hercynian belt in Morocco. Lithostratigraphical and structural studies of this region show that paleogeographic reconstruction is a determinant factor in the understanding of the hercynian tectonic evolution.The large basins which were formed during the Paleozoïc sedimentation influenced the structural patterns of deformation especially along faulted zones.

The northwestern Meseta can be subdivided into two domains which exhibit very different sedimentational and deformational styles :

- the Coastal Block (western domain) was characterised in the Cambrian times by the opening of an intracontinental rift with rapid subsidence. It was structured during the Hercynian into large submeridian concentric folds with an "en échelon" pattern which could be related with dextral NNE-SSW fault in the basement.

- the Central Meseta (eastern domain) was a shoal during Cambrian times and then became a flexural Upper Devonian-Carboniferous basin. The margin of the basin is characterised by tilted blocks and an intense alcalin volcanic activity. Folded hercynian structures are controlled by previous faults oriented N20-30 and N70.

These two domains are seperated by the *Western Mesetan Shear Zone* (W.M.S.Z.) constituted by several shear faults in an "en relais" disposition with intense deformation and high grade metamorphism. This zone, which corresponds to the western limit of the Devono-Carboniferous basin, extends between the two major E-W faults of the Meseta, the Rabat-Tiflet one in the North, and the Tizi'n Test fault in the South.

In the central part of the Rehamna massif, the W.M.S.Z. is a nearly flat lying fault slightly deeping toward the East, probably inherited from the extensive Carboniferous pattern. During folding the eastern upper block is thrusted to the SW parallel to the major folds of the belt. Precambrian basement inlier strongly influenced the deformational style and intensity of metamorphism in these region.

ملخص

المسيطا الشمالية غربية جزء لا يتجزء من السلسلة الهرسينية المغربية. دراستها البنيوية والصخرية والطبقية تبين أن الجغرافية القديمة لعبت دوراً حتماً أثناء التطور البنيوي الهرسيني، خاصة أن الأحواض التي برزت أثناء الترسب الأولي "Sédimentation paléozoïque" قادت وهيكلت حركية وهندسة التشويه.

المسيطا الشمالية غربية تنقسم إلى مجالين متفارقين في الرواسب وشكلية التشويه وهذا الانقسام يلاحظ من الغرب نحو الشرق:

- الحاجز الشاطئي "le Môle côtier" أو المجال الغربي، المتميز بانفتاح أحفورة داخل قارية نشيطة، ذات تخفض شديد أثناء الكمبري. تشكل هذا المجال أثناء النشوء الهرسيني إثر التواءات كبيرة، متراكزة، ذات محاور شمالية جنوبية. ومن الملاحظ، هو أن الالتواءات تكثر بجوار الانكسارات البليغة المتوازية الاتجاه مع امتداد السلسلة، وتتمركز بشكل سلمي ثم تنعقد تماماً مع التزحلق الانفقي اليميني الذي حل بالبنية "Coulissage horizontal dextre".
- المسيطا الوسطى أو المجال الشرقي منطقة مرتفعة، عكس الغربي، عديمة النشاط أثناء الكمبري. غير أن هذا المجال كان أثناء الحقبة الديفونية العليا، مسرحاً لاستقرار حوض هامشي. تميز هذا الأخير بنشاط بركاني كثيف من نوع قلوي إلى عابر، كما تميز بتمركز البنيات الالتوائية الهرسينية على حفف الحوض بقيادة انكسارات وراثية ذوات اتجاهين 20 إلى 30 درجة شمالا و70 درجة شمالا.

هذين المجالين تقسمهما منطقة القص بالمسيطا الغربية (م.ق.م.غ) "Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (Z.C.M.O)" وهي عبارة عن مجموعة من الانكسارات الانقلابية المترتبة بشكل لحاقي "en relais" مما يجعلها مركزاً لارتفاع التحويل والتشويه. كما تتطابق مع الحفة الشرقية للحوض الكمبري، والحد الغربي للحوض الديفوني والفحمي. فهذه الانكسارات تمتد شمالا من المنطقة الانكسارية للرباط وتقلت بالمسيطا الشمالية إلى غاية انكسار تيزي نتست جنوب الأطلس الكبير.

في الطرف الوسطي لكتلة الرحامنة تتكون منطقة القص (م.ق.م.غ) من انكسار فردي مائل نحو الشرق، موروث من العدة المبسطة زهاء الحقبة الفحمية. فأثناء طور التشويه الهرسيني الهام، تنقل الجزء العلوي الشرقي نحو الجنوب الغربي في توازٍ مع البنيات السائدة للسلسلة. ونفسر خصوصية حركية هذا الانكسار، والتحول الوسطي "métamorphisme mésozonal" الذي صاحب التشويه القابل للسحب "défortion ductile" بصعود شديد حل بالقاعدة الما قبل الكمبرية التي كانت تستسطح في المنطقة أثناء التطور الهرسيني.

SOMMAIRE

	page
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	1
CHAPITRE I. PRESENTATION DU SECTEUR ETUDIE	3
I. CADRE GEOGRAPHIQUE	3
II. CADRE GEOLOGIQUE	4
CHAPITRE II. APERCU DES TRAVAUX ANTERIEURS	6
CHAPITRE III. BUT DE L'ETUDE	7
CHAPITRE IV. METHODE	7
I. TRAVAIL SUR LE TERRAIN	7
II. DOCUMENTS UTILISES	7
III. DEFINITION DES PRINCIPAUX TERMES UTILISES POUR LA DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES SERIES	9
DEUXIEME PARTIE : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	11
CHAPITRE I . LES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES	13
I. LE PRECAMBRIEN ET LE CAMBRIEN INFERIEUR	13
A. Introduction	13
B. La Meseta côtière	13
C. Les données off-shore	15

D. Le massif des Rehamna 17

1) les Rehamna centraux 17
2) les Rehamna occidentaux 22

E. Le Maroc central 26

F. Les Jebilet 28

G. Le Haut-Atlas 28

H. L'Anti-Atlas 28

I. Conclusion 30

II. LE CAMBRIEN MOYEN ET SUPERIEUR 33

A.Introduction 33

B.La Meseta côtière 33

1) introduction 33
2) la coupe de Dar Bou Azza 34
3) la coupe de l'Oued Thiourighet 38
4) la région de Casablanca et le horst de l'Oued Rhebar 42
5) conclusion 45

C.Les Rehamna sud-occidentales 45

1) introduction 45
2) la succession stratigrahique du secteur occidental 45
3) la succession stratigrahique du secteur médian 50
4) la succession stratigrahique du secteur oriental 56
5) conclusion 59

D.Géométrie du bassin cambrien moyen de la Meseta nord-occidentale 61

E.Les données de la géophysique 65

1) le bassin des Doukkala 65
2) la Meseta occidentale à l'Est du môle côtier 66

F. Les Jebilet 67

G. Le Haut-Atlas 69

H. L'Anti-Atlas 70

I. Conclusion 70

CHAPITRE II . LES FORMATIONS POST-CAMBRIENNES ET ANTE-OROGENIQUES 73

I. L' ORDOVICIEN 73

A. La succession stratigraphique ordovicienne probable des Rehamna centraux 73

B. Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta NW 75

II. LE SILURIEN 75

III. LE DEVONIEN 76

A. Le massif des Rehamna 76

1) les Rehamna centraux 76
2) les Rehamna orientaux 77
3) les Rehamna septentrionaux 77

B. Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta nord-occidentale 78

IV. LE CARBONIFERE 80

A. Les Rehamna orientaux 80

B. Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta nord-occidentale 82

CHAPITRE III . LES MOLASSES POST-OROGENIQUES 84

TROISIEME PARTIE : LE MAGMATISME 85

CHAPITRE I . LE MAGMATISME HERCYNIENSYN A TARDI-OROGENIQUE 87

I. LES GRANITES HERCYNIENS ET LES FILONS DE MICROGRANITES 87

A. Les plutons granitiques 87

B. Les microgranites 88

II. LES FILONS DE DACITOIDES OU MICRODIORITES 88

CHAPITRE II . LE MAGMATISME POST-HERCYNIEN, LES DOLERITES DU LAKHDAR 88

QUATRIEME PARTIE : ETUDE TECTONO-METAMORPHIQUE 89

CHAPITRE I . STYLE STRUCTURAL DE LA MESETA NORD-OCCIDENTALE 91

CHAPITRE II . HISTORIQUE 94

CHAPITRE III . CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS 96

I. LES DEFORMATIONS ANTE-VISEEN SUPERIEUR 96

II. LES DEFORMATIONS HERCYNIENNES MAJEURES 96

III. LES DEFORMATIONS HERCYNIENNES TARDIVES 96

IV. LES DEFORMATIONS POST-HERCYNIENNES 97

CHAPITRE IV. COMMENTAIRE DU SCHEMA STRUCTURAL ET D'UNE TRANSVERSALE E-W 99

CHAPITRE V. GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS HERCYNIENNES ET POST-HERCYNIENNES 101

I.DEFORMATION HERCYNIENNE AU DESSUS DU FRONT SUPERIEUR DE LA SCHISTOSITE : UN EXEMPLE DE PLIS ASSOCIES A UN DECROCHEMENT DANS LA VALLEE DE L'OUED OUM ER RBIA EN BORDURE DU BASSIN DES DOUKKALA 101

A.Evolution du style des plis P1 sur une transversale E-W 101

B.Cinématique des plis P1: analyse des stries banc sur banc 102

C.Les failles 103

D.Relation entre les failles et le plissement pendant la tectonique hercynienne 104

II. DEFORMATION ET METAMORPHISME HERCYNIENS SOUS LE FRONT SUPERIEUR DE LA SCHISTOSITE : ETUDE D'UNE TRANSVERSALE W-E DANS LES REHAMNA SUD-OCCIDENTAUX 105

A.Evolution du style du plissement P1 105

B.Evolution de la schistosité S1 109

1) typologie de la schistosité 109
2) répartition de la schistosité 112

C.Etude du métamorphisme de faible intensité grâce à la cristallinité de l'illite 112

1) caractérisation des illites par la méthode d'Esquevin 113
2) évolution de l'indice de cristallinité sur une transversale E-W 114
3) zonéographie du métamorphisme basée sur la cristallinité de l'illite 114

D.Conclusion 115

III. DEFORMATION ET METAMORPHISME HERCYNIENS EN BORDURE ORIENTALE DU MOLE COTIER : LA BANDE DE CISAILLEMENT DUCTILE DES OULED ZEDNESS (REHAMNA CENTRAUX) 116

A.Caractères de la déformation plicative 118

1) les plis P1 118

2) les plis P2 118

B.La déformation cisaillante 119

1) l'étirement 119
2) la composante non coaxiale rotationnelle 119

C.Le métamorphisme et ses relations avec la déformation cisaillante 120

1) chronologie 120
2) répartition des isogrades 121

E.Modèle cinématique des déformations 122

IV.EXEMPLE DE DEFORMATION POLYPHASEE ENREGISTREE PAR LES FAILLES HERCYNIENNES : L'AMYGDALE TECTONIQUE DU JBEL LAKHDAR (REHAMNA SW) 123

A.Géométrie de l'amygdale tectonique 123

1) les failles 123
2) les plis P1 124

B.Individualisation de l'amygdale tectonique : les jeux successifs de la faille du Lakhdar 124

1) le jeu pendant l'épisode de déformation majeure hercynienne 124
2) le jeu hercynien tardif 125
3) le jeu en distension post-hercynien 126

CHAPITRE VI. DISCUSSION GENERALE 128

I. INFLUENCE DE L'HERITAGE TECTONO-SEDIMENTAIRE 128

II. RELATIONS ENTRE LE SUBSTRATUM PRECAMBRIEN ET LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE 129

III. EXTENSION ET MODELE D'EVOLUTION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE 130

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

CHAPITRE I : PRESENTATION DU SECTEUR ETUDIE

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur étudié appartient à la Meseta marocaine nord-occidentale (fig.1); il s'étend depuis les environs de Casablanca au Nord, jusqu'à Benguerir au Sud. Il comprend une partie de la Meseta côtière, la basse vallée de l'Oued Oum er Rbia et le massif des Rehamna. Il est limité au Nord par l'océan Atlantique, bordé à l'Ouest par la plaine des Doukkala, à l'Est par la plaine de Berrechid, le plateau de Settat et le bassin de Kourribga et au Sud par la plaine de la Bahira.

Le relief de cette région est très faible, il est un peu plus prononcé dans le massif des Rehamna avec une altitude moyenne de 500 m. Le Jorf el Beïda culmine à l'Est avec 713 m et le Jbel Lakhdar au Sud-Ouest avec 697 m d'altitude.

Le réseau hydrographique est constitué par de nombreux oueds dont la majorité ont un très faible débit en dehors des périodes de pluie. Seul l'oued Oum er Rbia, dont le cours inférieur traverse de part en part le secteur étudié, draine en permanence ses eaux jusqu'à l'océan.

La végétation peu abondante et principalement limitée aux zones cultivées permet d'avoir des conditions exceptionnelles d'affleurements.

L'accès se fait par la route principale Casablanca-Marrakech à l'Est et la route El Jadida-Sidi Bennour à l'Ouest. Au Nord une route secondaire joint Boulaouane à Imfout et Mechra ben Abbou, au Sud le Douar Caïd Tounsi à Benguerir. De nombreuses pistes plus ou moins carrossables permettent d'accéder aux affleurements.

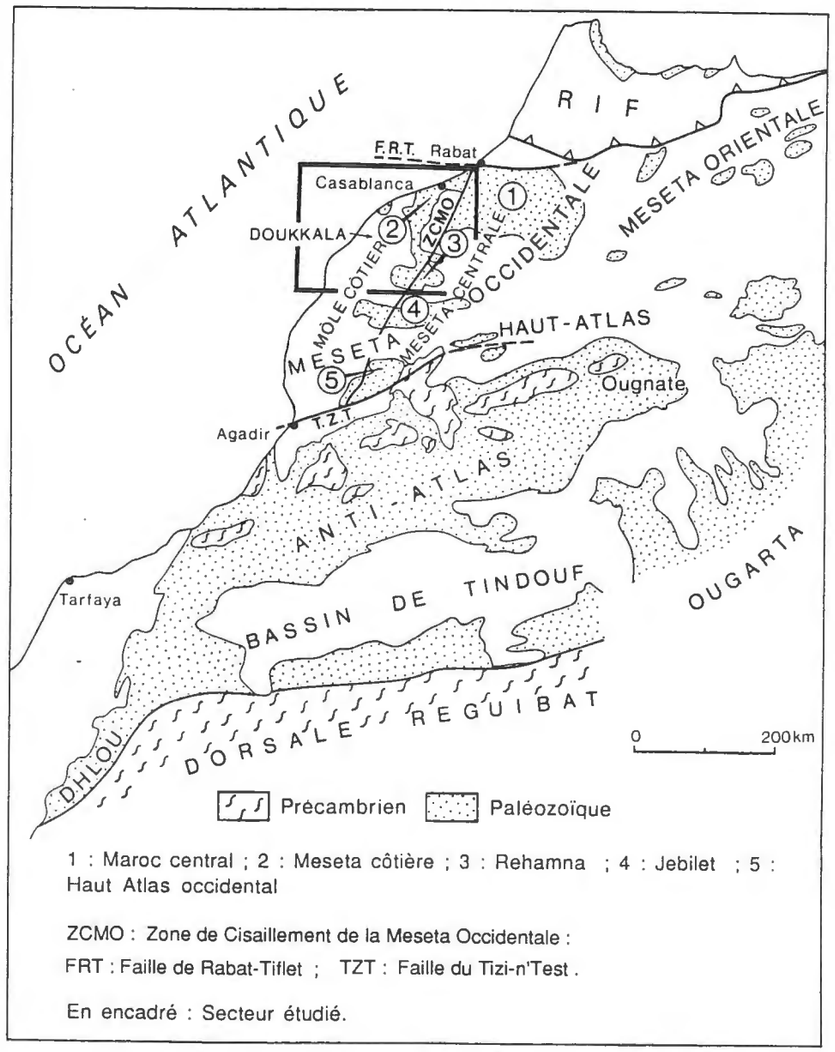


Fig. 1 : Localisation du secteur étudié dans les boutonnières hercyniennes du Maroc

II. CADRE GEOLOGIQUE

La Meseta marocaine nord-occidentale est un segment de la chaîne hercynienne (fig. 1). Les affleurements de terrains paléozoïques (fig. 2) apparaissent à la faveur du littoral, des principaux fleuves côtier, de la vallée de l'Oued Oum er Rbia et de la vaste boutonnière du massif des Rehamna, où la couverture des terrains mésozoïques, cénozoïques et quaternaires subtabulaires a été entaillée par l'érosion.

On y distingue deux grands domaines (fig. 1) :

- un *domaine occidental, ou môle côtier*, constitué par des terrains sédimentaires du Cambrien inférieur probable au Dévonien supérieur, structurés en plis cylindriques subméridiens.

- un *domaine oriental*, ou *Meseta centrale*, à tectonique complexe, constitué par des roches sédimentaires du Cambrien moyen au Namurien inférieur et des roches métamorphiques non datées.

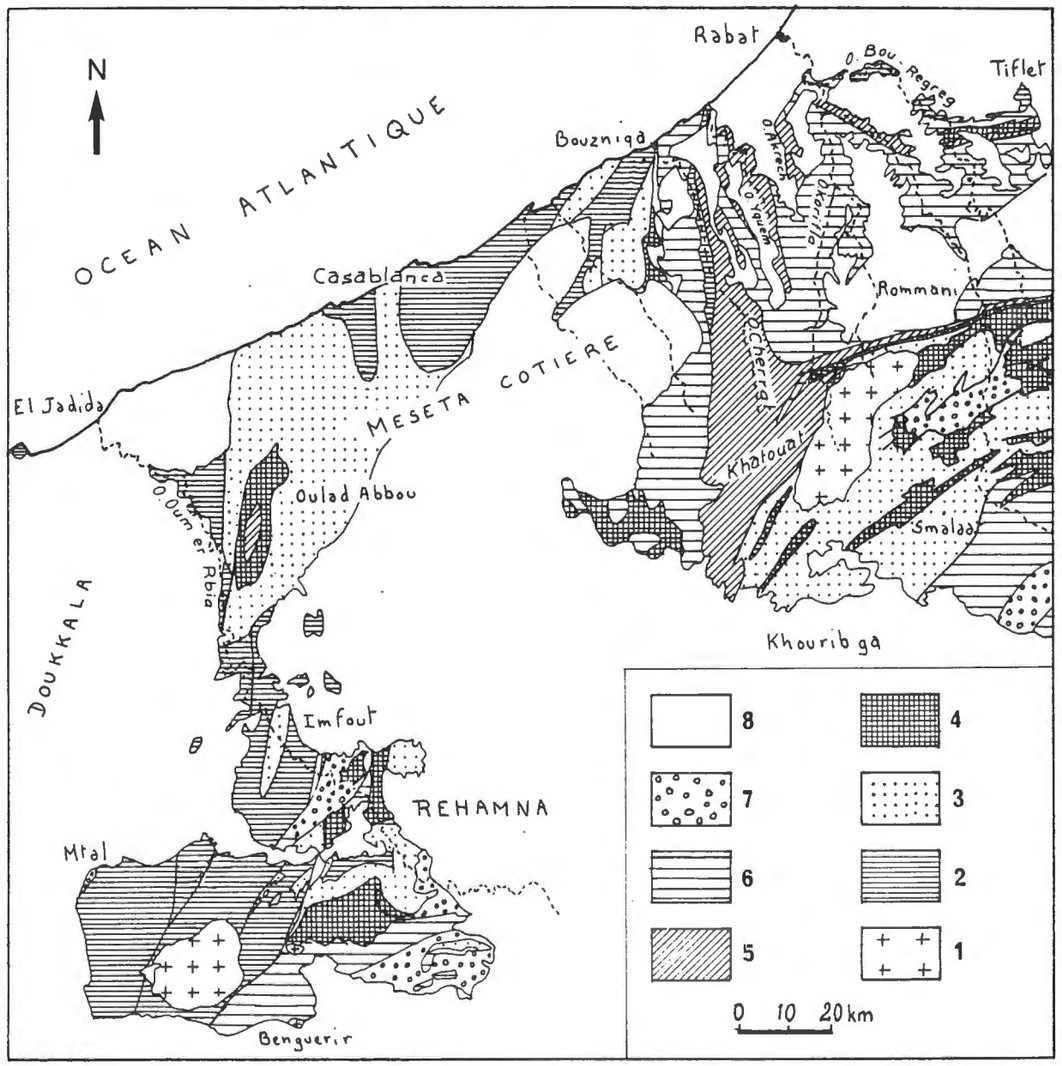


Fig. 2 : Carte géologique simplifiée de la Meseta N-W
1 - granite hercynien ; 2 - Cambrien ; 3 - Ordovicien ; 4 - Silurien et Dévonien ; 5 - Famennien et Tournaisien ; 6 - Viséen et Namurien inférieur ; 7 - molasse wesphalienne ; 8 - terrains post-paléozoïques. (adaptée de A. Piqué, 1981).

Ces deux domaines sont séparés par une zone fortement tectonisée : l*a Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale*.

Au Sud-Est dans le massif des Rehamna, le métamorphisme atteint le faciès amphibolite. Un grand batholite, le granite de Sebt Brikiine et plusieurs pointements granitiques de moindre importance, datés de 273+ 2 Ma (Tisserand, 1977), affleurent dans cette région..

CHAPITRE II : APERCU DES TRAVAUX ANTERIEURS

Gigout (1951) réalise une synthèse stratigraphique et tectonique sur la Meseta marocaine nord-occidentale avec une cartographie générale au 1:200 000 (fig. 3). Dans son mémoire se trouve l'historique des travaux effectués par ses prédécesseurs (Gentil, 1908-1922 ; Barthoux, 1923-1926 ; Lecointre, 1925-1950 ; Neltner, 1932 ; Russo, 1915-1933 ; Yovanovitch, 1933-1938 ; Termier, 1928-1931; Morin et Permingeat, 1948).

Destombes et Jeannette (1954-1956) effectuent des recherches de géologie appliquée en Meseta côtière. Ils fournissent une cartographie au 1:50 000 et de nombreuses précisions stratigraphiques sur les terrains de la région de Casablanca.

De nombreuses études tournées vers la recherche de matière première dans le sous-sol de la Meseta occidentale apportent de nouvelles données stratigraphiques et structurales (Baecker *et al.*, 1965 ; Gendrot *et al.*, 1969 ; Kergomard, 1970 ; Richert et Perrin, 1972 ; Rabaté, 1976 ; Barbu, 1977).

Des synthèses stratigraphiques étendues à l'ensemble du Maroc hercynien concernent la Meseta nord-occidentale (Destombes, 1971; Hollard, 1976; Destombes *et al.*, 1985).

A partir de 1967 une série de travaux sont entrepris par l'équipe de géologie structurale de l'Université de Strasbourg dirigée par Michard. Trois ouvrages fondamentaux résument l'essentiel de ces études, qui ont fait l'objet de nombreuses publications : pour l'ensemble du Maroc (Michard, 1976), pour la Meseta nord-occidentale (Piqué, 1979) et pour le massif des Rehamna (Michard coord., 1982). Ils mettent l'accent sur l'importance des mouvements décrochants dextres enregistrés à la limite orientale du môle côtier mésétien et le rôle fondamental des accidents de socle qui contrôlent la sédimentation du Paléozoïque et la déformation hercynienne. Wybrecht (1984) s'intéresse à la déformation et au métamorphisme des graywackes cambriens de la Meseta nord-occidentale et montre l'existence d'une zonéographie tectono-métamorphique avec élévation de température et augmentation du serrage vers l'Est.

Sougy (1976) propose une interprétation structurale de la chaîne hercynienne du Maroc occidental selon un modèle de tectonique tangentielle. Depuis de nombreuses études détaillées ont été réalisées au sein du laboratoire de Géologie dynamique de Marseille aussi bien dans les Rehamna (Cornée, 1982 ; Rais-Assa, 1984 ; El Kamel, 1987) que dans les Jebilet (Poutchkovsky, 1978 ; El Hassani, 1980 ; Zahraoui, 1981 ; Tahiri, 1980 ; Mayol, 1987 ; Oukemeni, 1987) et le Haut-Atlas (Cornée, thèse en cours ; Tayebi, thèse en cours). Ces travaux ont confirmé l'importance de la tectonique tangentielle et montré l'influence déterminante de la paléogéographie sur la déformation hercynienne de la Meseta marocaine occidentale.

CHAPITRE III : BUT DE L'ETUDE

Réalisée dans le but de préciser l'évolution structurale de la Meseta marocaine nord-occidentale, cette étude géologique porte sur un secteur qui s'étend depuis la région de Casablanca au Nord en Meseta côtière jusqu'au massif des Rehamna au Sud. Elle s'inscrit dans la continuité des travaux de l'équipe de géologie dynamique de Marseille-St Jérôme dirigés par Sougy et Muller sur la chaîne hercynienne du Maroc occidental et fait suite à une étude similaire réalisée plus au Sud dans le massif des Jebilet par Mayol (1987) et dans les Rehamna septentrionaux par El Kamel (1987).

Au point de vue stratigraphique, les séries cambriennes ont été étudiées de manière détaillée afin d'en dégager les principaux caractères sédimentologiques et les grands traits de la paléogéographie de cette région, encore mal définis, et de les intégrer dans un modèle de bassin plus vaste, étendu à l'ensemble de la Meseta occidentale.

Au point de vue tectonique, l'objectif de cette étude est de préciser la cinématique des déformations et de proposer une interprétation géodynamique de ce segment occidental de la chaîne hercynienne du Maroc à partir de plusieurs secteurs-clé de la Meseta nord-occidentale :

- *dans la région de la basse vallée de l'oued Oum er Rbia*, où la déformation se situe dans le niveau structural supérieur et qui n'avait fait l'objet d'aucune étude récente depuis les travaux de Gigout (1951).

- *dans les Rehamna méridionaux*, où la déformation se situe dans le niveau structural inférieur avec un métamorphisme paroxysmal et la *Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale* présente une originalité remarquable.

CHAPITRE IV : METHODE

I . TRAVAIL SUR LE TERRAIN

Les recherches sur le terrain ont été effectuées entre Décembre 1983 et Juin 1987, avec des moyens personnels. Elles ont consisté essentiellement en un levé cartographique au 25 000e et au 50 000e, à la réalisation de coupes et à une analyse tectonique détaillée de certains secteurs particuliers. Elles ont été complétées par une étude photogéologique réalisée pour l'ensemble du secteur étudié.

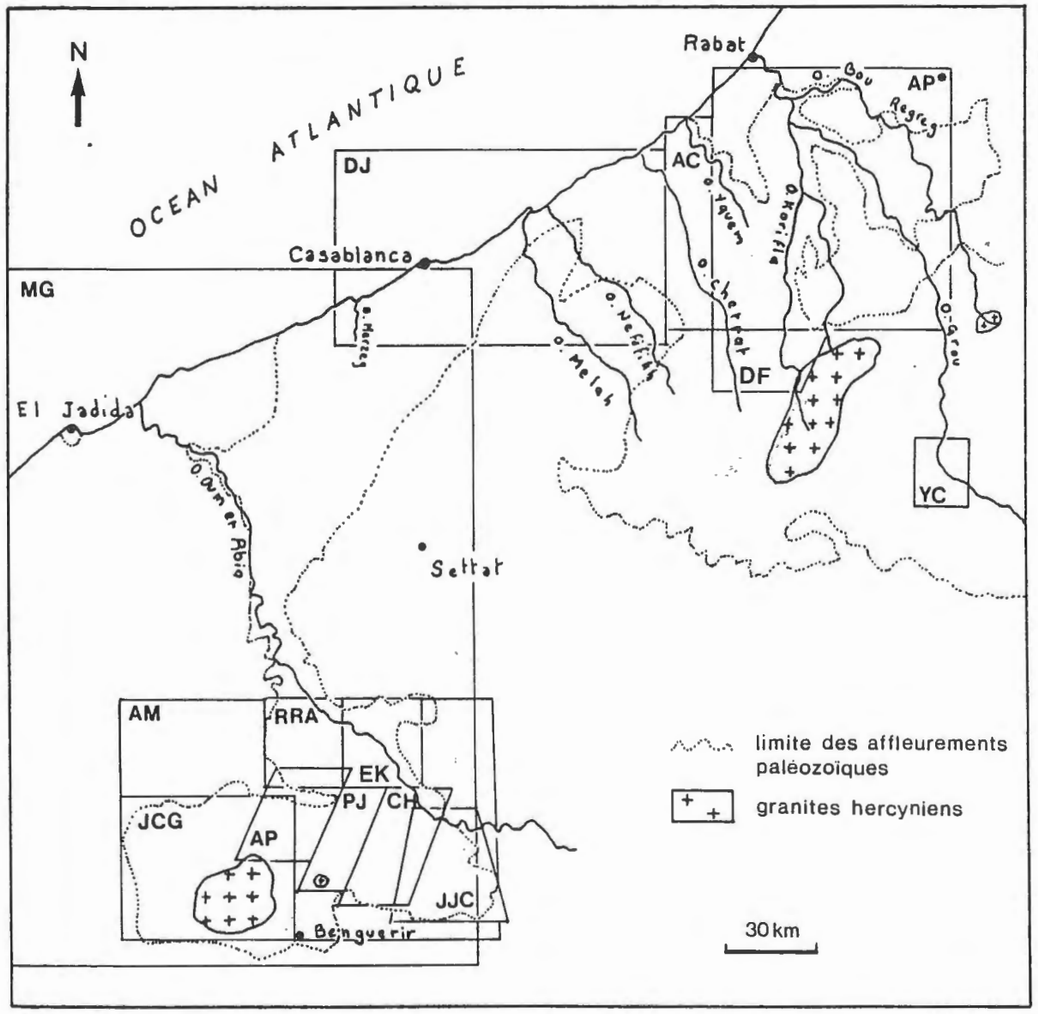
Toutes les mesures d'orientation faites à la boussole sont données de 0 à 180° dans le sens horaire par rapport au Nord géographique, en tenant compte de la déclinaison magnétique (environ 6° Ouest).

Les stéréogrammes ont été construits sur Canevas de Wulff, projection de l'hémisphère supérieur.

II . DOCUMENTS UTILISES

1) *fonds topographiques :* cartes I.G.N. au 50 000e et leurs agrandissements au 25 000e : feuilles de Sidi Saïd Maachou (NI 29 X-2b), Oulad Abbou (NI 29 XI-1a), Boulaouane (NI 29 IV-4d), Oulad Saïd (NI 29 V-3c), Dar Caïd Tounsi (NI 29 IV-4b), Mtal (NI 29 IV-2c), Sebt Brikiine (NI 29 IV-2b), Skhour Rehamna (NI 29 V-1c) et Oued Bouchane (NI 29 IV-2b).

2) *photographies aériennes :* missions I.G.N. au 40 000e de 1948, 1949 et 1950.



MG	M. GIGOUT, 1954	AC	A. CHALOUAN,1977
DJ	J. DESTOMBES et A. JEANNETTE, 1956-1966	AP*	A. PIQUE, 1979
AP	A. PIQUE, 1972	JJC	J.J. CORNEE, 1982
YC	Y. CAILLEUX, 1974	AM	A. MICHARD coord., 1982
CH	C. HOEPFFNER, 1974	DF	D. FADLI, 1983
PJ	P. JENNY, 1974	RRA	R. RAIS ASSA, 1984
JCG	J.C. GUEZOU, 1975	EK	F. EL KAMEL, 1987

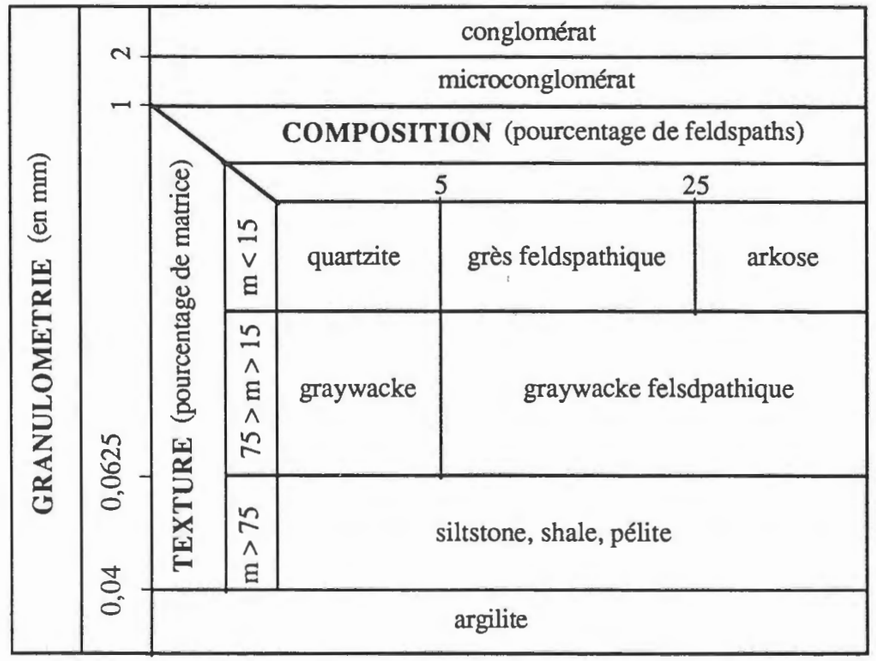
Fig. 3 : Localisation des principaux travaux géologiques cartographiques consultés

3) *cartes géologiques :*

- carte géologique provisoire des environs de Casablanca au 200 000e par Lecointre et Gigout (1950)
- carte géologique de la Meseta marocaine entre Settat et Mazagan au 200 000e par Gigout (1954)
- carte géologique de la Meseta marocaine entre Mechra Ben Abbou et Safi au 200 000e par Gigout (1954)
- carte géotechnique de la région de Casablanca au 50 000e par Destombes et Jeannette (1956)
- carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 50 000e par Destombes et Jeannette (1966)
- carte géologique des Rehamna occidentaux au 100 000e par Guezou (1975)
- carte géologique du massif paléozoïque des Rehamna au 200 000e par Michard coord., (1982)
- carte géologique du Maroc au 1 000 000e éditée par le Service de la Géologie et des Mines de Rabat (1987).

III . DEFINITION DES PRINCIPAUX TERMES UTILISES POUR LA DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES SERIES

La classification des roches sédimentaires silico-clastiques adoptée dans cette étude est basée sur leur granulométrie, leur texture et leur composition minéralogique (Folk, 1974; Pettijohn, 1975), que nous avons systématiquement déterminées au microscope optique polarisant. Elle est résumée dans le tableau suivant :



En ce qui concerne les roches métamorphiques les termes de schiste, micaschiste et schiste à minéraux regroupent en fonction du degré de métamorphisme croissant les roches issues indifféremment de graywackes ou de siltstones. Pour les autres roches le préfixe "méta" précède simplement le nom de la roche sédimentaire dont elle tire son origine : méta-arkose, méta-conglomérat, etc.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE I : LES FORMATIONS ANTE-ORDOVICIENNES

I. LE PRECAMBRIEN ET LE CAMBRIEN INFERIEUR

A. Introduction

Les affleurements de matériel précambrien et cambrien inférieur sont rares en Meseta nord-occidentale. Les seuls affleurements connus qui peuvent être attribués à cette période sont ceux d' El Jadida en Meseta côtière, de Sidi Ali dans le Massif des Rehamna et les prélèvements réalisés "off shore" au large d'El Jadida. Ils présentent là des faciès lithologiques identiques à ceux des domaines voisins du Maroc central, du Haut-Atlas et de l'Anti-Atlas. Le plus souvent le Précambrien est représenté par des épanchements massifs de roches volcaniques acides et le Cambrien inférieur par des faciès détritiques où se mêlent des dépôts pyroclastiques et carbonatés, caractéristiques d'un milieu peu profond. Des corrélations peuvent être envisagées entre ces différents noyaux isolés au sein des boutonnières de matériel paléozoïque.

B. La Meseta côtière : les affleurements d'El Jadida

Sur le bord de mer, à l'emplacement même de la ville d'El Jadida (ex-Mazagan), affleurent des terrains non datés, plissés sous les calcaires cénomaniens discordants (fig.4). Ces terrains ont été signalés par Yovanovitch et Frey (1934) qui mentionnent la présence de dolomies massives en bancs épais d'âge probablement Cambrien inférieur reposant sur des rhyolites par l'intermédiaire d'un conglomérat de base.

Gigout (1951) reprend la description de la série anté-cénomanienne d'El Jadida (fig.4) : celle-ci comporte à la base des rhyolites très altérées, surmontées par des brèches et des tufs, puis des dolomies avec plusieurs récurrences de lits bréchiques. Cette succession stratigraphique rappelle le début de la série du Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas; Gigout propose donc d'attribuer aux laves rhyolitiques sur lesquelles reposent les dolomies massives un âge précambrien ou cambrien inférieur ("géorgien").

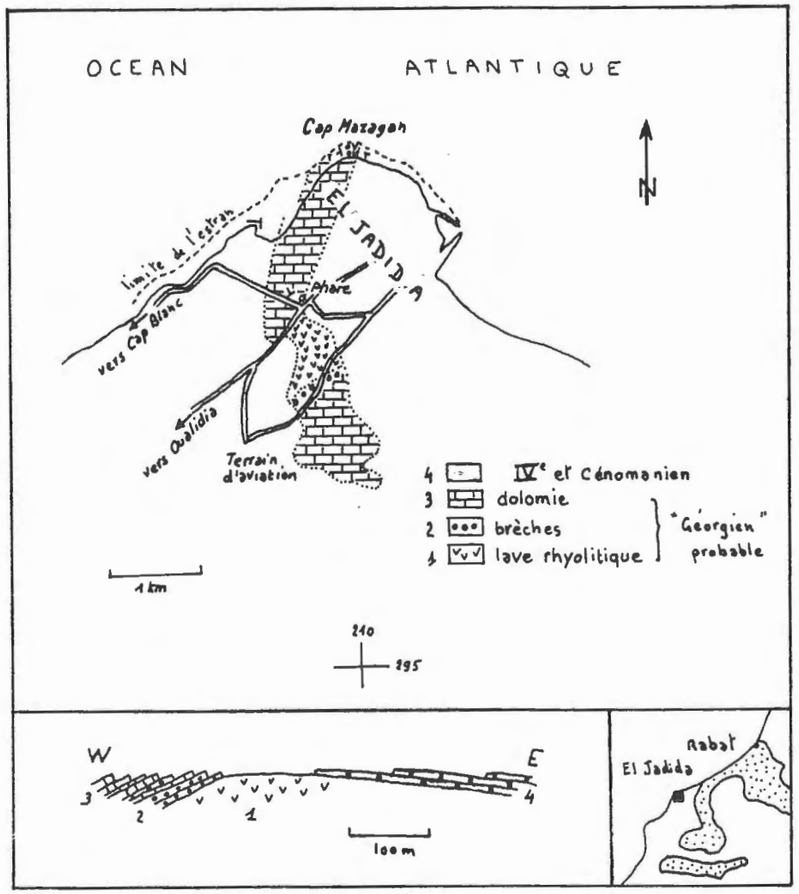


Fig. 4 : Les affleurements anté-cénomaniens d'El Jadida (ex-Mazagan) d'après Gigout (1951)

Enfin Cornée, Costagliola et Leglise (1984) s'intéressent à nouveau à ces affleurements et les décrivent de manière détaillée. Ils distinguent (fig.5) une formation volcanique (formation I) constituée par des laves rhyolitiques ignimbritiques, sur laquelle on trouve en discordance de ravinement des brèches et des grès granoclassés à éléments de roches volcaniques (formation II, membres 1 et 2), puis des dolomies à intercalations de niveaux détritiques gréseux à éléments volcaniques (formation II, membres 3 et 4) et de dolomies gréseuses massives au sommet (formation II, membre 5). Ces auteurs y voient une transgression de la formation II sur un paléorelief constitué par la formation I. Considérant que le plissement subméridien qui affecte ces terrains correspond dans tout le môle côtier à l'épisode principal de la déformation hercynienne, ils proposent un âge paléozoïque pour ces affleurements. Par comparaison avec l'Anti-Atlas (Choubert,1967), les rhyolites sont attribuées au Précambrien supérieur (Précambrien III) ou encore au Cambrien inférieur par analogie avec le Haut-Atlas occidental où des rhyolites sont interstratifiées dans le Cambrien inférieur (Neltner, 1938; Schaer, 1962). Les dolomies, quant à elles, correspondraient soit à l'Adoudounien (Précambrien terminal), soit au Cambrien inférieur.

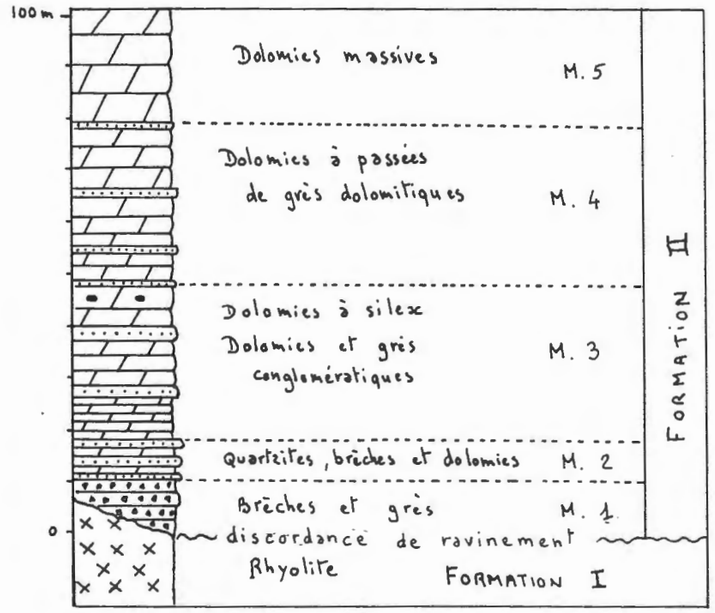


Fig. 5 : Log synthétique des affleurements anté-cénomaniens d'El Jadida selon Cornée, Costagliola et Leglise (1984)

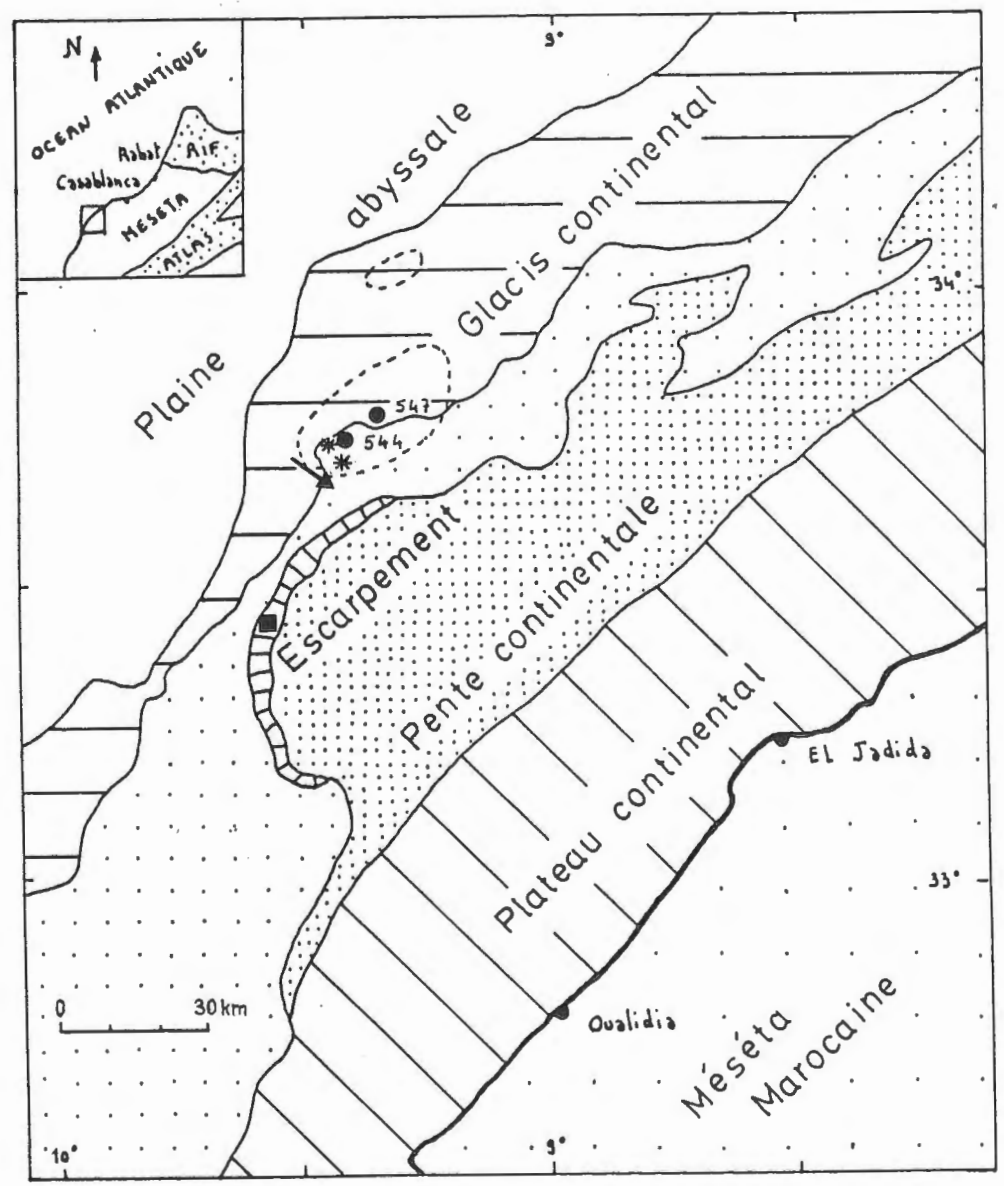
C. Les données "offshore"

L'étude de la marge atlantique du Maroc (Ruellan, 1985) aux environs d'El Jadida a été réalisée à partir des données géologiques, géophysiques et bathymétriques acquises lors de deux campagnes successives, Seazagan et Cyamaz, effectuées en 1982. Elle a permis de préciser la nature et l'évolution de cette marge continentale passive. Le socle continental y a été reconnu en plusieurs points (fig. 6) :

- *sur le glacis continental* par les forages DSDP 544 et 547 du leg 79 (Hinz, Winterer *et al.*, 1982; Sachtleben et Schmincke, 1984; Kreuzer *et al.*, 1984), par carotages et dragages (Wissmann et Von Rad, 1979). Il s'agit de granodiorites gneissifiées et mylonitisées. Les datations K/Ar réalisées sur les échantillons récoltés donnent des âges discordants de 500 Ma à 300 Ma . Cependant l'analyse pétrographique permet de distinguer trois stades d'évolution pour ces roches et l'hypothèse suivante a été avancée (Kreuzer *et al.*, 1984) :

  . intrusion de la granodiorite au Cambrien moyen (515 Ma) ou avant
  . mylonitisation pendant l'orogénèse calédonienne au cours de l'Ordovicien moyen (455 Ma)
  . rajeunissement enregistré par certains minéraux de la roche (biotites et feldspaths) sous l'influence d'un métamorphisme de faciès schiste vert lié à l'orogénèse hercynienne au Carbonifère supérieur (315 Ma)

- *au pied de l'escarpement* par prélèvement direct lors des plongées du submersible Cyana (plongée CZ 91-5). Il s'agit d'une granodiorite à orthopyroxènes de type "charnockite", dont l'âge est compris entre 900 Ma et 1000 Ma (K/Ar). Bien que l'origine erratique de l'échantillon puisse être envisagée, elle a été rejetée du fait de la concordance des données fournies par la sismique réflexion : celle-ci indique une remontée du socle acoustique précisément à l'endroit où la roche a été prélevée (Ruellan et Auzende, 1985).



● Forage DSDP 544 et 547

Dragages Valdivia 79-96

✳ Carottages Vema 30-225 et 227

Côte

■ Plongée Cyamaz 91-5

Remontée du socle enregistré en sismique réflexion

Fig. 6 : Localisation des sources de données sur le socle paléozoïque ou précambrien au NW d'El Jadida "offshore"

La présence du socle continental précambrien supérieur ou paléozoïque inférieur à l'affleurement suppose une structuration importante de la marge, marquée par des failles subméridiennes normales à regard océanique et une réduction considérable de la couverture sédimentaire, constituée uniquement par les séries post-paléozoïques (Trias à Actuel). L'absence de sédiments paléozoïques dans cette région est due soit à leur érosion complète avant le Trias, soit à un dépôt initial réduit. Cette dernière hypothèse paraît plus en accord avec les observations faites sur les affleurements d'El Jadida où les dolomies ne portent aucune trace de charge importante (stylolites).

D'autre part si on intègre l'affleurement des rhyolites d'El Jadida à l'ensemble des données recueillies en mer, le substratum de la série paléozoïque semble présenter une certaine hétérogénéité. En effet, le socle à "charnockite" n'a subi aucune transformation notable depuis sa formation. Il s'apparente de ce fait aux affleurements rhyolitiques d'El Jadida en ce sens qu'il a également été épargné par l'orogenèse calédonienne et faiblement affecté par l'orogenèse hercynienne. Le plateau continental marin d'El Jadida peut être rattaché au môle côtier mésétien émergé. Par contre, les granodiorites qui ont été mylonitisées pendant l'orogenèse se localisent précisément au pied de l'escarpement, qui corrrespond à la flexure actuelle du socle en bordure du continent. Il s'agit très vraisemblablement d'une ancienne zone cicatricielle calédonienne remobilisée lors de la distension liée à l'ouverture de l'Atlantique.

En définitive nous pouvons distinguer deux grands domaines ayant une histoire tectonométamorphique différente :

- au Nord-Ouest : un domaine affecté par l'orogenèse calédonienne, que l'on peut relier au Nord au bloc calédonien des Sehoul dans la région de Rabat-Tiflet (Piqué, 1979).

- au Sud-Est : un domaine seulement marqué par la déformation hercynienne comme dans le reste de la Meseta nord-occidentale.

D. Le Massif des Rehamna

1) les Rehamna centraux : le dôme de Sidi Ali

a) les travaux antérieurs

Michard (1967, 1976) suppose l'existence du socle précambrien dans les zones où les granites hercyniens sont intrusifs dans les terrains de la base du Cambro-Ordovicien. Il cite notamment à titre d'exemple le batholite granitique de Sebt Brikiine (fig.7 et 8) dans les Rehamna centro-occidentaux qui prendrait sélectivement la place des porphyres du Précambrien III sous le Cambrien inférieur et dont l'origine serait à rechercher dans la remise en mouvement partielle de ce socle.

Depuis, la découverte d'un dôme gneissique et d'une série détritique basale identique à la série décrite à la base du Cambrien dans les Rehamna occidentaux (Corsini *et al.*, 1988a) confirme l'hypothèse de l'existence du substratum de la série paléozoïque dans les Rehamna centraux : il est représenté par des volcanites acides.

D'abord signalé par Russo (1918), puis par Morin et Permingeat (1948), cet affleurement a été reconnu par Gigout (1951) qui en a cependant sous-estimé l'intérêt.

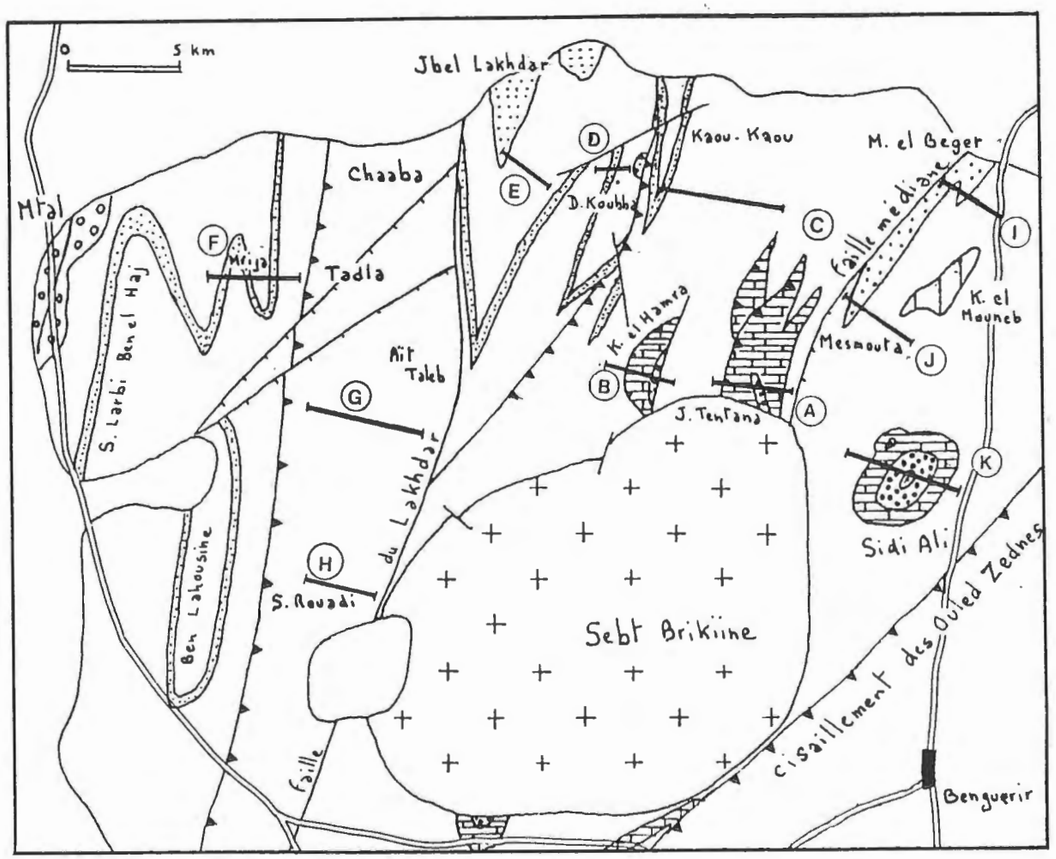


Fig. 7 : Localisation des coupes lithographiques dans les Rehamna sud-occidentaux

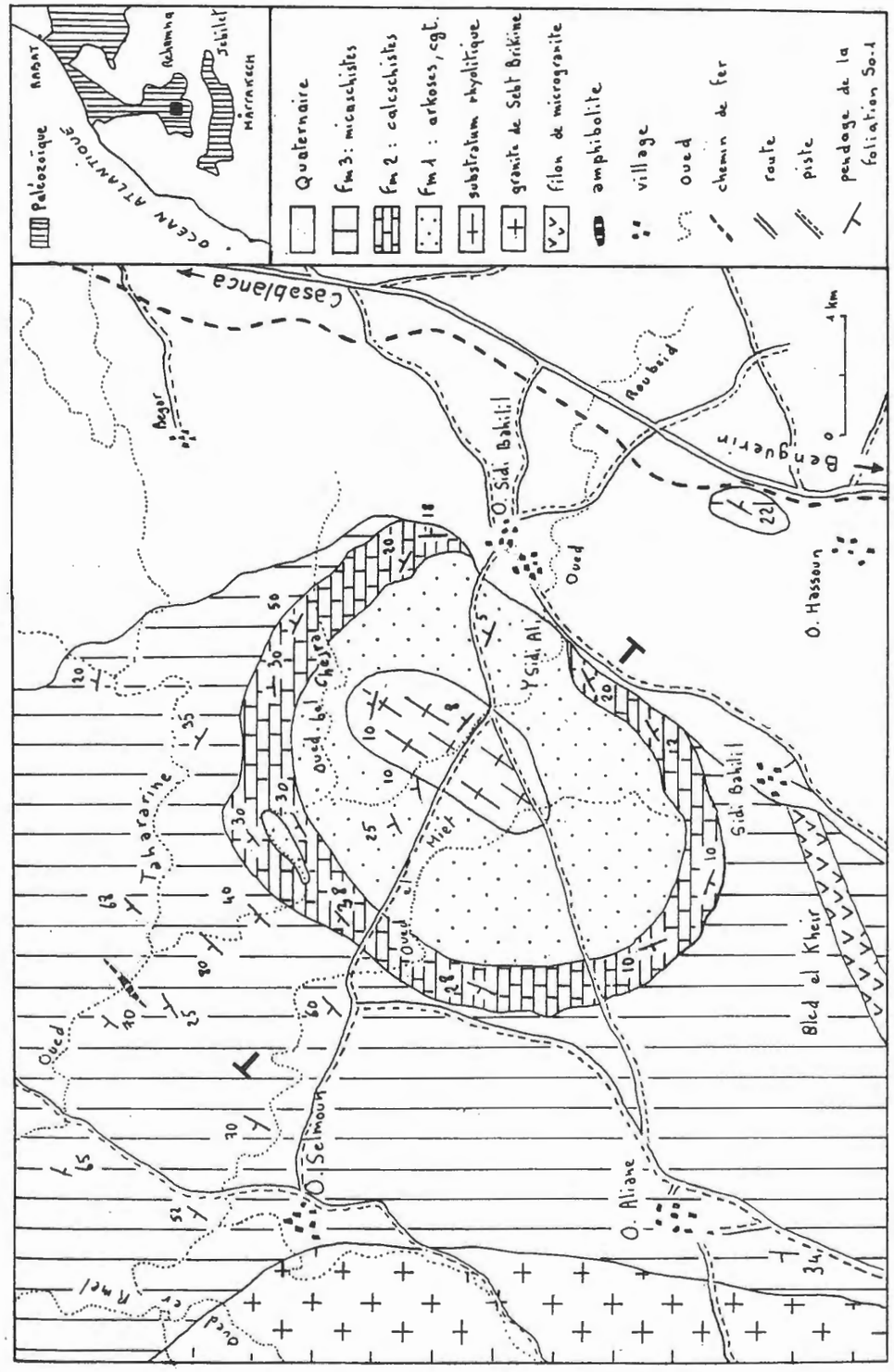


Fig. 8 : Carte géologique du dôme de Sidi Ali (Rehamna centraux)

b) description de la succession stratigraphique :

Les terrains les plus anciens de la série paléozoïque du massif des Rehamna apparaissent au coeur d'une structure en dôme anticlinal entre la route Casablanca - Marrakech et le batholite granitique de Sebt Brikiine à proximité immédiate du marabout de Sidi Ali - Sidi Bahilil à une dizaine de kilomètres au NW de Benguerir (fig.8).

L'étude de la succession stratigraphique a été réalisée à partir d'une coupe lithologique principale, complétée par des observations ponctuelles au environs de Sidi Ali (fig.8).

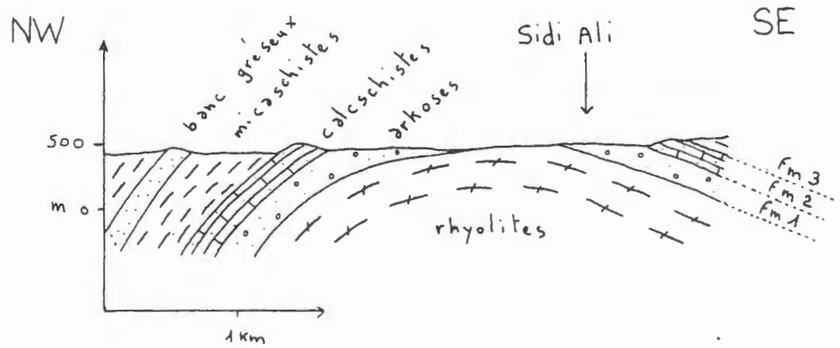


Fig. 9 : Coupe lithologique à travers le dôme de Sidi Ali (localisation Fig. 7K et 8)

Nous avons pu distinguer (fig.10) de bas en haut :

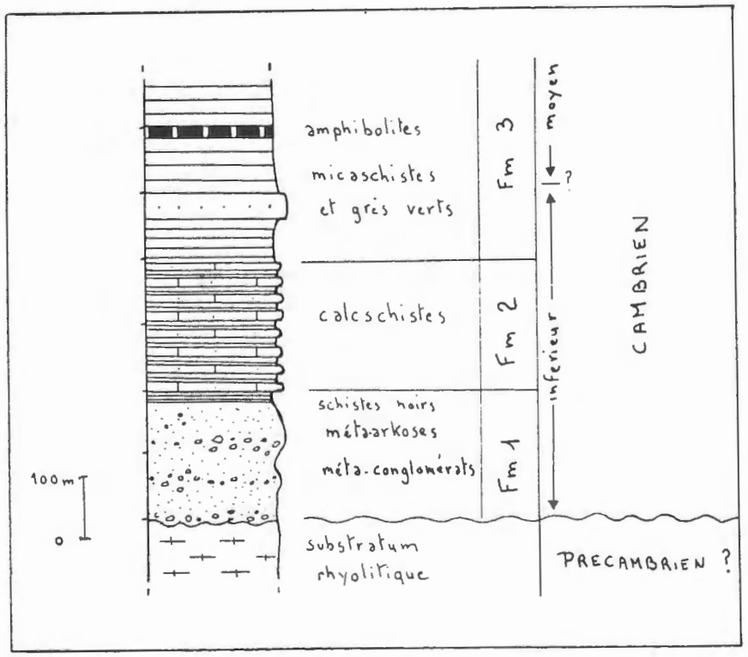


Fig. 10 : Log synthétique du dôme de Sidi Ali

- *le substratum :* le noyau central est constitué par du matériel de type porphyre déformé et métamorphisé pendant l'orogenèse hercynienne, ce qui lui confère sa structure gneissique actuelle (fig.11). L'étude pétrographique permet de reconnaître de grands feldspaths potassiques roses (microcline), parfois tronçonnés, des yeux arrondis de quartz à golfes de corrosion, quelques muscovites qui soulignent la foliation métamorphique, le tout dans une matrice quartzeuse recristallisée (Pl.4 h.-t.). La texture relique lorsqu'elle est préservée est de type hypidiomorphe granulaire. Cette roche correspond donc initialement à du matériel hypovolcanique de type "rhyolite".

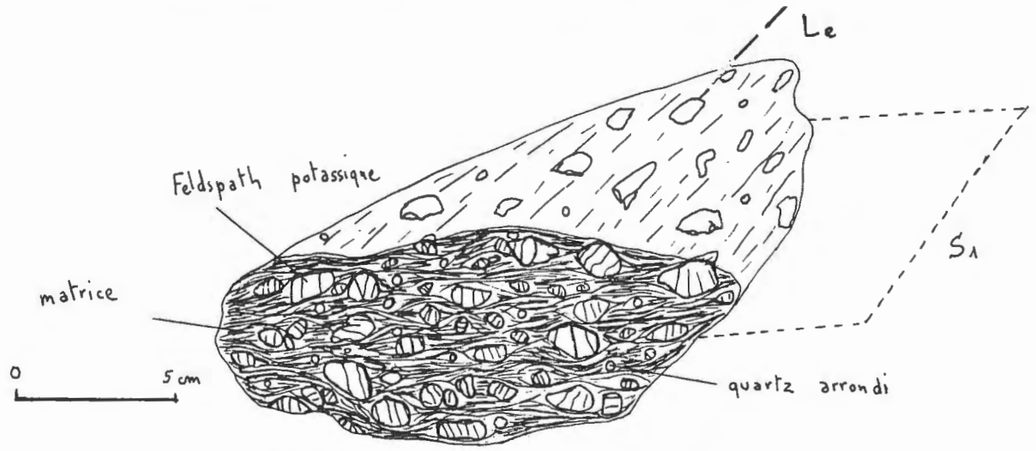


Fig. 11 : Echantillon macroscopique du substratum de Sidi Ali

- *formation 1 :* il s'agit d'une *formation détritique de base* , plus ou moins grossière, constituée par des *métaconglomérats* polygéniques à galets centimétriques à décimétriques de quartz-arénite, de granite et de rhyolite (identique au matériel hypovolcanique qui occupe le centre du dôme) et par des *grès arkosiques* foliés à grains de quartz d'origine volcanique (Pl. photo I : 1, 2 et 3). Au sommet de cette formation se trouve un niveau de *schistes noirs*, riches en oxyde de fer qui se concentre localement pour former de véritables amas. La puissance est d'environ 200 m.

- *formation 2 :* au-dessus affleurent des *calcschistes* formés par des alternances centimétriques de lits calcaires gréseux et de lits silteux micacés. Ces niveaux contiennent toujours, en plus des grains de quartz détritiques, une faible proportion de feldspaths détritiques probablement d'origine volcanique. La puissance est d'environ 180 à 200 m.

- *formation 3 :* il s'agit de *micaschistes* verts finement lités qui montrent à la périphérie du dôme de Sidi Ali des minéraux de métamorphisme élevé (biotite, grenat et straurotide). Des *barres gréseuses* massives de quelques mètres d'épaisseur ainsi que des niveaux d'*amphibolites* se trouvent interstratifiés au sein de cette formation. La puissance est d'environ 1000 m.

c) problème de l'âge des formations

Les terrains qui affleurent dans le dôme de Sidi Ali se situent eux-mêmes au centre de la mégastructrure anticlinoriale dessinée par les quartzites des Skhour qui sont attribués avec les schistes sous- jacents au Cambro-Ordovicien (Michard,1976). La succession stratigraphique

observable à Sidi Ali est en tout point comparable à celle qui a été décrite plus à l'Ouest dans les Rehamna occidentaux où les niveaux carbonatés de la base de la série paléozoïque, situés sous les premiers niveaux à trilobites du Cambrien moyen, ont été attribués au Cambrien inférieur (Michard, 1967).

Bien qu'azoïque cette succession stratigraphique qui débute par une formation détritique grossière (formation 1) transgressive sur un substratum de nature rhyolitique qu'elle remanie est, par sa base, la plus ancienne connue actuellement dans les Rehamna. Elle offre de remarquables analogies avec les affleurements antécénomaniens d'El Jadida en Meseta côtière (Yovanovitch et Frey, 1934; Gigout, 1951; Cornée *et al.*, 1984) et ceux de la boutonnière paléozoïque du Maroc central (Morin, 1962). Nous proposons donc d'attribuer les rhyolites du substratum au Précambrien supérieur ou au Cambrien inférieur et les formations 1 et 2 au Cambrien inférieur. Dès lors le passage au Cambrien moyen devrait se réaliser probablement au sein de la formation 3 comme partout ailleurs en Meseta marocaine.

d) problème de l'épaisseur de la succession stratigraphique

Bien qu'elles aient été mesurées directement ou calculées à partir des coupes cartographiques, les épaisseurs des différentes formations ne représentent que très approximativement l'épaisseur initiale des dépôts sédimentaires. En effet la tectonique ductile synmétamorphe hercynienne qui affecte cette région a considérablement modifié la géométrie des dépôts. Nous avons retenu principalement deux répercussions possibles de la tectonique dont les effets sont antagonistes sur l'épaisseur de la série stratigraphique :

- d'une part un amincissement de la pile sédimentaire peut être attribué à la déformation cisaillante parallèle à la stratification. Le coefficient de réduction vraisemblablement élevé est difficile à apprécier de manière précise du fait des variations de l'intensité et du régime-même de la déformation dans les Rehamna centraux.

- d'autre part des redoublements dans la série, liés au plissement isoclinal, ont pu échapper à nos observations du fait de la grande monotonie des faciès pétrographiques et conduire à une surévaluation de son épaisseur.

e) remarques concernant la paléogéographie

La présence dans la formation détritique de base (formation1) de galets de granite et de rhyolites suppose l'existence d'une zone haute de nature granitique et rhyolitique qui alimente la sédimentation en marge du bassin. Le dépôt des termes détritiques grossiers s'est fait à partir de cette zone émergée qui se localise en bordure orientale des Rehamna centraux comme semble le confirmer l'extension des faciès arkosiques vers l'Ouest (Rehamna occidentaux). Le dispositif de mise en place du bassin sédimentaire a dû se manifester très tôt dès le Cambrien inférieur.

2) les Rehamna occidentaux

a) les travaux antérieurs

Le Cambrien inférieur a été supposé pour la première fois dans les Rehamna par Michard (1967), qui décrit à Lalla Moucha des alternances schisto-carbonatées auxquelles l'érosion différentielle a donné un aspect particulier de "schistes à trous" (Pl. photo II; 1). Piqué (1972) reprend la description de la formation de Lalla Moucha et y distingue (fig.12) :

> .une séquence inférieure constituée par des calcaires marmoréens, des calcschistes et des dolomies, séquence qui représenterait le Cambrien inférieur ("Géorgien").

> .une séquence de calcschistes surmontant les termes carbonatés inférieurs, qui constituerait les couches de passage du Cambrien inférieur au Cambrien moyen ("Géorgien ou Acadien").

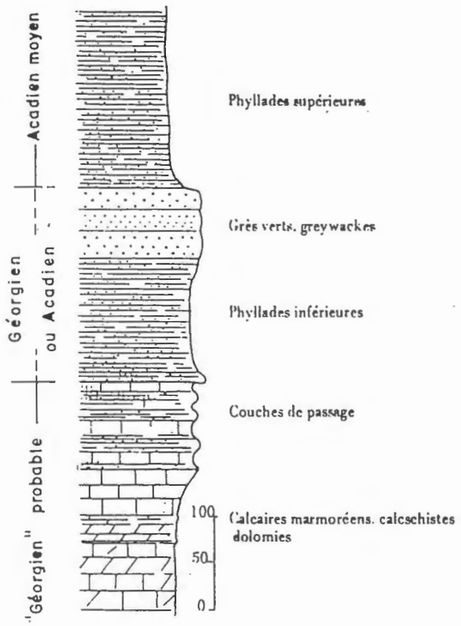


Fig. 12 : Colonne stratigraphique des niveaux inférieurs du Cambrien des Rehamna occidentaux (Piqué, 1972)

b) description de la succession stratigraphique

L'étude de la succession stratigraphique du Cambrien inférieur des Rehamna sud-occidentaux à été réalisée à partir de deux coupes principales : la coupe du Koudiat el Hamra et celle du Jbel Tentana (fig. 13A et B).

Levées dans l'anticlinorium de Lalla Moucha à proximité du granite de Sebt-Brikiine, ces deux coupes montrent les termes les plus bas de la série stratigraphique. Au coeur des structures anticlinales du Koudiat el Hamra et du Jbel Tentana, nous avons pu décrire des grès arkosiques (formation 1) en position stratigraphique inférieure par rapport aux niveaux carbonatés (formation 2). Précédemment ces niveaux n'avaient jamais été reconnus comme tels et étaient cartographiés comme des filons de microgranite (Michard, 1982) ou encore de granite orthogneissifié (Bouybaouene, 1985). La présence de figures sédimentaires à l'intérieur de cette formation 1 (fig.14) confirme incontestablement son origine sédimentaire détritique.

La succession stratigraphique observée (fig.15) comporte de bas en haut :

-formation 1 : elle est constituée par des *microconglomérats* et des *grès arkosiques* à éléments de taille millimétrique à centimétrique parmi lesquels on reconnaît des grains de quartz, de feldspath potassique et de plagioclases. Des figures de granoclassement et de chenalisation sont observables dans les grès qui ravinent localement des siltstones noirs riches en pyrite. L'épaisseur totale de cette formation n'est pas connue, la base de la série n'affleurant pas. La puissance minimum est de 50 m.

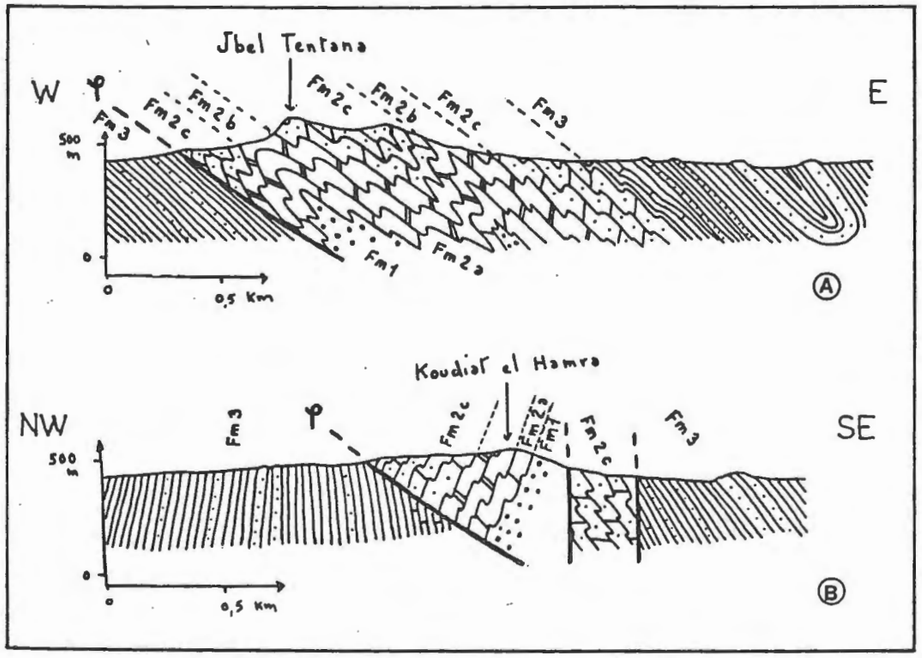


Fig. 13 : Coupes lithologiques dans les formations du Cambrien inférieur probable des Rehamna sud-occidentaux (localisation Fig.7)

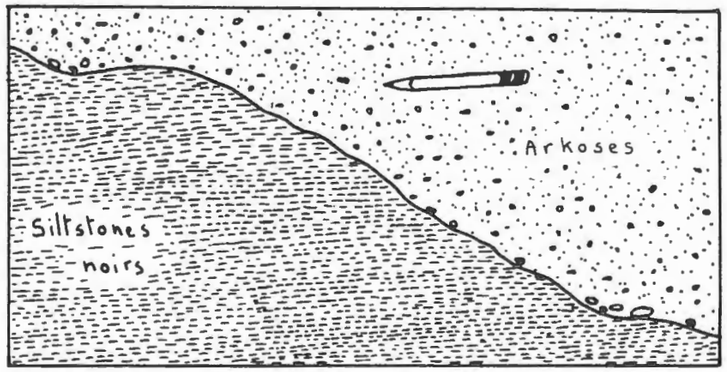


Fig. 14 : Ravinement des niveaux silteux fins par les niveaux arkosiques grossiers (formation 1)

- *formation 2 :* elle est représentée par des dépôts rythmiques carbonatés et silicoclastiques. Nous l'avons divisée en trois membres distincts :

. membre a : constitué par des *calcschistes* avec des alternances de bancs centimétriques de calcaires gréseux et de schistes pélitiques à ciment calcaire.

. membre b : comportant des *calcaires* et des *dolomies* lités en bancs décimétriques de couleur blanche ou légèrement rosée.

. membre c : formé par de nouvelles alternances de *niveaux carbonatés* et de *niveaux gréso-pélitiques* d'épaisseur centimétrique. On note une diminution progressive de la fraction carbonatée vers le haut de ce membre, matérialisée par une nette augmentation de l'épaisseur des niveaux à dominante silico-clastique au détriment des niveaux à dominante carbonatée.

L'épaisseur totale de cette formation est de 500 m.

- *formation 3 :* il s'agit de *siltstones* finement lités de couleur grise qui renferment encore à leur base quelques rares passées de calcaires gréseux. Ces siltstones passent progessivement à des alternances silto-gréseuses. Quelques bancs graywackeux verts plus épais, bien marqués dans la topographie, constituent des bancs repères.

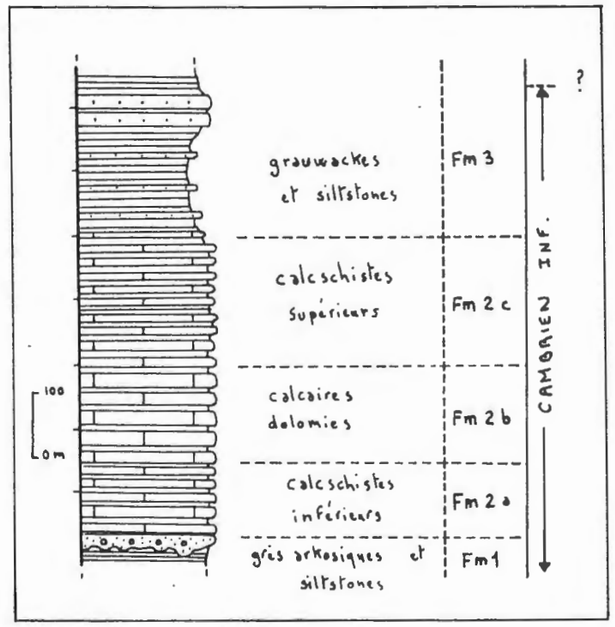


Fig. 15 : Log synthétique des formations du Cambrien inférieur probable des Rehamna SW

c) problème de l'âge de ces formations

Leur attribution au Cambrien inférieur a été proposée (Michard, 1967) en raison de leur position sous les premiers niveaux à Trilobites datés du Cambrien moyen et par analogie de faciès avec les séries du même âge des Jebilet, du Haut-Atlas et de l'Anti-Atlas occidentaux.

La présence de niveaux arkosiques (formation 1) à la base des premiers niveaux carbonatés (formation 2) constitue un élément de comparaison supplémentaire, notamment avec les Jebilet occidentaux où une succession stratigraphique en tout point identique à été décrite dans le Bou Gader (Mayol, 1987). Le passage au Cambrien moyen se situe probablement au sein des alternances silto-gréseuses sus-jacentes (formation 3), sans que l'on puisse donner plus de précision faute de fossiles (fig.16).

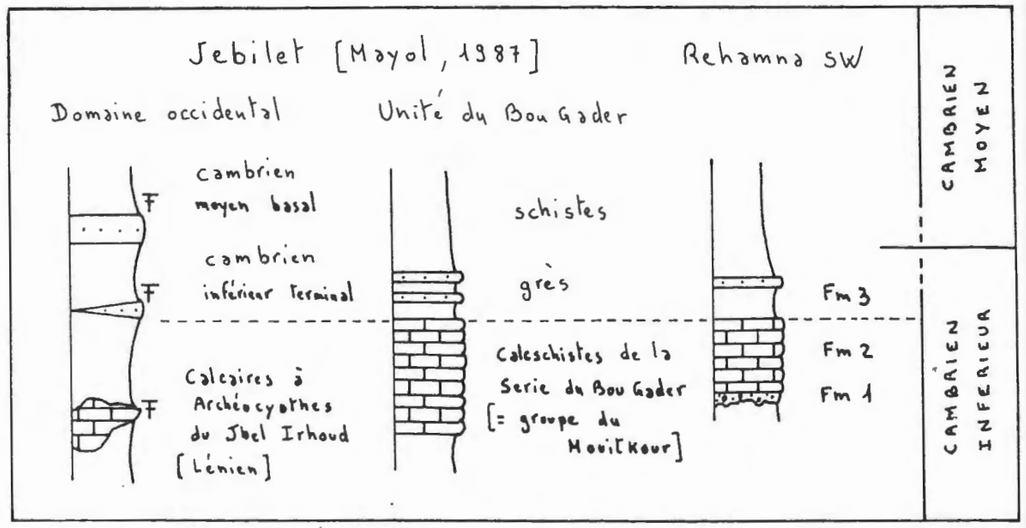


Fig. 16 : Equivalence entre les séries carbonatées du Cambrien inférieur des Jebilet et des Rehamna occidentaux

E. Le Maroc central

Au coeur de la boutonnière des quartzites du pays Zaïan (fig.17), Morin (1962) décrit des traces d'Archaeocyathidés dans les calcaires marmorisés de Goaïda, interstratifiés dans de puissantes formations volcano-sédimentaires au SE du Maroc central. Cette découverte permet d'attribuer à cette formation un âge cambrien inférieur au moins pour sa partie la plus basse.

Ce calcaire renferme des galets de granite, or deux granites succeptibles de fournir des galets de cette nature sont connus à l'affleurement à proximité du calcaire : le granite de Goaïda et le granite de Berreda. L'auteur envisage donc l'érosion de ces massifs granitiques et de leurs couvertures sédimentaires avant le dépôt des calcaires. Il attribue un âge précambrien II à ces granites.

D'autres observations réalisées au Jebel Hadid (fig.17B, c) montrent la présence de métarhyolites massives en dessous des calcaires marmorisés. Sous les rhyolites se trouvent des séricitochistes et des métagraywackes dont la base n'est pas connue et pour lesquels un âge précambrien II ou III est envisagé par cet auteur en raison de leur métamorphisme apparemment plus fort que dans les séries sus-jacentes. Au-dessus de ces rhyolites et calcaires marmorisés se développe une puissante série volcanodétritique en tout point comparable avec celle de la région de Goaïda (fig.17B, c).

Dans sa thèse, Allary (1972) étudie le métamorphisme de la série des calcaires du Jebel Hadid qu'il considère comme hercynien; il attribue alors un âge précambrien III aux séries métamorphiques qui se trouvent sous les rhyolites ainsi qu'aux granites voisins de Goaïda et de Berreda.

Ainsi le Maroc central révèle une succession stratigraphique ancienne qui affleure au coeur d'une boutonnière de terrains paléozoïques et qui, comme à El Jadida, peut être attribuée soit au Précambrien supérieur, soit au Cambrien inférieur par analogie avec le Sud marocain.

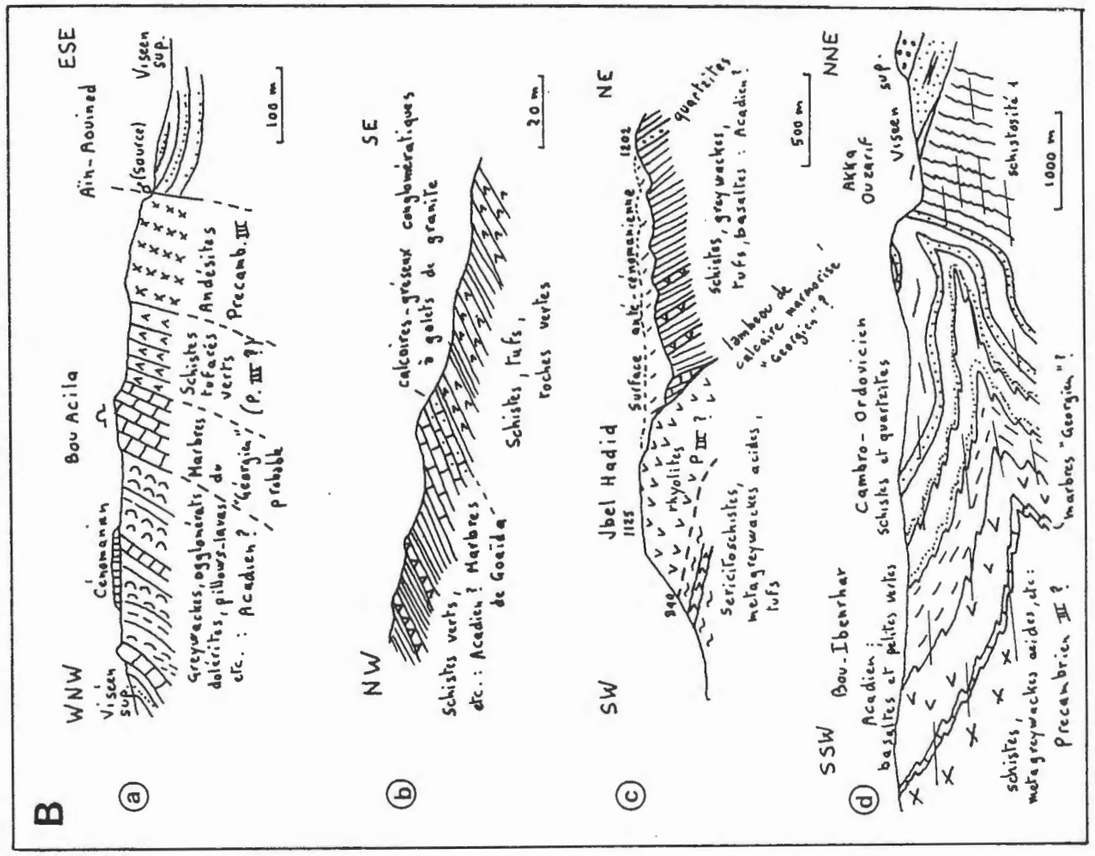


Fig. 17 : Les affleurements de Précambrien et de Cambrien inférieur du Maroc central

A - Localisation générale des affleurements (tiré de Michard, 1976)
B - Coupes a et b d'après Morin (1960) ; coupe c d'après Morin (1962) et Allary (1972) ; coupe d d'après Allary (1972)

F. Les Jebilet

Dans les Jebilet occidentaux, le Cambrien inférieur est représenté par des grès, des argilites gréseuses et des calcaires à Archaeocyathes datant le Lénien au Jebel Irhoud (Huvelin, 1977; Debrenne, 1975). Par une étude structurale détaillée de cette région des Jebilet, Mayol (1987) a montré que les calcaires à Archaecyathus ne constituent pas la base de la succession stratigraphique du Cambrien inférieur, mais sont intercalés dans une formation de siltstones lie de vin qui surmonte elle-même une formation de schistes verts. Par corrélation de faciès, il a également proposé d'attribuer les calcschistes de la série du Bou Gader (Poutchkovsky, 1978; Tahiri, 1982) au moins partiellement au Cambrien inférieur (fig.16).

G. Le Haut-Atlas

Dans la région de Tamlelt (Haut-Atlas oriental), on distingue (Destombes *et al.*, 1985) la succession stratigraphique suivante, de bas en haut :

- des calcaires inférieurs, surmontés par des grès et conglomérats à galets de rhyolite, de granite et de micaschiste, et une série volcano-détritique avec des coulées d'andésites et de dacites, dont l'âge encore discuté actuellement serait, pour l'ensemble, précambrien ou cambrien inférieur.

- une séquence détritique avec des conglomérats à galets de granite et de roches volcaniques, des calcaires oolithiques et des grès renfermant des Trilobites du Cambrien inférieur.

Dans la région de l'Adrar n' Dren (Haut-Atlas occidental), on distingue (Gigout,1937; Schaer, 1964; Cornée *et al.*, 1987a) deux zones principales :

- à l'Est, le Cambrien inférieur terminal daté est constitué par des calcaires et des conglomérats à éléments de roches volcaniques; il est directement transgressif sur des roches volcaniques et des granites du Précambrien III

- à l'Ouest, une puissante séquence volcano-détritique est constituée par des laves, des tufs, des brèches et des calcschistes

H. L'Anti-Atlas

C'est un domaine très favorable à l'étude des séquences du Précambrien supérieur et du Cambrien inférieur car les terrains sont peu ou pas métamorphisés et peu déformés. Les terrains les plus anciens sont datés par des faunes de Trilobites (Hupé, 1952; Choubert, 1957-58) et d'Archeocyathus (Debrenne, 1964) du Cambrien inférieur (fig. 18). En dessous on différencie deux ensembles de terrains séparés, de bas en haut :

- *le Précambrien,* qui comporte lui-même de nombreuses subdivisions [Choubert (1967)] :

. les terrains les plus anciens affleurent au Tizi n'Taratine (Neltner,1938). Il s'agit d'un complexe fortement métamorphisé appartenant au socle du *Précambrien I* (micaschistes à grenat, migmatites, amphibolites et granites).

. au-dessus de ce socle ancien, on trouve en discordance une série schisto-quartzitique comportant d'importantes masses de roches vertes basiques et ultrabasiques, l'ensemble étant rapporté au *Précambrien II* .

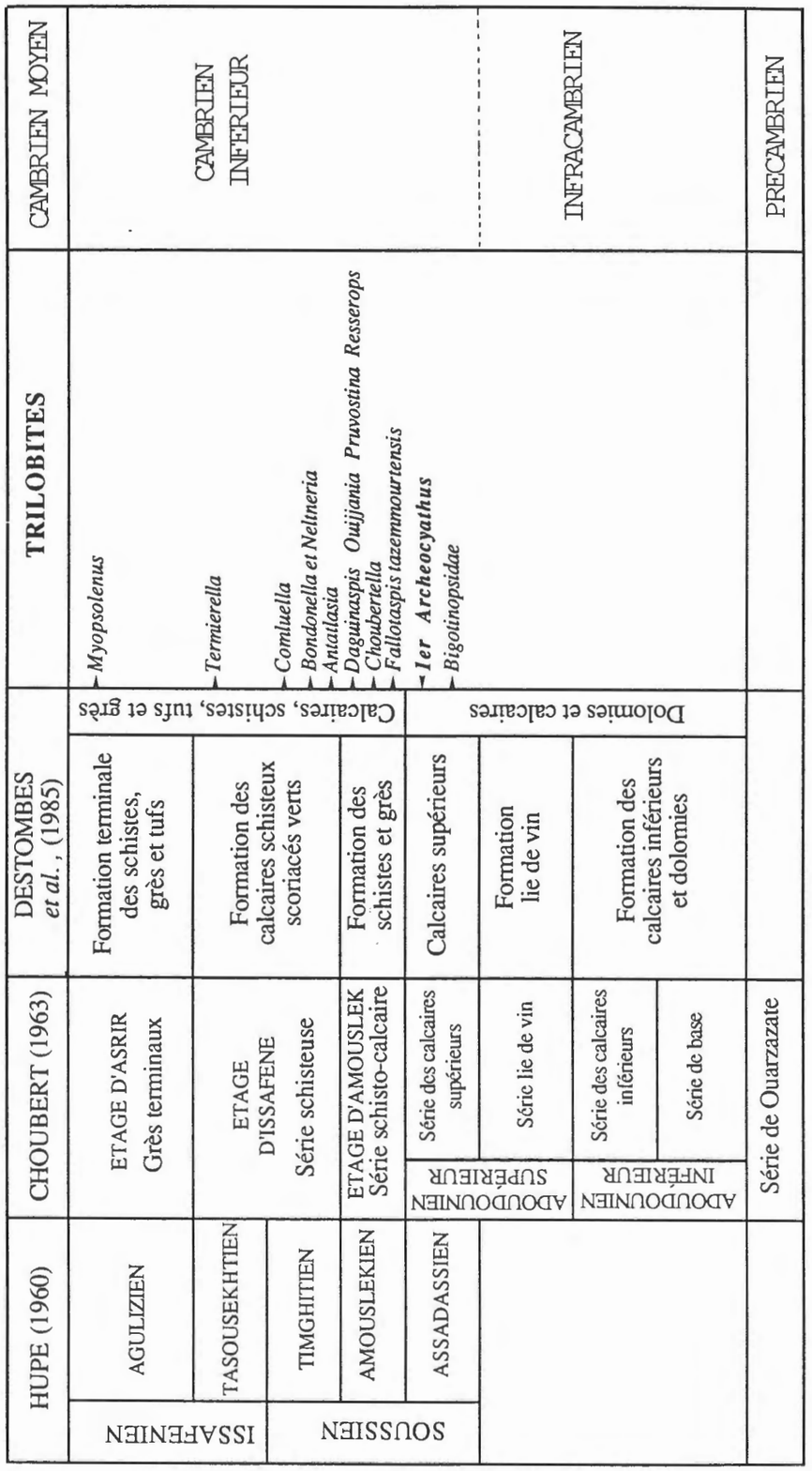


Fig. 18 : Limites et subdivisions du Cambrien inférieur de l'anti-Atlas

. des séries volcano-détritiques avec localement, des conglomérats polygéniques interprétés comme des tillites, discordantes sur le Précambrien II, sont attribuées au *Précambrien II-III*. C'est le cas de la série de Tidiline dans la boutonnière de Bou Azzer (Leblanc,1972).

. enfin une série détritique (série de Ouarzazate) plus ou moins grossière avec des intercalations massives de roches volcaniques surtout acides (rhyolites, ignimbrites, andésites, dacites, trachyandésites), de matériel tufacé et de granites subvolcaniques est attribuée au *Précambrien III* ; elle est discordante sur le Précambrien II-III sous-jacent plissé.

- l'Infracambrien et le Cambrien inférieur :

Les formations qui séparent le Précambrien des premiers niveaux datés du Cambrien inférieur correspondent à ce que Choubert (1957-58, 1963) a appelé l'*Adoudounien*. (fig.18).

Dans l'Anti-Atlas occidental cette couverture adoudounienne repose en discordance de ravinement sur les volcanites acides de la série de Ouarzazate du Précambrien III par l'intermédiaire d'une formation détritique de base. Aucune discordance tectonique ou décollement n'existe dans l'ensemble de la série volcano-sédimentaire du Précambrien terminal ou Cambrien basal qui ne correspond qu'à un seul cycle sédimentaire et passe en concordance avec les premières couches à Trilobites du Cambrien inférieur (Benziane *et al.*, 1983). Il s'agit d'une séquence puissante et continue à dominante carbonatée, localement détritique et pyroclastique, dans laquelle on distingue (Destombes *et al.*, 1985) de bas en haut :

**le groupe des dolomies et calcaires* ("Adoudounien" de Choubert), comprenant à la base des conglomérats, des arkoses et des pélites, puis des calcaires et des dolomies, des pélites violacées et grès, et enfin des calcaires supérieurs.

**le groupe des calcaires, pélites, tufs et grès,* dans lequel apparaissent les premiers niveaux datés du Cambrien inférieur (Hupé, 1952), constitués par des schistes et des grès, des calcaires schisteux scoriacés, des schistes et tufs, puis des schistes terminaux.

A l'Est, les formations adoudouniennes s'amincissent considérablement et les carbonates passent à des faciès détritiques grossiers arkosiques (Choubert, 1957-58; Destombes *et al.*, 1985).

I. Conclusion

Au Maroc, *le Précambrien terminal* apparaît à l'affleurement en Meseta occidentale et dans l'Anti-Atlas. Il présente invariablement des faciès de volcanites acides.

La limite entre le Précambrien et le Cambrien est marquée par la présence d'une formation détritique grossière qui remanie des éléments de socle continental (granites et rhyolites). Cette formation de base témoigne d'un épisode d'érosion de la plate-forme précambrienne; elle débute un mégacycle transgressif qui amorce l'ouverture du bassin cambrien. Une simple discordance de ravinement sépare le Précambrien du Cambrien inférieur au sein duquel on rencontre encore parfois des épanchements de laves acides.

Au Cambrien inférieur domine une sédimentation essentiellement carbonatée et pyroclastique. Elle présente des caractères de milieu marin peu profond (dolomies, récifs, volcanisme subaérien). Au-dessus se developpe une puissante sédimentation silico-clastique au sein de laquelle s'effectue le passage entre le Cambrien inférieur et moyen, passage qui n'est marqué par aucune discordance fondamentale.

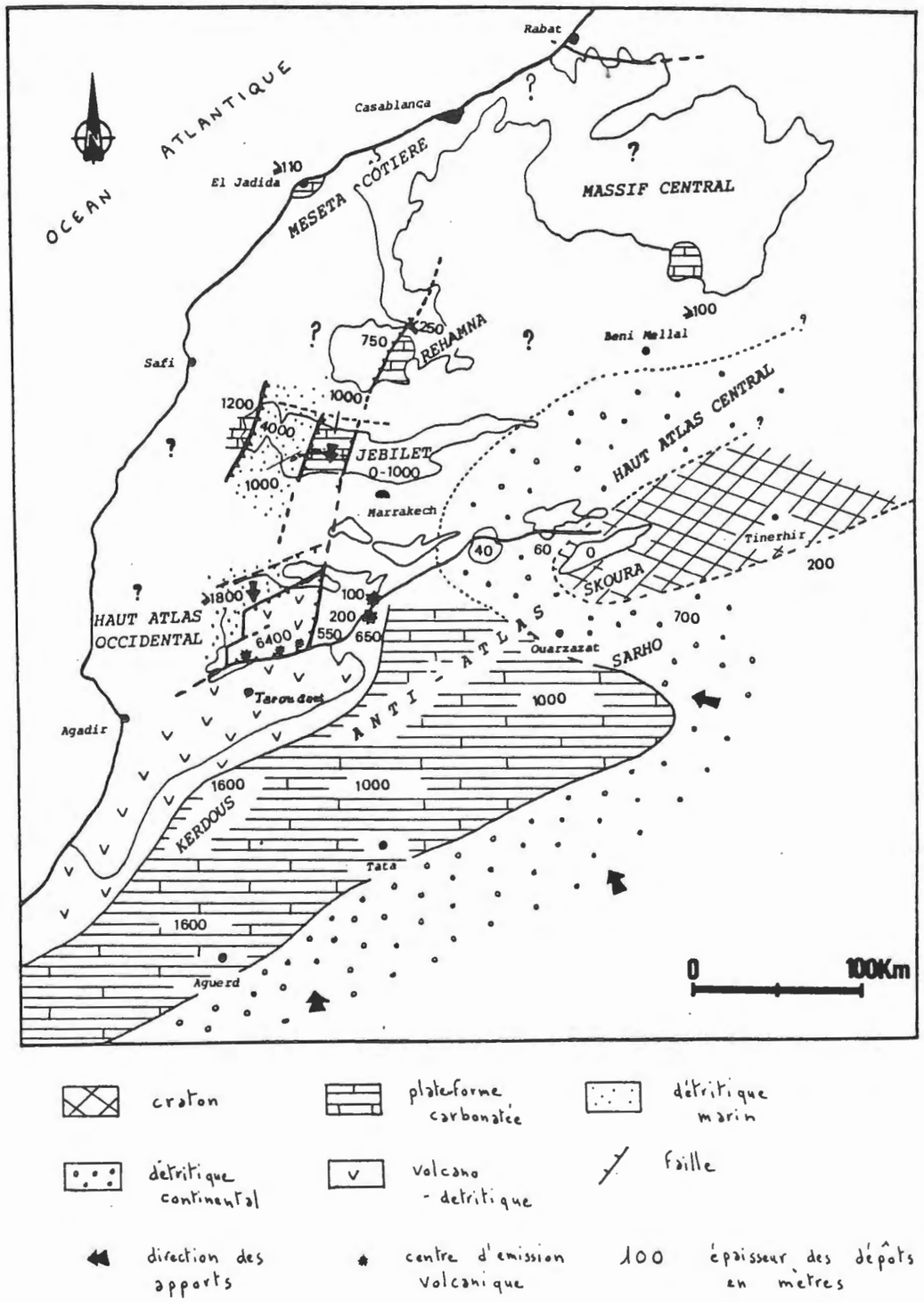


Fig. 19 : Le bassin cambrien inférieur de l'ouest marocain. Epaisseur et nature des dépôts (Cornée, Corsini, Mayol, Muller, Tayebi -travaux en cours-)

Au point de vue paléogéographique, la subsidence s'installe au cours du Cambrien inférieur dans le Haut-Atlas occidental (Destombes *et al.*, 1985; Cornée *et al.*., 1987) au centre d'un bassin d'orientation subméridienne qui semble se prolonger vers le Nord dans les Jebilet (Mayol, 1987) et les Rehamna occidentaux (fig. 19 et 20). C'est donc au cours de cette période que sont enregistrés les premiers stades d'individualisation d'un bassin subsident qui prendra toute son ampleur au Cambrien moyen (Bernardin *et al.*, 1988) .

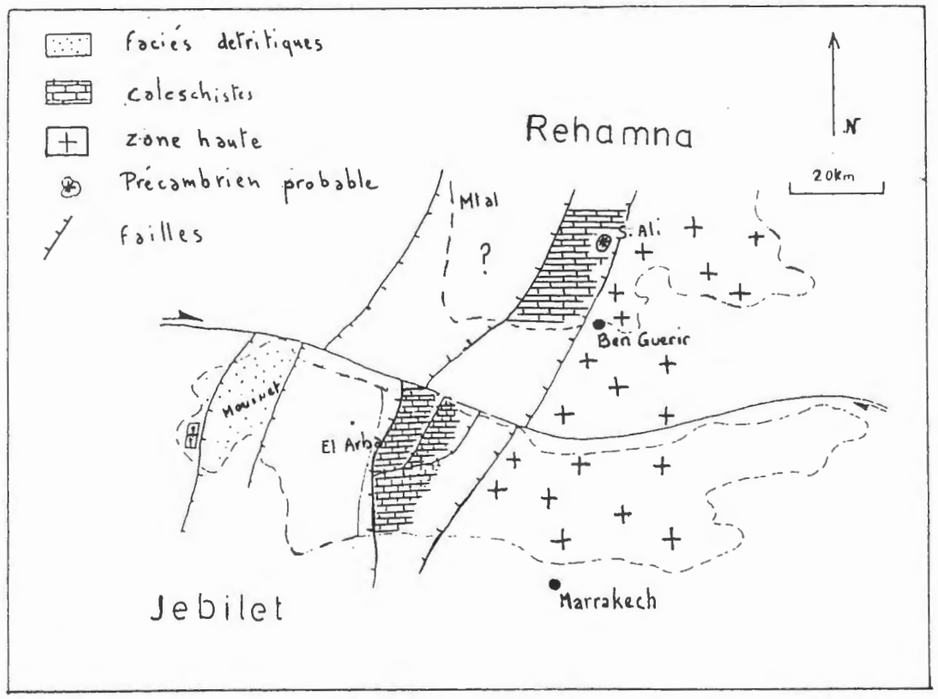


Fig. 20 : Corrélation entre les Jebilet et les Rehamna occidentaux au Cambrien inférieur (adaptée de Mayol, 1987)

II. LE CAMBRIEN MOYEN ET SUPERIEUR

A. Introduction

Dans le môle côtier de la Meseta marocaine, le Cambrien moyen constitue à lui seul la majorité des affleurements de terrains paléozoïques. Globalement son épaisseur est largement supérieure à celle de tous les autres dépôts sédimentaires. Constituées pour l'essentiel par une puissante sédimentation silico-clastique, les séquences présentent une grande monotonie de faciès que seules perturbent quelques intercalations volcano-détritiques et carbonatées.

Les séquences ont été étudiées à partir de coupes lithostratigraphiques levées en Meseta entre la région de Casablanca et le massif des Rehamna (fig.7). L'étude de ces coupes a été complétée par des données paléontologiques nouvelles et des données bibliographiques relatives à l'ensemble du Maroc hercynien. La mise en évidence de variations importantes d'épaisseur et de faciès des séquences nous a permis de distinguer plusieurs domaines aux paléogéographies différentes: *une zone subsidente* dans l'axe du bassin, correspondant au môle côtier et *une zone haute* en marge du bassin, à la limite orientale du môle côtier.

Cette étude s'attache tout particulièrement à la description de la série du Cambrien moyen et supérieur de la Meseta côtière et du massif des Rehamna. Les principaux résultats ont été réunis avec ceux obtenus dans le Haut-Atlas occidental (Cornée *et al.,* 1987) et dans les Jebilet (Mayol, 1987) et confrontés avec ceux d'une étude géophysique sur la Meseta occidentale (Bernardin, 1987). Cette collaboration a permis de préciser la géologie du Cambrien moyen de l'Ouest marocain (Bernardin *et al.,* 1988) et de proposer un modèle de rift intracontinental qui évolue pendant cette période dans la région du môle côtier mésétien.

Une étude locale réalisée au SE de Casablanca en collaboration avec d'autres chercheurs (André *et al.*, 1987) nous a permis d'autre part de mettre en évidence le Cambrien supérieur pour la première fois en Meseta marocaine.

B. La Meseta côtière

1) Introduction

La série cambrienne affleure largement en Meseta côtière où de très bonnes observations peuvent être faites directement sur l'estran en bordure de l'océan et le long des oueds nombreux qui drainent leurs eaux jusqu'à la côte et entaillent les formations superficielles.

Le Cambrien moyen fut reconnu et décrit ici pour la première fois au Maroc par Lecointre (1926) sur la plage de Sidi Abdallah bel Haj à Casablanca. Depuis cette succession stratigraphique a fait l'objet de nombreuses études dans la région de Casablanca et on y distingue classiquement de bas en haut :

.*"une série schisteuse inférieure"*, composée de pélites et de siltstones dans lesquels se trouvent intercalés des horizons volcano-détritiques, correspondant à la "*formation des schistes à Paradoxides* " (Lecointre, 1926). Ces faciès passent à des alternances de siltstones et de graywackes micacés constituant la "*formation des psammites à arénicoles* " (Lecointre, 1926).

.*"une série gréseuse"*, comportant des quartzites, des arkoses et des grès fedspathiques et correspondant à la "*formation des quartzites d'El Hank* " (Lecointre, 1926; Destombes et Jeannette, 1954).

."*une série schisteuse supérieure"* , silto-gréseuse, dans laquelle se trouve encore une faune présentant des affinités avec le Cambrien moyen (Destombes et Jeannette, 1958, 1966).

2) *La coupe de Dar Bou Azza* : un passage continu du Cambrien à l'Ordovicien

La baie de Dar Bou Azza est située à une quinzaine de kilomètres au SW de Casablanca (fig.21). Les bancs gréseux de la formation des quartzites d'El Hank dessinent un vaste synclinal coffré dont le coeur est occupé par des alternances silto-gréseuses qui complètent la série cambrienne vers le haut (fig.22).

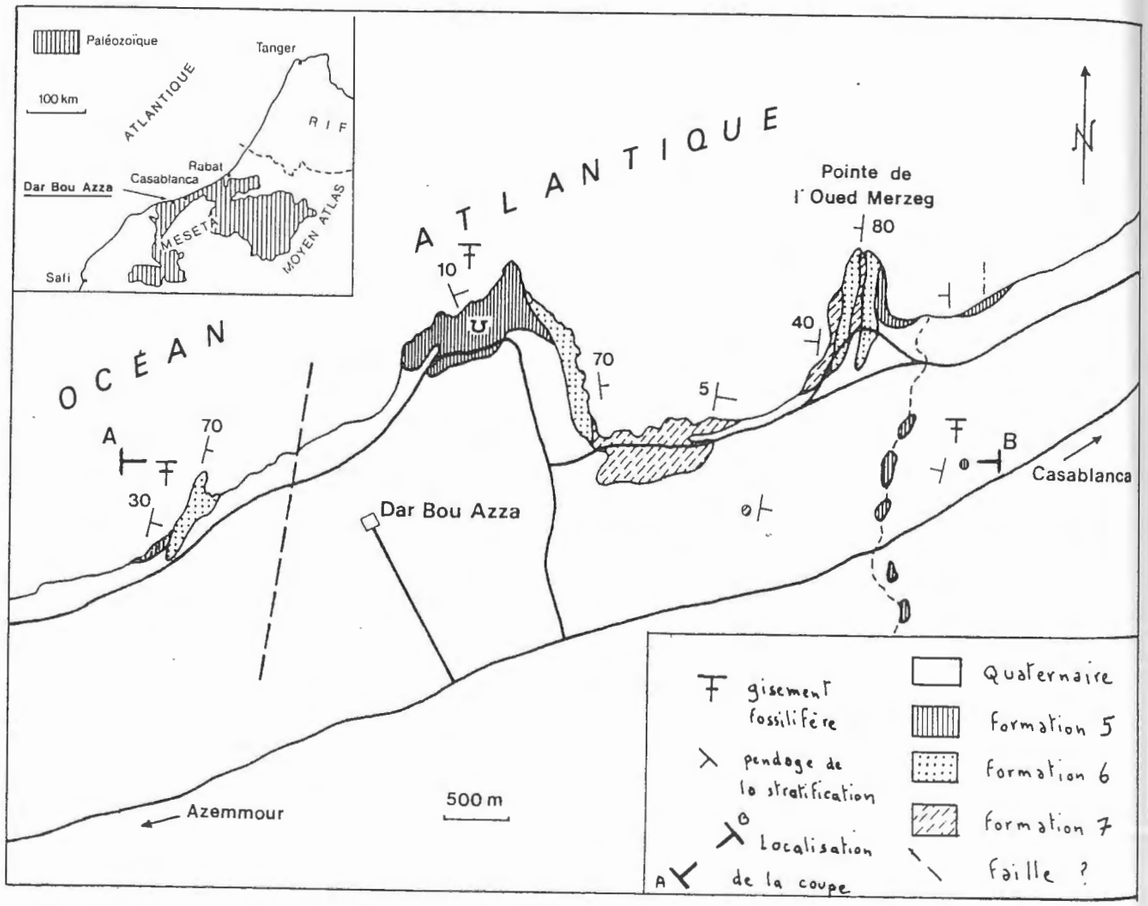


Fig. 21 : Carte géologique de la région de Dar Bou Azza (tirée de André *et al.*, 1987)

a) les travaux antérieurs

Yovanovitch (1933), qui étudia les affleurements de Paléozoïque au Sud-Ouest de Casablanca, découvrit un gisement fossilifère dans la carrière de Dar Bou Azza, où les "psammites" sous les quartzites d'El Hank lui livrèrent une faunule d'*Orthis aff. romingeri* du Cambrien. Dans un autre gisement situé à quelques kilomètres au Sud de Dar Bou Azza, il récolta *Didymograptus sp.* de l'Arenig. C'est donc entre ces deux gisements qu'il plaça la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien dans la gouttière synclinale de Dar Bou Azza.

Plus tard Lecointre et Gigout (1950) dressent une carte provisoire de la région de Casablanca et rangent les terrains de la baie de Dar Bou Azza dans l'Ordovicien, revenant ainsi sur l'attribution de Yovanovitch (1933).

Enfin Destombes *et al.*, (1954, 1956) lors de l'établissement de la carte géotechnique de la région de Casablanca découvrent une faune du Cambrien moyen sous les niveaux quartzitiques de l'embouchure de l'oued Merzeg. Ils en déduisent alors l'assimilation de ces quartzites à la formation des quartzites d'El Hank.

b) description de la sucession stratigraphique

L'étude de ces terrains a été entreprise en collaboration avec d'autres chercheurs (André *et al.*, 1987). Elle apporte des précisions nouvelles sur la stratigraphie du Cambrien en permettant notamment de mettre en évidence le Cambrien supérieur en Meseta marocaine. Elle a été réalisée à partir d'une coupe lithologique principale W-E, complétée par des observations complémentaires détaillées (fig. 22).

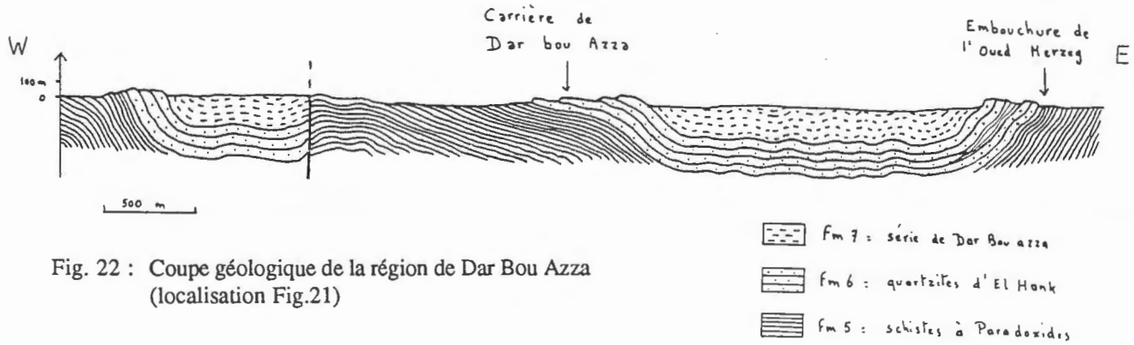


Fig. 22 : Coupe géologique de la région de Dar Bou Azza (localisation Fig.21)

Nous avons pu décrire la succession stratigraphique suivante (fig.23) et distinguer de bas en haut :

-formation 5 : elle est constituée par des pélites , des graywackes et des psammites dans lesquels se trouvent plusieurs gisements fossilifères du Cambrien moyen (Destombes et Jeannette, 1955). Nous avons personnellement récoltés au sommet de cette formation dans le gisement de la carrière de Dar Bou Azza, signalé par Yovanovitch (1933), des brachiopodes du genre *Billingsella*. Ces fossiles, qui ont été déterminés par Mergl, de l'Institut de Géologie de Prague, ont une extension verticale du Cambrien moyen à supérieur.

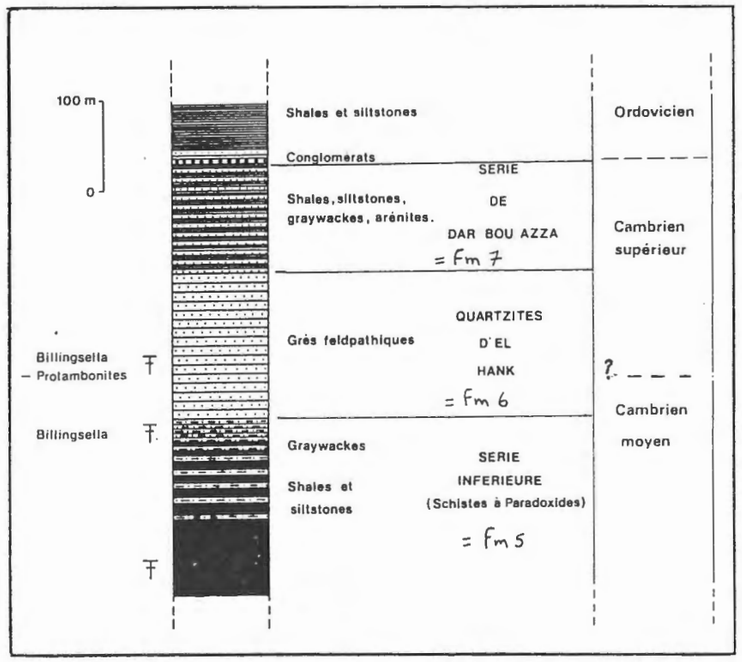


Fig. 23 : Log synthétique de la région de Dar Bou Azza (tiré de André *et al.*, 1987)

- *formation 6 :* il s'agit d'une formation gréseuse constituée par des *quartzites* et des *grès arkosiques* massifs, bien lités, en bancs décimétriques à métriques, séparés par des niveaux silteux tendres plus minces. Ce terme gréseux correspond à la formation des quartzites d'El Hank. Il se termine par des niveaux de grès grossiers à stratifications obliques, perforés par des organismes fouisseurs (scolites). Des niveaux calcaires lumachelliques intercalés dans les quartzites nous ont livré une faune de brachiopodes, que Mergl attribue à une espèce nouvelle, représentant la transition entre le groupe *Billingsella* et *Protambonites* , d'âge Cambrien supérieur.

- *formation 7 :* elle est représentée par une succession en alternance de *shales micacés, de siltstones, de graywackes et de grès* en continuité au-dessus des quartzites d'El Hank. Dans l'ensemble cette formation qui correspond à la "série de Dar Bou Azza" (André *et al.*, 1987) est riche en feldspath et renferme également de la glauconie en faible proportion. Certains niveaux de graywackes sont particulièrement riches en limonite qui apparaît sous forme de mouchetures millimétriques et pourrait provenir de l'altération de pyrites. De nombreux bancs gréseux lenticulaires présentent des structures en boules et coussins résultant de déformations synsédimentaires. Ces structures s'accompagnent généralement de pseudo-nodules de même composition que les graywackes à partir desquels ils se sont probablement formés. Cette formation présente des structures sédimentaires (ripple marks, hummocky-cross stratifications) caractéristiques d'une sédimentation influencée par la houle et les vagues de type "tempestite" et correspond donc à un milieu de dépôt marin peu profond. Elle est épaisse de 120 m environ.

Des niveaux conglomératiques à graviers de quartz et de silice ravinent les termes sommitaux de la formation 7 ("série de Dar Bou Azza"). Ils témoignent d'un épisode transgressif qui correspond très vraisemblablement à la base de l'Ordovicien, comme dans le reste de la Meseta côtière (Destombes et Jeannette, 1967).

c) corrélation de la formation 7 ("série de Dar Bou Azza") avec les autres séries du Cambrien supérieur actuellement connues au Maroc

- *Dans l'Anti-Atlas central* , Destombes et Feist (1987) décrivent dans les couches sommitales des grès du Tabanite (formation du Jbel Lumgaysmat) un niveau lumachellique qui contient des trilobites (*Olentella africana* et *Seletella latigena*) et des brachiopodes (*Saccogonum saccatum* et *Billingsella destombesi*) du Cambrien supérieur. Ces niveaux sont situés au-dessus des argilites à *Bailiella levyi* du Cambrien moyen et sous les argilites à *Rhabdinopora flabelliforme sociale* du Trémadocien inférieur, qui débute par un niveau conglomératique (fig.24).

- *Dans le Haut-Atlas occidental,* Cornée *et al.*, (1987a) décrivent une faune de brachiopodes (*Saccogonum saccatum*) du Cambrien supérieur dans des argilites situées au-dessus d'une barre de quartzites équivalents aux quartzites d'El Hank et sous les premiers niveaux silteux datés de l'Ordovicien inférieur, qui débutent également par un conglomérat (fig.24).

- *En Meseta occidentale* , les seuls affleurements rapportés au Cambrien supérieur sont ceux de Dar Bou Azza et ceux de l'Aïn Rouida (Oued Thiourighet), décrits dans le chapitre suivant. Cependant la "série schisteuse supérieure" qui affleure à Mansouria et que Destombes et Jeannette rangent encore dans le Cambrien moyen est en tout point comparable à la série de Dar Bou Azza. La détermination des brachiopodes que renferme le gisement fossilifère signalé par ces auteurs pourrait permettre de repréciser l'âge de cette série (Destombes, comm. pers., 1987).

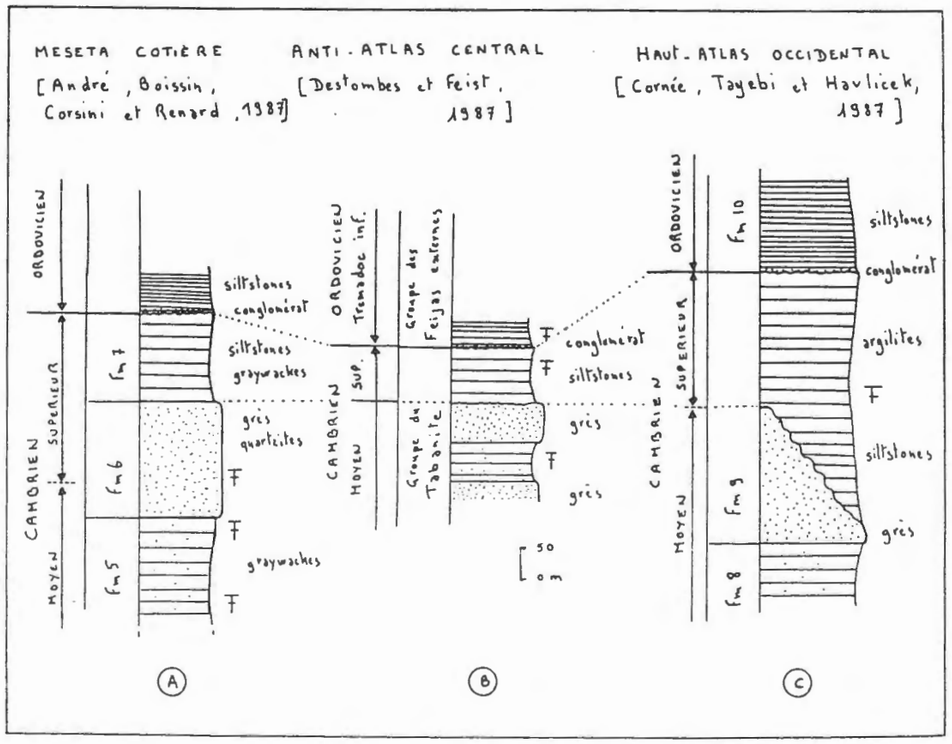


Fig. 24 : Corrélations entre les formations du Cambrien supérieur du Maroc

Ainsi le Cambrien supérieur existe en Meseta marocaine occidentale comme dans le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas. Il a été reconnu en Meseta côtière, mais doit se trouver vraisemblablement dans les Rehamna et les Jebilet où il n'a pu cependant être identifié jusqu'à présent faute de fossiles. Bien qu'elle présente des caractères particuliers, la sédimentation est continue entre le Cambrien et l'Ordovicien. On ne trouve pas trace de phase tectonique importante pendant cette période, mais juste un indice de transgression marquée par un conglomérat à la base de l'Ordovicien. La tendance régressive exprimée par les dépôts du Cambrien supérieur pourrait alors traduire un stade de comblement du bassin cambrien.

3) la coupe de l'Oued Thiourighet

Situé entre El Jadida et Oulad Abbou, la basse vallée de l'Oum er Rbia est un secteur de la Meseta côtière particulièrement favorable à l'observation des terrains cambriens qui affleurent avec des faciès non métamorphiques et très peu déformés.

a) les travaux antérieurs

Gigout (1951, 1956) confirme la présence du Cambrien dans la région de Sidi Saïd Maachou (fig.25), où il découvre une faune cambrienne dans un niveau de calcaires lumachelliques, et décrit un complexe volcanique interstratifié dans les schistes cambriens. Il signale également la présence dans les grès et quartzites (formation 3) de l'Aïn Rouida (fig.25) des empreintes d'un *Orthis* de taille supérieure à *Orthis romingeri* qui se placerait mieux dans l'Ordovicien.

b) description de la succession stratigraphique

Nous avons étudié la coupe de l'Oued Thiourighet, affluent de rive droite de l'Oued Oum er Rbia, qui entaille les formations cambriennes et révèle la succession stratigraphique la plus complète de toute la région (fig.26). Le sommet de la séquence (formation 7), qui affleure à l'Aïn Rouida au coeur d'une gouttière synclinale dessinée par les niveaux quartzitiques d'El Hank (formation 6), est équivalent à la "série de Dar Bou Azza" (André *et al.*, 1987). Sous les quartzites et jusqu'à l'Oum er Rbia affleure une formation constituée par des siltstones et des graywackes (formation 5) dans laquelle est intercalé le complexe volcano-sédimentaire décrit par Gigout (1956). Après l'Aïn el Gorchi, la coupe se poursuit vers l'Ouest dans la vallée de l'Oum er Rbia où sont visibles les derniers affleurements de graywackes et de siltstones cambriens (formation 3 et 4) jusqu'à Sidi Mohamed bel Haj (fig.25).

La succession stratigraphique observable dans l'Oued Thiourighet est la suivante (fig.25), de bas en haut :

- *formation 3* : elle est constituée par des *siltstones* et des *graywackes* verts bien lités en bancs réguliers d'épaisseur décimétrique. De fines laminations plus claires sont visibles à l'intérieur des bancs qui correspondent à des passées de composition plus quartzeuse et plus grossière. La base de cette formation n'affleure pas et son épaisseur minimale est de 1200 m.

- *formation 4* : les bancs graywackeux passent progressivement à leur sommet à des *grès verts* plus massifs et plus durs, en bancs d'épaisseur plurimétrique. L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 200-250 m.

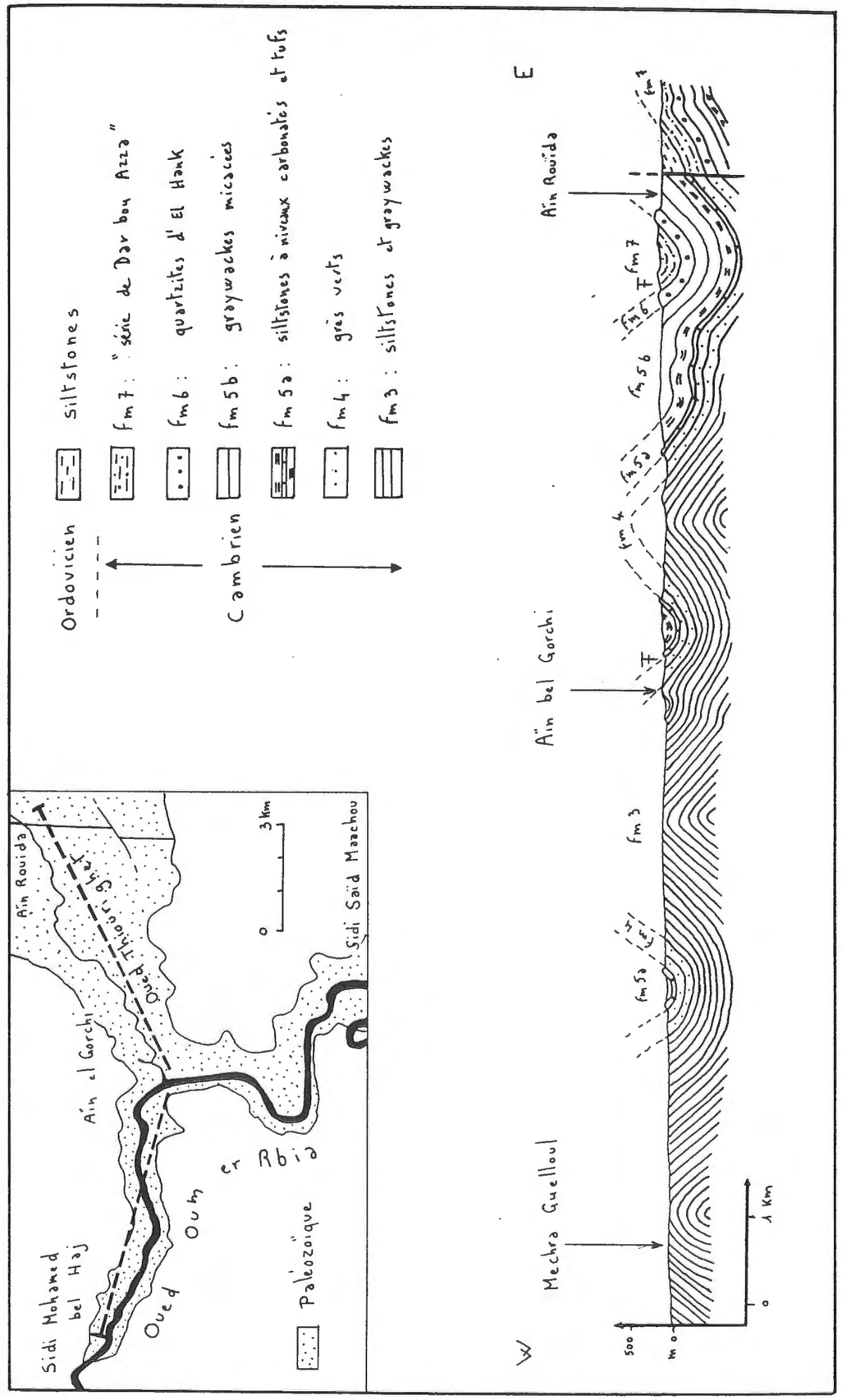


Fig. 25 : Coupe lithologique de l'oued Thiourighet

-*formation 5* : nous l'avons subdivisée en deux membres distincts :

. membre a : il débute par un niveau carbonaté très caractéristique constitué par des alternances de lits centimétriques de *grès microconglomératiques, d'argilites et de calcaires lumachelliques* roses. Localement la base de ce niveau, dont l'épaisseur ne dépasse guère 5 m à l'Aïn bel Gorchi, ravine les grès verts terminaux de la formation sous-jacente. Les calcaires bioclastiques sont très fossilifères; ils renferment des mues et des fragments de trilobites, des débris d'échinodermes et de nombreux brachiopodes. Gigout (1951,1956) y a signalé la présence d'une faune caractérisant le passage du Cambrien moyen au supérieur ("Géorgien à Acadien") avec :

* des trilobites : *Strenuella calceola* COBBOLD
Conocoryphe heberti MUN-CHALM et BERG
Conocoryphe brevifrons THORAL
Couloumania cf. *brevifrons* THORAL
Ctenocephalus cf. *terranovicus* RESSER
Paradoxides sp.

* des brachiopodes : *Orthis* cf. *romingeri* BARR.
Orthis cf. *billingsi* HARTT.

Dans les mêmes gisements, nous avons récolté des faunes qui permettent de caractériser la partie moyenne du Cambrien moyen.

Ce sont :

* des trilobites qui ont été déterminés par G. Geyer :
Conocoryphe sp.
Paradoxides sp.
Badulesia tenera (trilobite index)

* des brachiopodes qui ont été déterminés par M. Mergl :
Brahimorphis antiqua (HARTT in DAWSON, 1868)

Au-dessus se développe une série de siltstones tendres de couleur verte ou rouge violacé qui donne par érosion des reliefs mous légèrement en dépression. C'est dans cette série silteuse que se trouvent intercalés des filons (sills et dykes) et des coulées à caractère sous-marin correspondant à des épanchements de laves basiques, des tufs et des brèches pyroclastiques décrits par Gigout (1956).

. membre b : il s'agit d'une récurrence de faciès plus grossiers avec des *graywackes micacées* de couleur verte à passées silteuses, dans lesquelles sont observables des phénomènes de bioturbation et des bancs gréseux lenticulaires qui présentent des figures de déformation synsédimentaire en boules et coussins.

L'épaisseur totale de la formation 5 est de 500 à 600 m maximum.

- *formation 6 :* il s'agit de *quartzites* massifs de couleur claire, bien lités en bancs métriques, que l'érosion différentielle a laissés en relief dans la topographie. La stratification est marquée par de fins lisérés ferrugineux de couleur plus sombre. Des stratifications obliques et des figures de déformation synsédimentaire en boules et coussins sont visibles dans ces niveaux gréseux. Cette formation est équivalente à celle des quartzites d'El Hank (Destombes et Jeannette, 1956). Elle a une épaisseur de 150m.

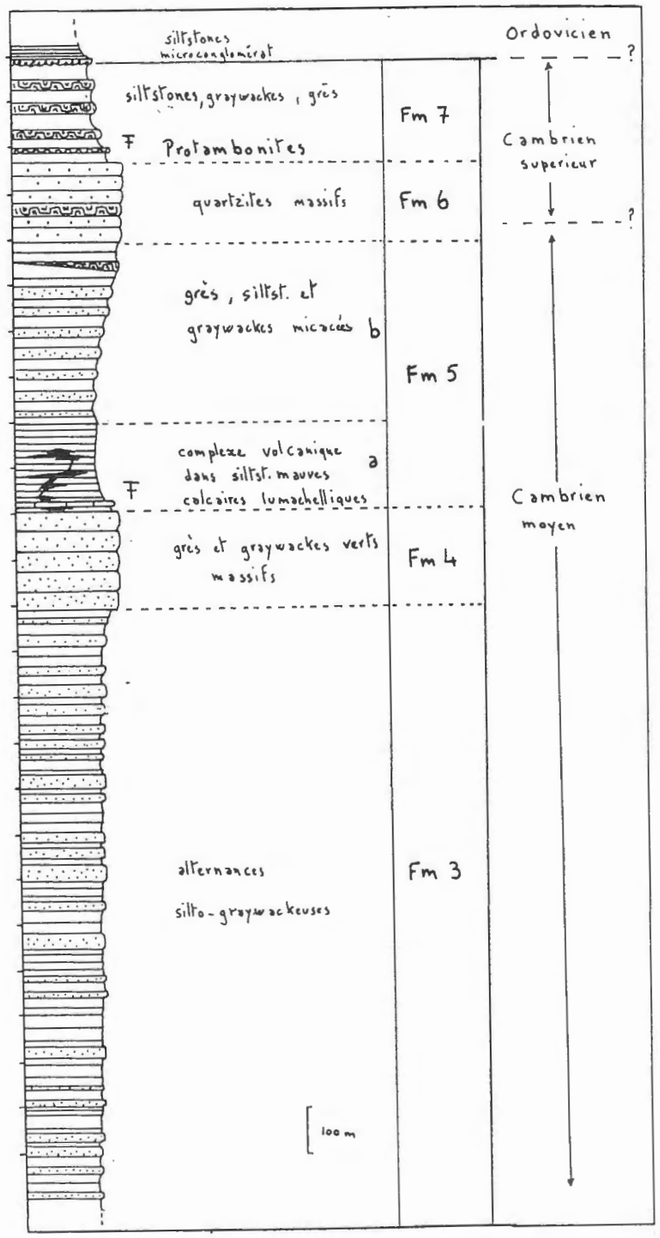


Fig. 26 : Log synthétique des formations cambriennes de l'oued Thiourighet

- *formation 7 :* Elle affleure assez bien sur le flanc occidental du synclinal de l'Aïn Rouida. Le passage avec la formation 6 sous-jacente n'est pas directement observable en raison des recouvrements superficiels. Les premiers niveaux visibles sont constitués par des grès à mouchetures d'oxyde de fer, en bancs lenticulaires d'épaisseur métrique qui présentent des figures de déformation synsédimentaire identiques à ceux observés dans la formation 6. Ces bancs gréseux alternent avec des graywackes et des siltstones micacés verdâtres plus fins.

Cette formation présente les mêmes caractères sédimentaires (tempestites) que la "série de Dar Bou Azza" (André *et al.*, 1987) et occupe la même situation stratigraphique au-dessus des quartzites d'El Hank. Elle est épaisse de 200 m. Nous avons découvert dans un niveau gréseux situé à une vingtaine de mètres au-dessus du toit de la formation 6 une faune de brachiopodes identique à celle récoltée à Dar Bou Azza dans la formation 7. Ces fossiles déterminés par Mergl permettent de dater cette formation 7 du Cambrien supérieur.

Au-dessus de la formation 7 on observe des *siltstones* verts surmicacés qui occupent le coeur du synclinal de l'Aïn Rouida. A la base de ces siltstones apparaît un niveau de grès microconglomératiques "chenalisés" marqués par des stratifications entrecroisées, à grains de quartz millimétriques et riches en fer. Nous pensons que ce niveau, comme à Dar Bou Azza, marque la base de l'Ordovicien par comparaison avec les autres secteurs de la Meseta côtière (Destombes et Jeannette, 1967 ; André *et al.*, 1987).

4) La région de Casablanca et la zone haute de l'Oued Rhebar

a) l'Oued Rhebar

Lecointre (1926) a signalé pour la première fois la présence d'une intercalation de roches volcaniques au niveau de l'Oued Rhebar (fig.27).

Destombes et Jeannette (1955) ont réalisé une étude pétrographique et sédimentologique de la série cambrienne de Casablanca à la pointe d'El Hank et considéré alors que la forte teneur en feldspath de la série pourrait provenir d'un apport volcanique acide contemporain de la sédimentation. Ce même volcanisme pourrait alors être à l'origine des phénomènes de déformation synsédimentaire observés dans la série cambrienne : les glissements se seraient produit lors des ébranlements sismiques en relation avec les éruptions volcaniques sous-marines localisées précisément à l'Oued Rhebar. Ces auteurs découvrent également un céphalon de Trilobite au toit du complexe volcanique de l'Oued Rhebar dans les schistes de Bouznika qui leur permet de dater du Cambrien moyen cette série et l'épisode volcanique qui la marque. Enfin ils supposent que les tufs pyroclastiques qui se trouvent interstratifiés dans les schistes à *Paradoxides* proviennent des projections du volcan de l'Oued Rhebar (fig.27).

Dans sa synthèse régionale, Piqué (1979) donne une brève description de la série cambrienne. Il propose pour le dépôt de cette série un milieu de sédimentation moins profond, soumis à des courants tractifs et correspondant à une plate-forme continentale. Il évoque également le complexe volcano-sédimentaire de l'Oued Rhebar, constitué par des tufs pyroclastiques, des agglomérats à éléments de roches volcaniques et de coulées de laves trachyandésitiques. Il met alors l'accent sur le caractère subaérien des brèches pyroclastiques à éléments anguleux dont certains fragments présentent une bordure figée. Ces roches seraient formées par des éléments de laves projetés en l'air au cours de l'explosion et qui retomberaient, non encore refroidis, en même temps que le tuf qui les englobe.

Ces observations montrent que la configuration en zone haute de l'Oued Rhebar est un trait morphologique majeur de la Meseta côtière qui marque la sédimentation pendant toute la période cambrienne.

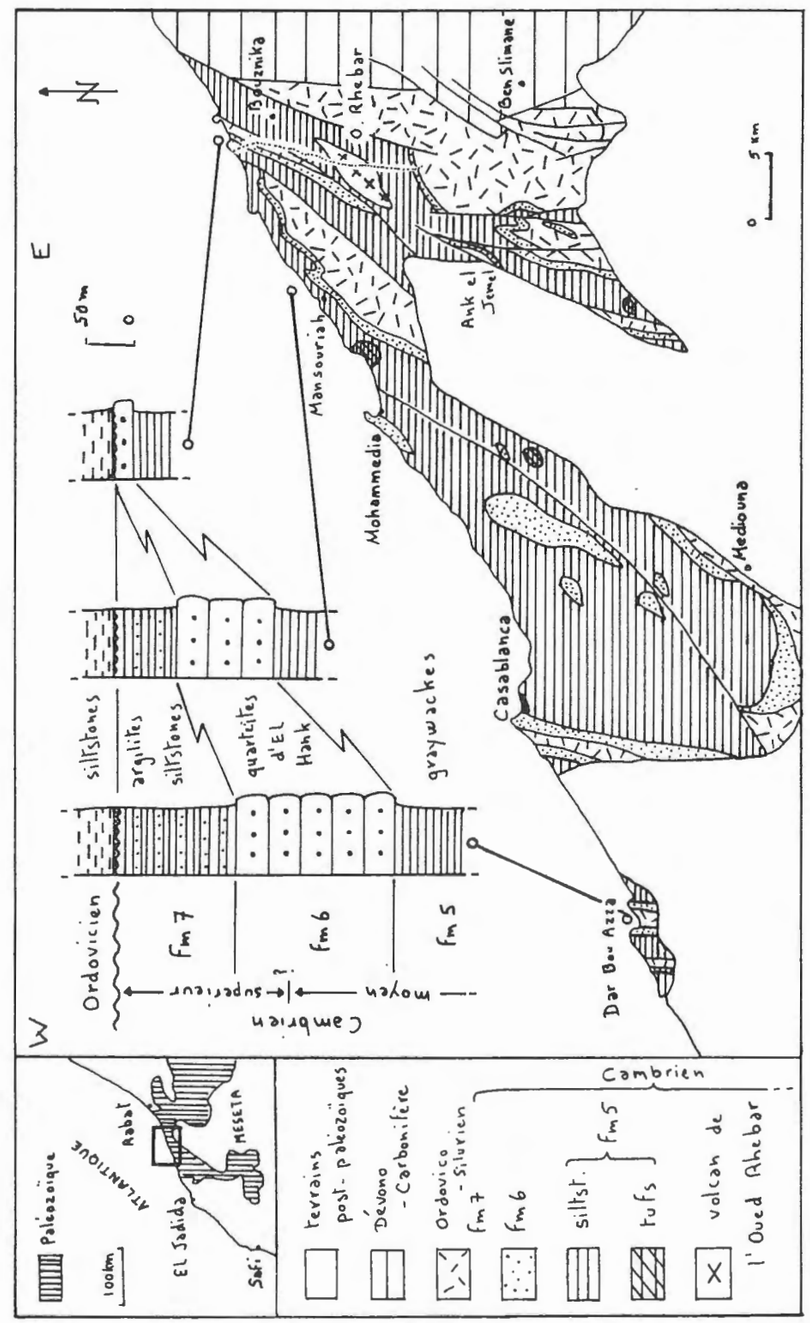


Fig. 27 : Les variations d'épaisseur de la "série de Dar Bou Azza" (fm 7) et des quartzites d'El Hank (fm 6) dans la région de Casablanca

b) les variations latérales de faciès et d'épaisseur des quartzites d'El Hank (formation 6) :

En ce qui concerne le secteur situé à l'Est de Casablanca, Destombes et Jeannette ont remarqué que la formation d'El Hank montre de grandes variations de faciès et diminue de puissance d'une manière constante et progressive d'Ouest en Est (fig.27) :

- à l'Ouest, dans l'anticlinorium de Casablanca, les faciès sont épais d'environ 200 m et constitués par des quartzites et des grès feldspathiques en bancs massifs.

- à Mansouriah, l'épaisseur de la barre repère d'El Hank n'est plus que d'une centaine de mètres et est constituée par des graywackes et des arkoses.

- à l'Est, à l'embouchure de l'Oued Rhebar et à l'Ank el Jemel, l'horizon d'El Hank montre des faciès de grès grossiers ferrugineux et glauconieux. Son épaisseur est d'une vingtaine de mètres seulement.

Cette variation d'épaisseur et les changements de faciès qui l'accompagnent ont été interprétés (Destombes et Jeannette, 1966) comme la conséquence d'une structuration ancienne en horst de la région de l'Oued Rhebar. Ces auteurs supposent l'existence d'un môle qui aurait influencé la sédimentation au Cambrien moyen et préfiguré la disposition hercynienne de cette région.

c) les variations latérales de faciès et d'épaisseur de la "série de Dar Bou Azza" (formation 7) :

En ce qui concerne la "série de Dar Bou Azza", comprise entre les quartzites d'El Hank et la discordance de ravinement de la base de l'Ordovicien, nous avons pu constater qu'il existe aussi d'importantes variations latérales d'épaisseur entre les différents affleurements situés dans la région de Casablanca (fig.27) :

- à l'Ouest, nous avons décrit dans la baie de Dar Bou Azza une séquence constituée par des alternances argilo-gréseuses , épaisse de 120 m.

- à Mansouriah, Destombes et Jeannette (1958) ne décrivent plus que 60 m de schistes à éléments pyroclastiques.

- à l'Est, à l'embouchure de l'Oued Rhebar, l'horizon d'El Hank est surmonté directement par un niveau de grès ferrugineux à texture oolithique représentant l'Ordovicien inférieur transgressif.

L'épaisseur de la "série de Dar Bou Azza" diminue donc considérablement d'Ouest en Est. Sa réduction est imputable à une faible épaisseur initiale des dépôts au Cambrien supérieur ou à une érosion de la série avant l'Ordovicien inférieur. Ceci traduit de toute façon une tendance à l'émersion qui se manifeste toujours de manière prononcée dans le secteur oriental correspondant à la région de l'Oued Rhebar pendant la période du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur.

Le taux de fer élevé rencontré dans la "série de Dar Bou Azza" principalement dans les faciès de grès à mouchetures, pourrait alors correspondre à une remobilisation de fer d'origine continentale en provenance d'une zone émergée située à l'Est, précisément dans la région de l'Oued Rhebar.

Des feldspaths peu altérés abondent dans la formation d'El Hank et se trouvent en quantité moindre dans toute la série des graywackes cambriens. Une origine plutonique ou volcanique acide a déjà été envisagée pour ce matériel (Destombes et Jeannette, 1955). Il pourrait provenir du démantèlement du socle continental émergé à l'Est, confirmant la présence d'une zone haute au niveau de l'Oued Rhebar.

5) Conclusion

Bien que la base de la succession stratigraphique cambrienne n'affleure pas dans la région de Casablanca, il est cependant possible d'envisager une esquisse paléogéographique de cette région à partir des informations tirées de l'étude des termes sommitaux de la série (formations 6 et 7). La géométrie du bassin peut être précisée à partir des variations d'épaisseur qui sont enregistrées d'Ouest en Est par ces formations (fig.27). La persistance des mêmes traits paléogéographiques enregistrés depuis le dépôt de la formation d'El Hank jusqu'à la transgression de l'Ordovicien inférieur suggère une continuité des phénomènes sédimentaires et l'existence d'une zone haute orientale dans la région de l'oued Rhebar au moins pendant la période du Cambrien moyen terminal au Cambrien supérieur.

C. Les Rehamna sud-occidentaux

1) Introduction

Vaste boutonnière où affleurent les terrains paléozoïques, le massif des Rehamna a fait l'objet de nombreuses études (Gigout, 1951 ; Michard, 1967-1982 ; Piqué, 1972 ; Hoepffner, 1974 ; Jenny, 1974 ; Guezou et Michard, 1976 ; Cornée, 1982). Un travail de synthèse rassemble les principales données stratigraphiques sur le Cambrien de l'ensemble du massif (Michard coord., 1982).

La succession stratigraphique du Cambrien moyen des Rehamna est caractérisée par des termes lithologiques relativement monotones. Elle est constituée par une alternance de niveaux gréseux plus ou moins grossiers et de niveaux silteux fins. Nous avons réalisé de nombreuses coupes lithostratigraphiques sur l'ensemble du secteur étudié (fig.7) qui correspond à la partie méridionale des Rehamna comprise entre la route de Benguerir-El Jadida, au Sud, et à l'Ouest et la route de Casablanca-Marrakech, à l'Est. Il s'en dégage l'existence d'importantes différences d'épaisseur et de faciès, qui nous ont permis de distinguer des secteurs correspondant à une paléogéographie originale, à savoir (fig.28) :

- *un secteur occidental* : région de Mtal - Aït Taleb
- *un secteur médian* : région du Jebel Lakhdar - Jbel Tentana
- *un secteur oriental* : région de Mesmouta - Sidi Ali

Les limites entre ces différents domaines individualisés tiennent compte essentiellement des variations d'épaisseur enregistrées par les séquences cambriennes. Elles correspondent approximativement au compartimentage structural hercynien, car c'est à proximité des accidents majeurs, liés probablement à des cassures du socle, que ces variations sont les plus marquées.

2) la succession stratigraphique du secteur occidental : région de Mtal - Aït Taleb.

Limité à l'Ouest par les recouvrements mésozoïques de Mtal, ce secteur s'étend vers l'Est jusqu'à la faille du Lakhdar. En discordance sous les molasses fini-carbonifères, seule la séquence cambrienne affleure dans toute cette région. Elle est structurée en une succession de vastes synclinaux et anticlinaux coffrés (fig.29). Le métamorphisme et la déformation y sont faibles. La présence de quelques gisements fossilifères et de bons repères lithostratigraphiques ont grandement contribué à l'établissement de la succession stratigraphique. Bien que très épaisse, cette succession est incomplète. Au plus bas de la séquence visible à l'affleurement on n'atteint pas les niveaux carbonatés du Cambrien inférieur. De même dans le haut de la séquence on ne retrouve pas les quartzites d'El Hank.

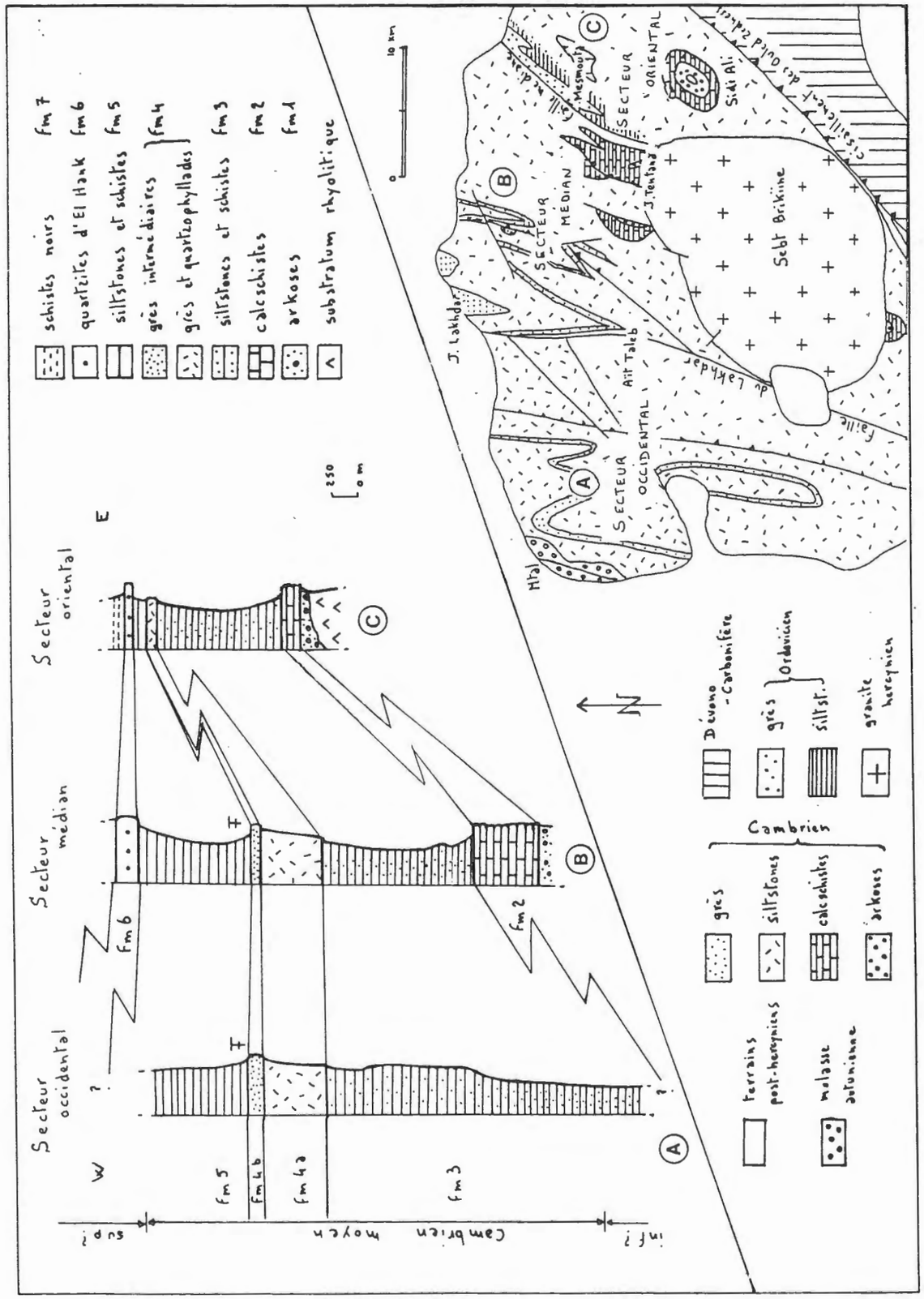


Fig. 28 : Corrélations entre les formations cambriennes des Rehamna SW

a) description de la succession stratigraphique :

La description des séquences stratigraphiques s'appuie sur l'étude détaillée de plusieurs coupes complémentaires localisées sur la fig. 7 :

. coupe de Sebaa Rouadi (fig.29 H) : elle a été levée sur le flanc oriental du synclinal de Chabaa, qui laisse voir les termes les plus bas de la série cambrienne du domaine occidental (membre 3a).

. coupe de Touijret (fig.29 G) : elle est située au Nord de la coupe de Sebaa Rouadi qu'elle prolonge avec le développement des niveaux supérieurs (membre 3c). La déformation relativement modérée qui affecte les terrains permet de suivre les bancs gréseux repères et d'observer en continuité la suite de la succession stratigraphique.

. coupe de Mrija-Tadla (fig.29 I) : le flanc occidental de l'anticlinal de Mrija permet d'observer les termes les plus élevés de la séquence cambrienne du secteur occidental (membre 5b). Elle a fourni un gisement fossilifère qui date la séquence du Cambrien moyen et permet de la corréler avec celles des autres domaines. Le flanc oriental du synclinal de Tadla découvre les termes inférieurs de cette série occidentale (formation 3c).

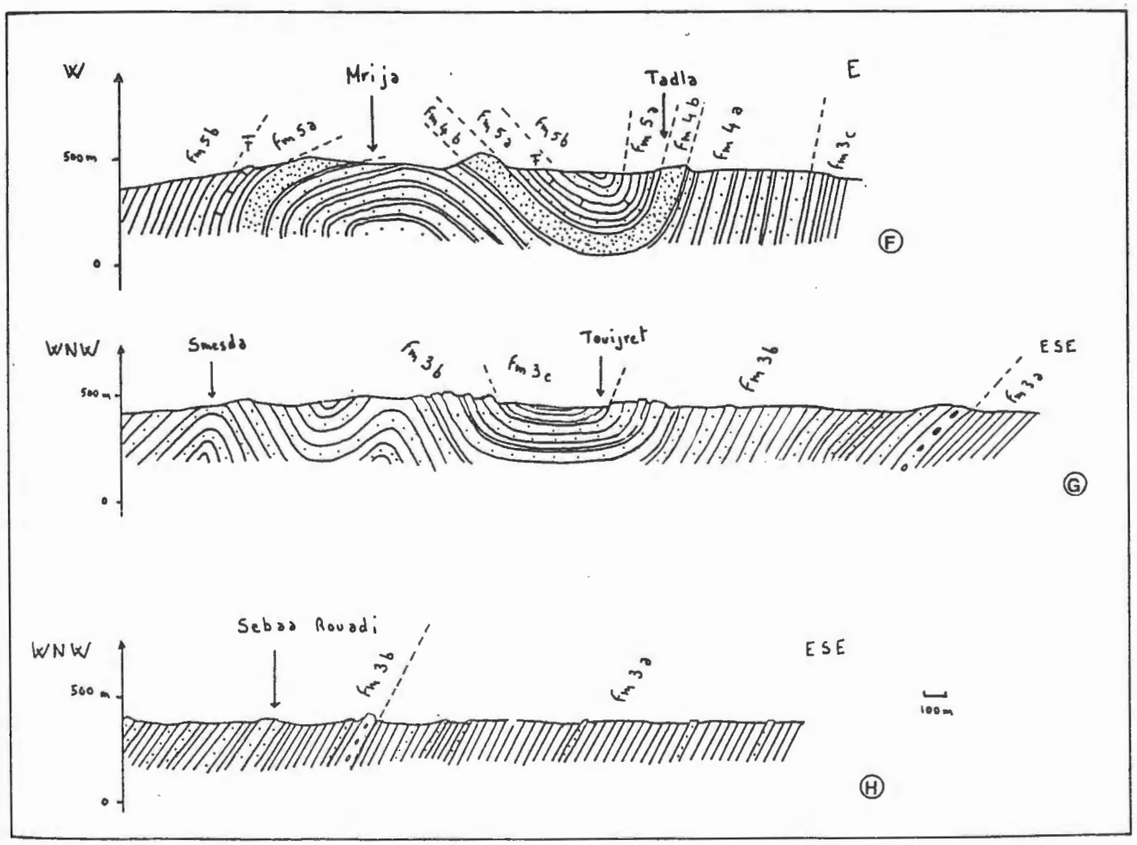


Fig. 29 : Coupes lithologiques dans les formations du Cambrien moyen du secteur occidental (Rehamna sud-occidentaux)

Nous avons pu distinguer de bas en haut (fig.30) :

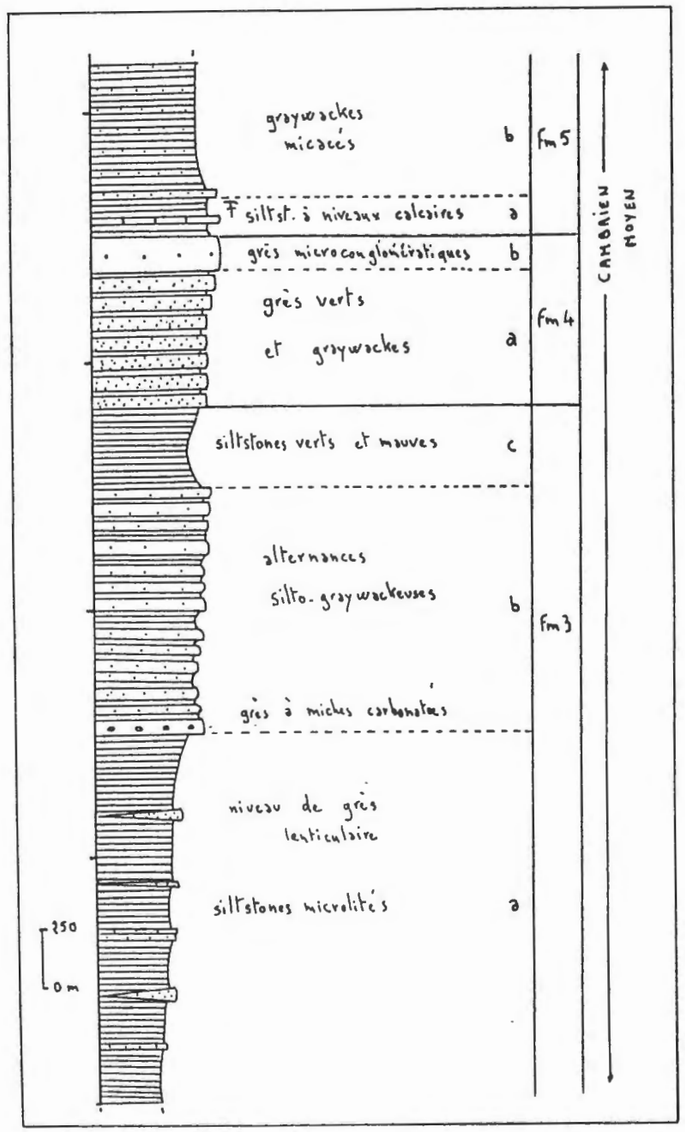


Fig. 30 : Log synthétique du secteur occidental (Rehamna sud-occidentaux)

- *formation 3* : cette formation a été subdivisée en trois membres distincts :

. membre 3a : il se compose de *siltstones* bleu clair à vert, riches en minéraux détritiques noirs. Un microlitage est visible,marqué par de fines laminations claires correspondant à des passées gréseuses plus grossières. Des bancs gréseux de couleur verte, franchement quartzitiques ou graywackeux, sont intercalés dans les siltstones. Les bancs gréseux ont souvent une épaisseur relativement modeste (centimétrique à décimétrique) et sont souvent lenticulaires. L'épaisseur totale de ce membre est de 1500 m minimum, le substratum n'étant pas connu.

. membre 3b : au-dessus et en continuité, viennent les premières barres gréseuses épaisses qui se détachent nettement dans la topographie où elles sont mises en relief par l'érosion différentielle. Il s'agit de *graywackes* vertes à minéraux détritiques noirs abondants, bien litées en bancs métriques. Les premières barres comportent des miches carbonatées et de nombreux cubes de pyrite dont l'arête peut parfois dépasser le centimètre. Au-dessus de ces barres repères (50 m) se développe une puissante séquence constituée par des alternances silto-gréseuses. L' épaisseur totale est d'environ 1000 m .

. membre 3c : visible à Touijret il est représenté par des *siltstones* clairs, verts à mauves, à fines laminations sombres qui soulignent la stratification; ces niveaux tendres sont en dépression dans la topographie. A son sommet ce membre 3c présente des alternances de siltstones et de graywackes verts, riches en micas blancs, biotites et minéraux opaques. L'épaisseur est de 450-500 m.

- *formation 4* : nous l'avons subdivisée en deux membres distincts

. membre 4a : la séquence devient franchement plus gréseuse et passe progressivement à des *graywackes* vertes massives bien litées en bancs d'épaisseur métrique à plurimétrique. L'épaisseur totale est de 500 m environ.

. membre 4b : il s'agit d'un excellent niveau repère qui permet de suivre aisément la géométrie des plis dans tout le secteur occidental où les faciès sont par ailleurs peu tranchés. Sans ce niveau repère, il serait parfois très difficile de se situer précisément dans la série stratigraphique. Ce membre est constitué par des *quartzites* massifs de couleur légèrement rose, bien lités en bancs décimétriques à métriques. Les interlits sont marqués par des niveaux silteux tendres. Au sommet les grés deviennent plus grossiers et passent localement à des *microconglomérats* à éléments de quartz millimétriques. Des stratifications entrecroisées sont visibles à l'intérieur des bancs. Ces derniers portent également des rides de courants à leur surface, qui est parfois perforée par des organismes fouisseurs (scolithes). La puissance totale de ce membre est de 150-180 m .

-*formation 5* : nous l'avons séparée en deux membres distincts :

. membre 5a : il est constitué par des siltstones violacés à minces intercalations de *calcaires lumachelliques* roses, riches en pyrite. Ils alternent avec des niveaux de grès grossiers d'épaisseur centimétrique. Les niveaux carbonatés, épais de quelques mètres seulement, sont fossilifères et renferment de nombreux débris de trilobites, d'échinodermes et de brachiopodes. Seuls les brachiopodes ont pu être déterminés par Mergl. Il s'agit de *Brahimorphis antiqua* qui date ce membre du Cambrien moyen. L'épaisseur de ce membre est de 250m.

. membre 5b : il débute par des *siltstones* vert jaunâtre qui passent progressivement à des *graywackes micacées* dans lesquelles sont visibles de très nombreuses traces d'activité animale (bioturbations). Ce membre termine la série observable dans le secteur occidental, son épaisseur est d'environ 500 m.

b) remarque concernant la succession stratigraphique

La succession stratigraphique cambrienne du secteur occidental des Rehamna a une épaisseur considérable puisqu'elle dépasse 4500 m sans que sa base et son sommet soient connus. Elle est donc beaucoup plus puissante que ne l'estimaient les auteurs précédents (Guezou et Michard, 1975) et se rapproche des valeurs connues dans les Jebilet occidentaux (Mayol, 1987) et dans le Haut-Atlas occidental (Cornée *et al.*, 1987). La découverte de gisements fossilifères permet de plus de bonnes corrélations avec les secteurs voisins des Rehamna et avec les séquences équivalentes de la Meseta nord-occidentale (fig. 28).

3) La succession stratigraphique du secteur médian : la région du Jbel Lakhdar - Jbel Tentana

Ce domaine est délimité à l'Ouest par la faille du Jbel Lakhdar et s'étend vers l'Est jusqu'à la faille médiane (fig.28). Il est entièrement constitué par les formations cambriennes. La déformation est très faible à l'Ouest dans le synclinal du Lakhdar. Elle s'accentue vers l'Est dans l'anticlinorium de Lalla Moucha, où les plis sont nettement plus serrés avec apparition d'un métamorphisme épizonal. Les faciès pétrographiques, d'abord sédimentaires à l'Ouest, évoluent donc d'Ouest en Est en passant progressivement à des faciès métamorphiques : les siltstones se transforment en schistes fins, les graywackes en schistes plus ou moins grossiers et les quartzites durs enregistrent une schistosité de plus en plus marquée vers l'Est. Nous nous sommes attachés uniquement à la description des faciès sédimentaires.

La présence de niveaux repères et de gisements fossilifères permet d'envisager de bonnes corrélations avec les secteurs avoisinants. Une cartographie de détail du synclinorium du Jbel Lakhdar a cependant été utile pour préciser la succession stratigraphique de ce secteur par rapport aux interprétations antérieures. Bien que d'une puissance réduite par rapport à celle du domaine occidental, la succession stratigraphique du Cambrien moyen y est plus complète puisqu'elle débute au-dessus des niveaux carbonatés du Cambrien inférieur probable et se termine par les niveaux gréseux de la formation d'El Hank qui représentent le terme de passage du Cambrien moyen au Cambrien supérieur.

a) description de la succession stratigraphique

L'étude de la succession stratigraphique a été réalisée à partir de trois coupes lithologiques principales :

- coupe du Dehar el Kidar (fig.31C) : elle se localise sur le flanc est du synclinal du Kaou-Kaou, qui fait affleurer les termes inférieurs de la séquence. La structure du synclinal est dessinée par les niveaux gréseux de la formation 4.

- coupe du Douar Koubba (fig.31D) : elle a été relevée sur le flanc occidental du synclinal de Koubba et renferme un gisement fossilifère déjà noté par Guezou (1975).

- coupe du Jbel Lakhdar (fig.31E) : elle fait apparaître les niveaux les plus élevés de la série de ce domaine médian au coeur du synclinal perché du Lakhdar.

Nous avons pu distinguer (fig.32) de bas en haut :

- *formation 3* : nous l'avons subdivisée en trois membres distincts:

. membre 3a : au-dessus des derniers niveaux de calcschistes se développe une série silto-graywackeuse inférieure constituée par des siltstones gris-vert dans lesquels s'intercalent des barres plus gréseuses de graywackes vertes massives d'épaisseur décimétrique à métrique. L'épaisseur de ce membre est de 250 m.

. membre 3b : il est constitué par un horizon de grès arkosiques verts massifs à miches carbonatées et nombreux cubes de pyrite. Au Koudiat el Arneb ces grès forment une double barre avec un niveau silteux intercalé. L'épaisseur est au total de 50 m.

. membre 3c : au-dessus viennent des siltstones vert clair microlités à éléments détritiques noirs. L'épaisseur totale est d'environ 1000 m.

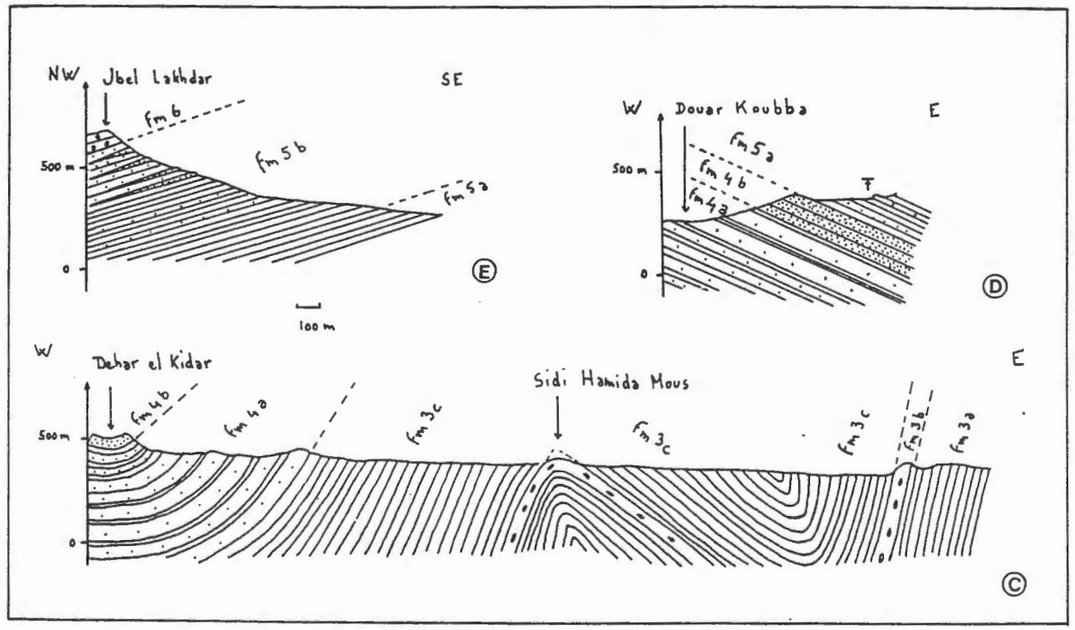


Fig.31 : Coupes lithologiques dans les formations cambriennes du secteur médian des Rehamna sud-occidentaux (Localisation fig.7)

- *formation 4* : nous l'avons subdivisée en deux membres distincts :

. membre 4a : les siltstones passent progressivement à des *graywackes* vert clair massives, bien litées, en bancs métriques à plurimétriques. L'épaisseur de ce membre est d'environ 600 m.

. membre 4b : il s'agit de *quartzites* à patine rose et à cassure très esquilleuse et de *grès microconglomératiques* à grains de quartz arrondis. Des figures de granoclassement vertical et des stratifications entrecroisées sont visibles à l'intérieur des bancs. Des figures de courant et des traces d'activité animale (traces de reptation de trilobites) se trouvent à la surface des bancs (Pl.photo.III, 3).De très nombreuses perforations (tubes de fouisseurs, scolithes) sont disposés perpendiculairement à la surface des bancs. Nous avons également remarqué une variation latérale des faciès qui deviennent nettement plus arkosiques vers l'Est.

Une importante variation d'épaisseur est enregistrée d'Ouest en Est par cette formation qui passe de 150 m dans l'anticlinal de Roukaïna à une vingtaine de mètres seulement dans le synclinal du Kaou-Kaou.

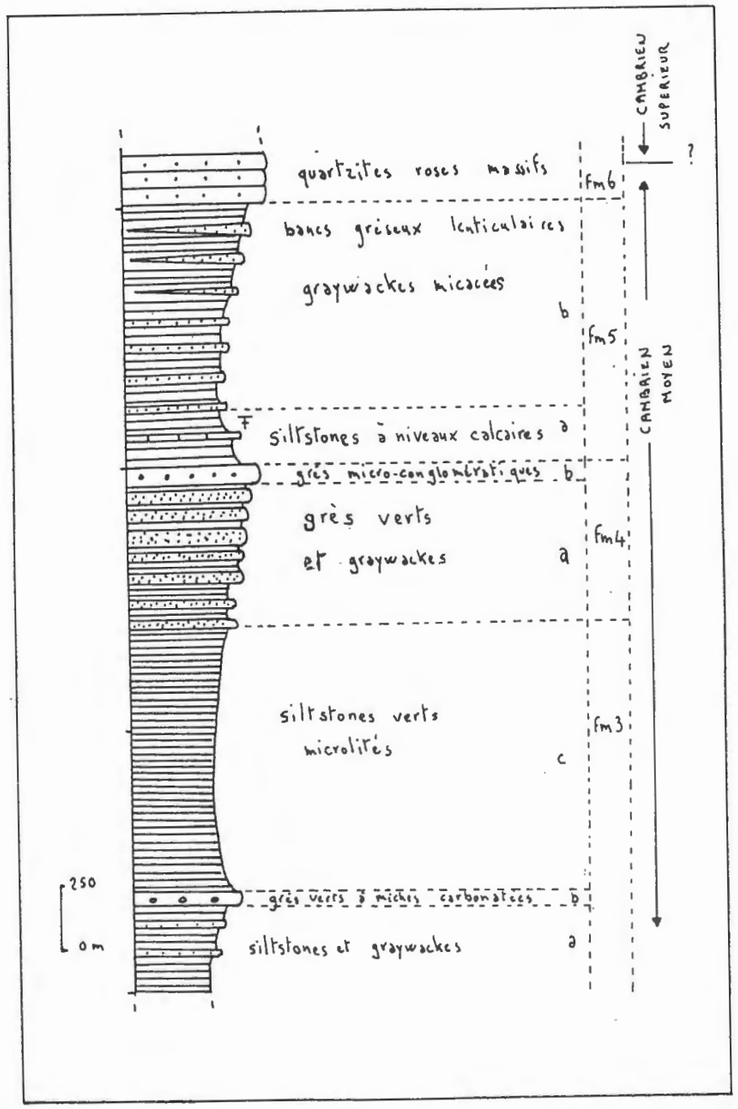


Fig.32 : Log synthétique des formations cambriennes du secteur médian (Rehamna sud-occidentaux)

- *formation 5* : nous l'avons subdivisée en deux membres distincts :

. membre 5a : il débute par des *graywackes psammitiques* vert sombre, riches en fer, bien litées en bancs centimétriques. Au-dessus apparaissent des niveaux de calcaires lumachelliques roses et de microconglomérats riches en pyrite, lités, en bancs centimétriques et intercalés au bas d'une séquence de siltstones violacés, au relief très doux.

C'est à l'intérieur de ces niveaux calcaires que Guezou (1975) a décrit un gisement fossilifère qui a permis de dater ce membre du Cambrien moyen. Ce gisement lui a livré :

- des trilobites, déterminés par Destombes : *Paradoxides* sp.
  Bailiella sp.

- des brachiopodes, déterminés par Havlicek : *Brahimorphis antiqua*

- des fragments d'échinodermes indéterminables

Une nouvelle fouille dans ce gisement nous a fourni en plus un trilobite, déterminé par Destombes : *Conocoryphe* sp.

L'épaisseur totale de ce membre est de 200 m environ.

.membre 5b : au-dessus se developpent des niveaux de *graywackes psammitiques* vert à patine jaunâtre marqués par une intense bioturbation. Les bancs gréseux durs sont séparés par des interlits silteux. Ils présentent fréquement des figures de déformation synsédimentaire en boules et coussins (fig.33). Ces bancs sont épais de quelques décimètres à plusieurs mètres; ils sont souvent lenticulaires et se biseautent latéralement. L'épaisseur de ce membre est d'environ 750 m.

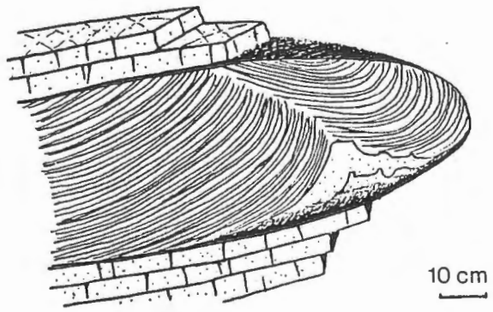


Fig. 33 : Figures de déformation synsédimentaire en boules et coussins (formations 5b et 6)

- *formation 6* : elle affleure au Jbel Lakhdar dont elle constitue le sommet et termine la série stratigraphique observable dans le secteur médian, les termes supérieurs ayant disparu par érosion. Elle est constituée par des *quartzites et des grès arkosiques* de couleur claire à patine grisâtre, bien lités en bancs d'épaisseur métrique. La roche a un aspect saccharoïde à la cassure. Les figures de stratification entrecroisée sont fréquentes, ainsi que des structures de déformation synsédimentaire en boules et coussins. Les perforations dues à l'activité d'organismes fouisseurs sont parfois très nombreuses (scolithes); elles se trouvent à la surface de certains bancs gréseux (fig.34). Des grès qui présentent un aspect très caractéristique avec de petites ponctuations rouille dues à la présence de fer oxydé, se trouvent au sommet de cette formation; ils rappellent les faciès de grès à mouchetures rencontrés au-dessus de la formation des quartites d'El Hank dans la région de Dar Bou Azza en Meseta côtière. L'épaisseur de cette formation est de 180 m .

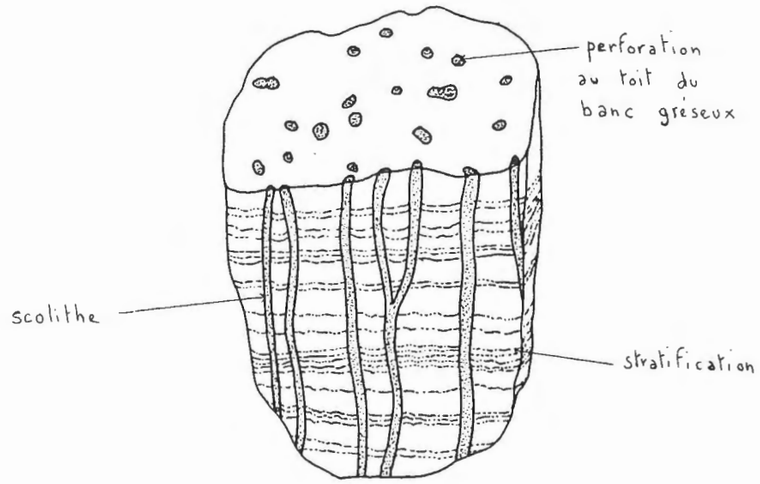


Fig.34 : Scolithes dans les niveaux gréseux de la formation 6

L'épaisseur totale des formations du Cambrien moyen du secteur médian est d'environ 3000 m.

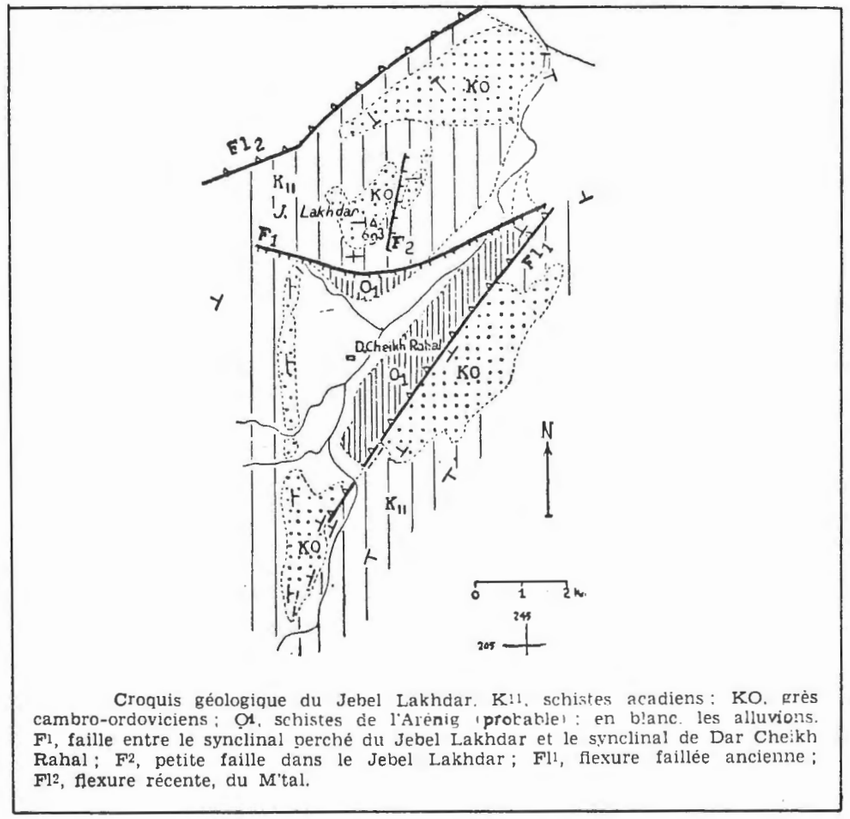
b) discussion sur la place des "quartzites du Jbel Lakhdar" (formation 6) dans la sucession stratigraphique du Cambrien :

Gigout (1951) décrit le Jbel Lakhdar comme un synclinal perché, souligné par la barre des quartzites du Cambro-Ordovicien. Il considère que ce synclinal est affecté par une faille E-W qui effondre le bloc méridional (fig.35). Il assimile alors les quartzites qui constituent le sommet du Jbel Lakhdar au Nord (notre formation 6) et ceux qui dessinent sa terminaison périclinale sud (notre formation 4b) au niveau du douar Cheik Rahal (Pl. h.t. 3). Ceci l'amène à attribuer un âge ordovicien aux schistes qui se trouvent stratigraphiquement au-dessus des quartzites au Sud (notre formation 5a).

Guezou et Michard (1976) découvrent cependant dans cette formation schisteuse (formation 5a) des fossiles d'âge cambrien moyen. S'appuyant sur une configuration structurale du synclinal du Jbel Lakhdar identique à celle proposée par Gigout (1951), ils corrélent cette formation avec la formation schisteuse décrite à Mansouriah au-dessus des quartzites d'El Hank (Destombes et Jeannette, 1958).

Puis Michard et ses collaborateurs (1982), rediscutant la place des quartzites du Lakhdar (formation 6), proposent de corréler ceux-ci avec une barre gréseuse intermédiaire située sous la barre principale des quartzites d'El Hank à Imfout dans les Rehamna septentrionaux.

En fait la cartographie de détail et les coupes que nous avons réalisées dans ce secteur montrent que la structure synclinale du Jbel Lakhdar n'est affectée que par des failles mineures qui engendrent des décalages modestes dans la série stratigraphique. Il y a donc continuité structurale et stratigraphique entre les niveaux gréseux inférieurs (formation 4b) et supérieurs (formation 6), qui sont séparés par une épaisse formation schisteuse (formation 5). En définitive les quartzites du Jbel Lakhdar (formation 6) sont donc tout à fait assimilables aux quartzites d'El Hank (fig.36).



Croquis géologique du Jebel Lakhdar. K^{11}, schistes acadiens ; KO, grès cambro-ordoviciens ; O_1, schistes de l'Arénig (probable) ; en blanc, les alluvions. F^1, faille entre le synclinal perché du Jebel Lakhdar et le synclinal de Dar Cheikh Rahal ; F^2, petite faille dans le Jebel Lakhdar ; Fl^1, flexure faillée ancienne ; Fl^2, flexure récente, du M'tal.

Fig. 35 : Croquis géologique de Gigout (1951) de la région du Jbel Lakhdar (comparer avec la Pl. III h.-t.)

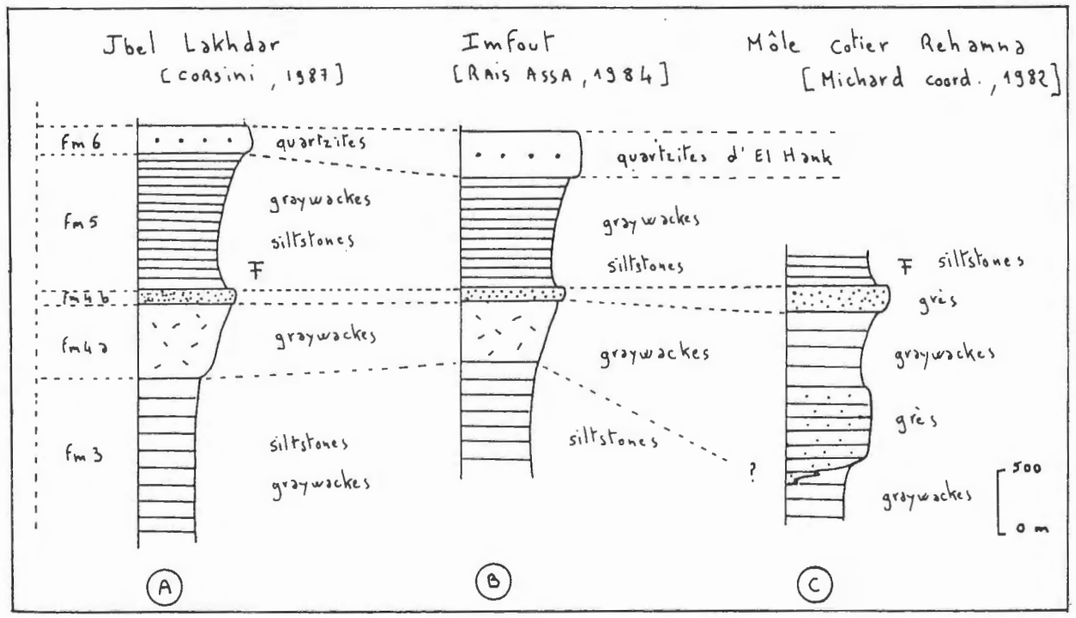


Fig. 36 : Corrélation entre les formations des Rehamna sud-occidentaux et septentrionaux du Cambrien

4) La succession stratigraphique du secteur oriental : région de Mesmouta - Sidi Ali

Ce secteur s'étend depuis la faille médiane à l'Ouest jusqu'à la zone de cisaillement ductile des Ouled Zedness à l'Est (fig.28). Elle correspond géographiquement aux Rehamna centraux. La déformation très intense et le métamorphisme de degré élevé qui affectent cette région rendent l'étude de la série stratigraphique particulièrement délicate. En l'absence de fossile, l'attribution des âges est basée uniquement sur des analogies de faciès et sur des corrélations avec les séquences sédimentaires des domaines voisins où la série cambrienne est là fossilifère.

a) description de la succession stratigraphique :

Deux coupes lithologiques nous ont permis d'étudier la succession stratigraphique : la coupe du dôme de Sidi Ali (fig.9) et la coupe de Mesmouta (fig.37 J).

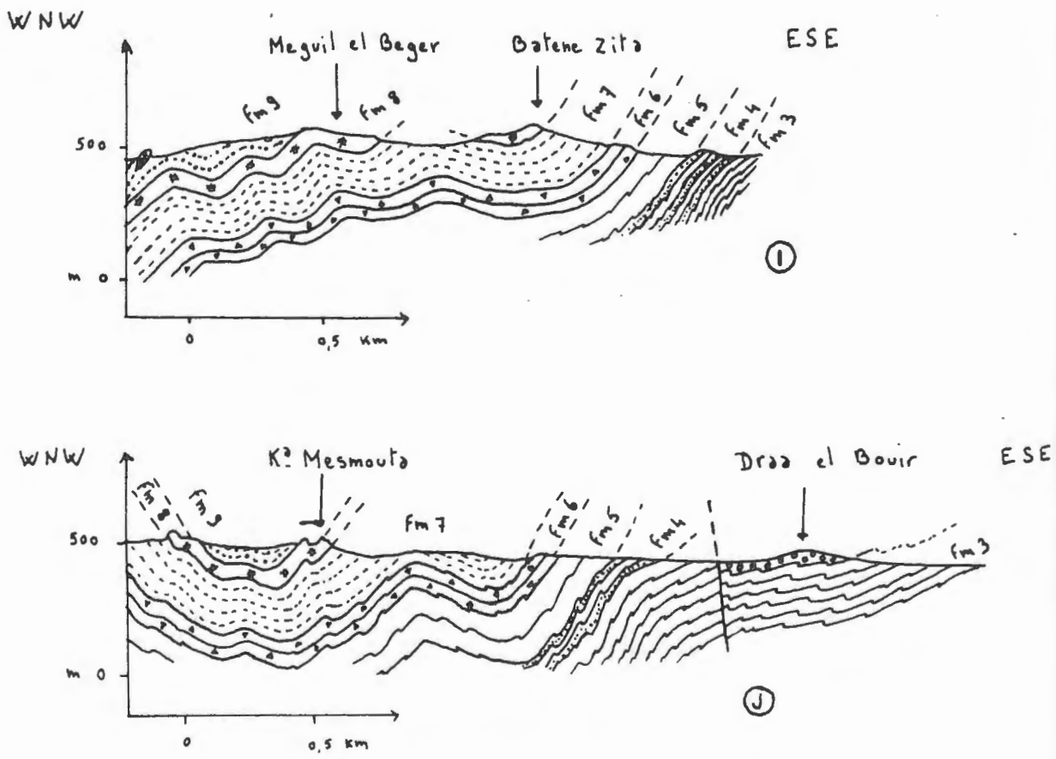


Fig. 37 : Coupes lithologiques dans les formations du Cambrien et de l'Ordovicien probable des Rehamna centraux (localisation fig.7)

Nous avons pu distinguer (fig.38), de bas en haut:

- *formation 3 :* elle est constituée par des *micaschistes* verts à biotite, grenat, staurotide et disthène dans lesquels sont intercalés des niveaux d'amphibolite boudinés, d'épaisseur décimétrique. Plusieurs barres gréseuses massives de quelques mètres d'épaisseur se distinguent dans cette formation schisteuse monotone. L'épaisseur est d'environ 1000 m.

- *formation 4 :* on note un enrichissement de la fraction gréseuse au détriment de la fraction argileuse, qui se traduit par le développement de *schistes gréseux*. L'épaisseur de cette formation est de 100-150 m.

- *formation 5 :* il s'agit de *schistes* de couleur sombre , microlités, dont l'épaisseur est de 150 m.

- *formation 6 :* elle correspond à un nouvel épisode gréseux représenté par des *métagraywackes* rubanées et des *quartzites* métamorphiques de couleur ocre sombre, bien lités en bancs décimétriques à métriques, dans lesquels la stratification est soulignée par des concentrations de minéraux opaques. Ces niveaux sont en relief dans la topographie. L'épaisseur de cette formation est de 50 m.

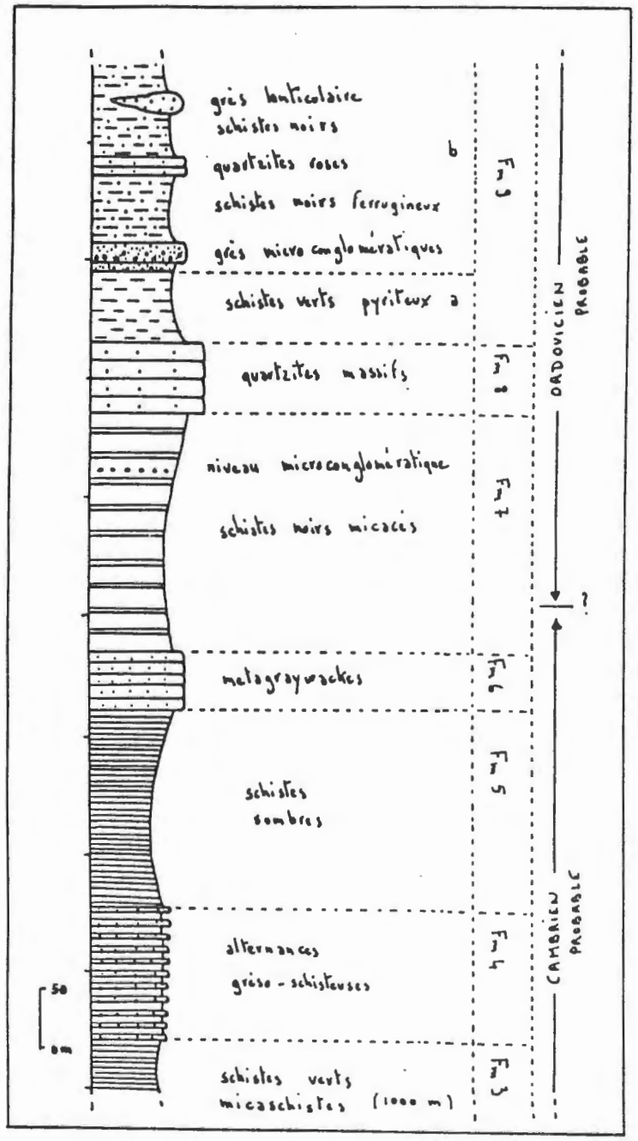


Fig.38 : Log synthétique des formations du Cambrien et de l'Ordovicien probable du secteur oriental (Rehamna centraux)

b) problème de l'âge des formations :

En raison de l'intensité du métamorphisme et de la déformation, la succession stratigraphique de ce secteur est totalement azoïque. Cependant le fait qu'elle s'insère entre des niveaux aux faciès pétrographiques très caractéristiques qui sont datés paléontologiquement dans les secteurs voisins permet de proposer un âge aux formations qui la constituent.

Les termes inférieurs (formation 3, 4 et 5) sont constitués par des schistes plus ou moins gréseux avec quelques barres gréseuses intercalées et reposent comme dans les Rehamna occidentaux (secteur médian) sur des niveaux carbonatés d'âge cambrien inférieur probable. Nous leur attribuons donc un âge cambrien moyen probable.

Les termes supérieurs gréseux (formation 6) sont surmontés par des faciès de schistes sombres bioturbés, de quartzites et de schistes microconglomératiques qui présentent de grandes analogies de faciès et de séquence sédimentaire avec les séquences qui dans les Rehamna orientaux ont été datées de l'Ordovicien (Hoepffner, 1974 ; Destombes, 1971; Cornée, 1982). Nous proposons donc d'attribuer un âge cambrien moyen à supérieur probable à la formation 6, équivalente des quartzites d'El Hank.

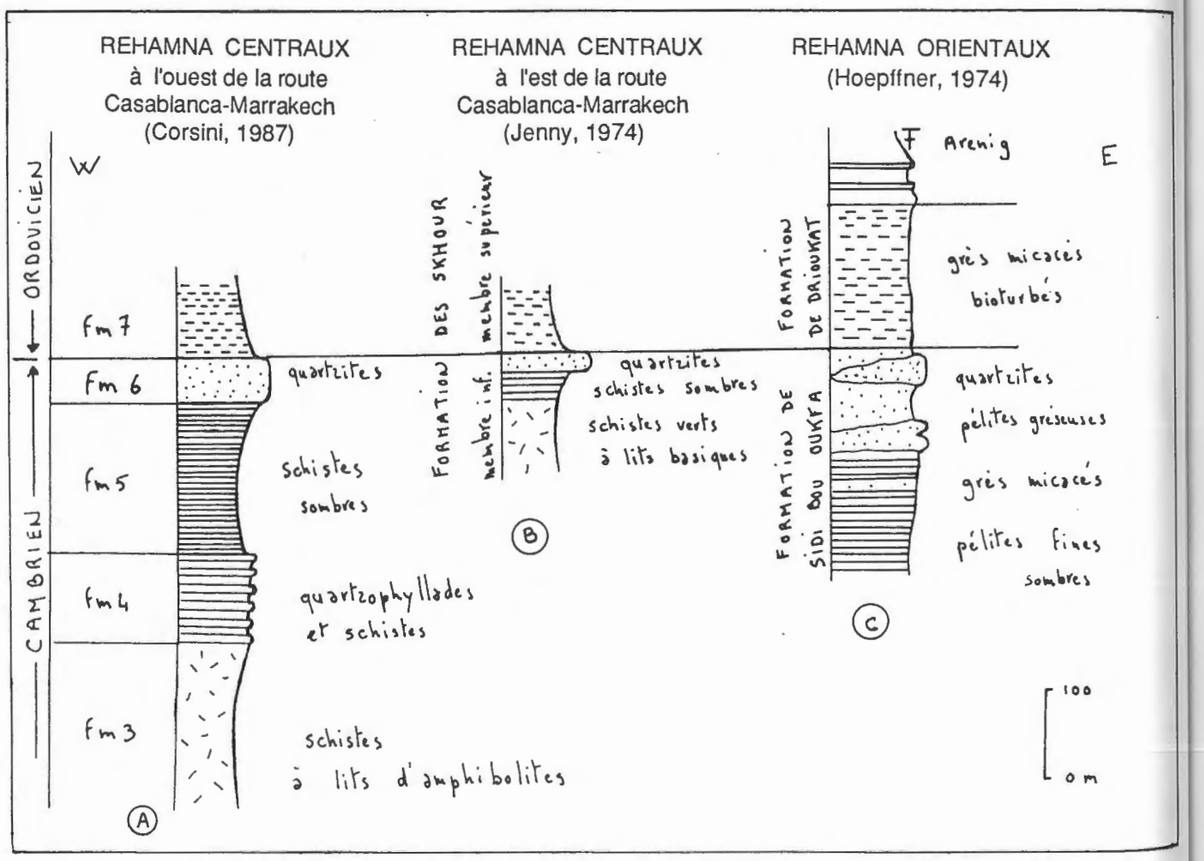


Fig.39 : Corrélations entre les formations du Cambrien probable des Rehamna méridionaux

Ces attributions rejoignent celles de Jenny (1974), dans la région des Skhour orientaux, qui souligne l'analogie entre cette série schisteuse monotone terminée par une puissante barre gréseuse et la formation des schistes à *Paradoxides* couronnée par les quartzites d'El Hank à l'Ouest (fig.39).

c) problème de l'épaisseur de la succession stratigraphique du secteur oriental :

Nous avons déjà noté une certaine imprécision des valeurs attribuées à la puissance des séries pour le Cambrien inférieur probable de cette région. Les mêmes remarques s'appliquent aux séries sus-jacentes du Cambrien moyen probable qui ont été déformées et métamorphisées dans des conditions tout à fait comparables.

Bien que le rôle de la tectonique ne puisse être sous-estimé, nous pensons que la réduction de la pile sédimentaire à l'Est résulte vraisemblablement d'une minceur originelle des dépôts. En effet plus à l'Ouest, dans les Rehamna occidentaux où la déformation est moindre, l'épaisseur des formations du Cambrien augmente progressivement d'Est en Ouest, ce qui se traduit notamment par le biseautage des niveaux gréseux vers l'Est. D'autre part plus à l'Est, dans les Rehamna orientaux où la déformation est également moindre, la série du Cambrien (fig.39) apparaît également réduite avec une épaisseur de 200 m minimum, la base de la série n'étant pas visible (Hoepffner, 1974).

L'épaisseur totale de la séquence du Cambrien moyen du secteur oriental est inférieure à 1500 m.

5) Conclusion

a) les variations d'épaisseur :

Les corrélations entre les formations cambriennes des différents secteurs des Rehamna sud-occidentaux (fig.28) sont rendues possibles par l'existence de niveaux repères (formations 4b et 6) et de gisements fossilifères.

La séquence stratigraphique du Cambrien moyen s'épaissit considérablement d'Est en Ouest : elle passe en effet de 1500 m maximum dans le secteur oriental (région de Sidi Ali) à environ 3000 m dans le secteur médian (région du Jbel Lakhdar) et à plus de 4500 m dans le secteur occidental (région de Mtal).

Cette variation d'épaisseur des terrains du Cambrien moyen, enregistrée de manière globale par la séquence lithostratigraphique, se produit également de façon remarquable au sein de chacun des principaux niveaux gréseux, dont le biseautage latéral progressif se manifeste vers l'Est :

. la *formation* 4 : la barre gréseuse du membre 4b a une épaisseur maximale à l'Ouest dans l'anticlinorium de Mtal et à l'Ouest du synclinorium du Jbel Lakhdar dans l'anticlinal de Roukaïna (150-200 m) et diminue considérablement d'épaisseur à l'Est du synclinorium du Jbel Lakhdar dans le synclinal du Kaou- Kaou (20-60 m) à l'Est de la faille de Dra Cheguig. Plus à l'Est encore ce niveau repère disparaît complètement dans le secteur de Sidi Ali. Les niveaux gréseux du membre 4a enregistrent également cette réduction puisqu'ils sont épais de 500-600 m à l'Ouest dans le secteur de Mtal et de seulement 100 m dans le secteur de Sidi Ali.

. la *formation* 6 : elle manifeste aussi une nette diminution d'épaisseur vers l'Est puisqu'elle atteint 200 m au Jbel Lakhdar dans le secteur médian et seulement 50 m à Mesmouta dans le secteur oriental.

Ainsi replacé dans un contexte paléogéographique régional, l'amincissement de la succession stratigraphique vers l'Est signe un dispositif sédimentaire qui se traduit au Cambrien moyen par l'ouverture d'un bassin subsident vers l'Ouest dans les Rehamna occidentaux et la persistance d'une zone haute orientale dans les Rehamna orientaux.

b) remarques concernant les principaux traits lithologiques et sédimentologiques de la succession stratigraphique du Cambrien moyen des Rehamna :

De nombreux arguments plaident en faveur d'une subsidence active dans l'axe du bassin pendant le Cambrien moyen . Cette subsidence est probablement contrôlée par le jeu de failles normales qui affectent le substratum et provoquent son effondrement progressif :

- l'épaisseur considérable des dépôts du Cambrien moyen, supérieure à 4500 m à l'Ouest, montre que le taux de sédimentation est très élevé pendant cette période (200 mm /1000 ans) .

- l'épaississement vers l'Ouest se fait de façon rapide en une vingtaine de kilomètres seulement.

- la présence de sédiments "immatures" et peu évolués de type graywackes qui caractérisent la succession stratigraphique est l'indice d'une sédimentation active et peu sélective. Ces conditions correspondent à celles d'un bassin d'accumulation à fond mobile.

- l'enfouissement rapide des sédiments et l'instabilité du bassin sont marqués par la présence de phénomène thyxotropiques et de glissements synsédimentaires (figures en boules et coussins), notamment à la base et au sommet des quartzites d'El Hank.

- l'intercalation fréquente de niveaux grossiers lenticulaires au sein des faciès détritiques fins montre que les décharges détritiques se font de manière très irrégulière.

- l'absence de discordance angulaire à l'intérieur des séquences sédimentaires montre la continuité du phénomène.

La succession des sédiments cambriens constitue des séquences grano-croissantes négatives (fig.40) qui traduisent des variations de la bathymétrie des dépôts. Ainsi on peut noter successivement le passage progressif d'un milieu de sédimentation relativement profond et calme (formation 3, 5 et 7) avec un matériel fin (argilites, siltstones), azoïque et qui présente un microlitage régulier, à un milieu de sédimentation moins profond et plus agité (formation 4 et 6), caractérisé par un matériel grossier (grès, conglomérats), des figures sédimentaires de haute énergie (stratifications entrecroisées) et une intense activité animale (bioturbations, scolithes, traces de reptation).

De telles séquences sédimentaires négatives correspondent à des séquences de comblement. Leur succession dans le temps pourraient traduire l'ouverture du bassin dont le fond s'effondre par à-coups successifs grâce au jeu normal des failles bordières jusqu'à son comblement définitif.

D'autre part la présence de fedspath peu altéré, de quartz automorphe et le mauvais arrondi des grains détritiques dans les dépôts atteste que la source de matériel détritique devait être relativement proche et probablement de nature continentale (rhyolite ou granite).

Enfin, les variations latérales de faciès enregistrées notamment par les grès de la formation 4b montrent un appauvrissement de la fraction feldspathique au profit de la fraction quartzeuse en allant vers l'Ouest. On est donc amené à supposer, comme déjà au Cambrien inférieur, l'existence d'un môle émergé probablement de matériel précambrien, situé à l'Est dans les Rehamna orientaux, et qui alimente la sédimentation pendant le Cambrien moyen.

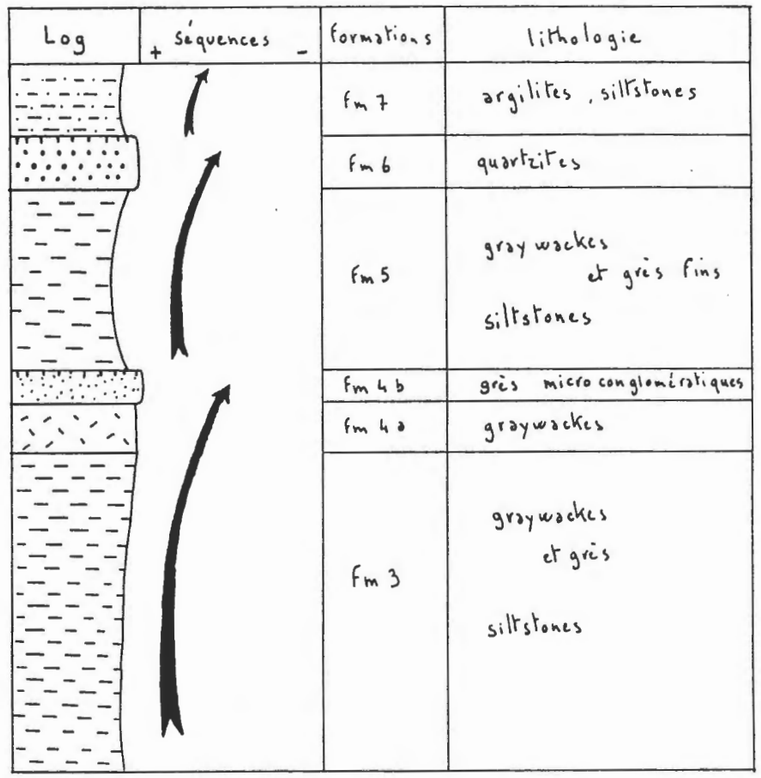


Fig.40 : La succession des différentes séquences sédimentaires formées par les terrains cambriens

D. Géométrie du bassin cambrien moyen de la Meseta nord-occidentale

La succession stratigraphique du Cambrien moyen de la Meseta nord-occidentale (fig.44) présente de grandes variations d'épaisseur, enregistrées essentiellement d'Ouest en Est. En effet l'épaisseur des dépôts diminue considérablement d'Ouest en Est aussi bien en Meseta côtière (fig.27) que dans le massif des Rehamna (fig.28). Par contre si on compare l'épaisseur des termes supérieurs de la série du Cambrien moyen selon une disposition méridienne (fig.42) depuis l'Aïn Thiourighet au Nord jusqu'au Jbel Lakhdar au Sud, en passant par Imfout, les variations sont faibles. Il n'apparaît qu'une légère diminution d'épaisseur de la séquence vers le Nord. L'axe de subsidence du bassin cambrien moyen a donc une orientation approximativement subméridienne (fig.43).

A l'Ouest, dans la région d'El Jadida, le Cambrien moyen n'affleure pas. Cependant nous avons déjà remarqué que l'ensemble de la série paléozoïque a, dans ce secteur, une épaisseur initiale probablement réduite. Nous supposons donc que cette zone haute d'El Jadida correspond à la bordure occidentale du bassin cambrien moyen.

A l'Est, dans la région de l'Oued Rhebar et dans les Rehamna centraux, une influence continentale se manifeste par un volcanisme à caractère subaérien et par une forte proportion de feldspath détritique, ainsi qu'une granulométrie plus grossière dans les niveaux gréseux (formations 3b, 4b et 6). Un continent émergé localisé dans le domaine oriental, de nature identique à celle des terrains précambriens connus (rhyolites, granites), alimente la sédimentation du bassin cambrien moyen.

FORMATIONS		MESETA COTIERE				MASSIF des REHAMNA			AGE	
		El Jadida	Aïn Thiourighet	Dar bou Azza	Oued Rhebar	W Mtal	Centre Lakhdar	E Sidi Ali		
7			Siltstones et graywackes					Schistes sombres	CAMBRIEN	SUP.
6			Quartzites		Grès grossiers ferrugineux		Quartzites	Quartzites et métagraywackes	CAMBRIEN	MOYEN
5	b		Graywackes micacés			Graywackes micacés		Schistes sombres	CAMBRIEN	MOYEN
	a		Siltstones violacés et volcanisme			Siltstones violacés			CAMBRIEN	MOYEN
4	b		Grès verts			Grès microconglomératiques		Schistes et quartzophyllades	CAMBRIEN	MOYEN
	a					Quartzites et grès verts			CAMBRIEN	MOYEN
3			Siltstones et graywackes			Siltstones et graywackes		Schistes verts à amphibolite	CAMBRIEN	MOYEN
2		Dolomies					Calschistes		CAMBRIEN	INFERIEUR
1		Brèches					Arkoses et conglomérats		CAMBRIEN	INFERIEUR
Substratum		Rhyolites				Rhyolites			PRE-€	

Fig. 41 : Tableau récapitulatif des différentes formations anté-ordoviciennes de la Meseta NW

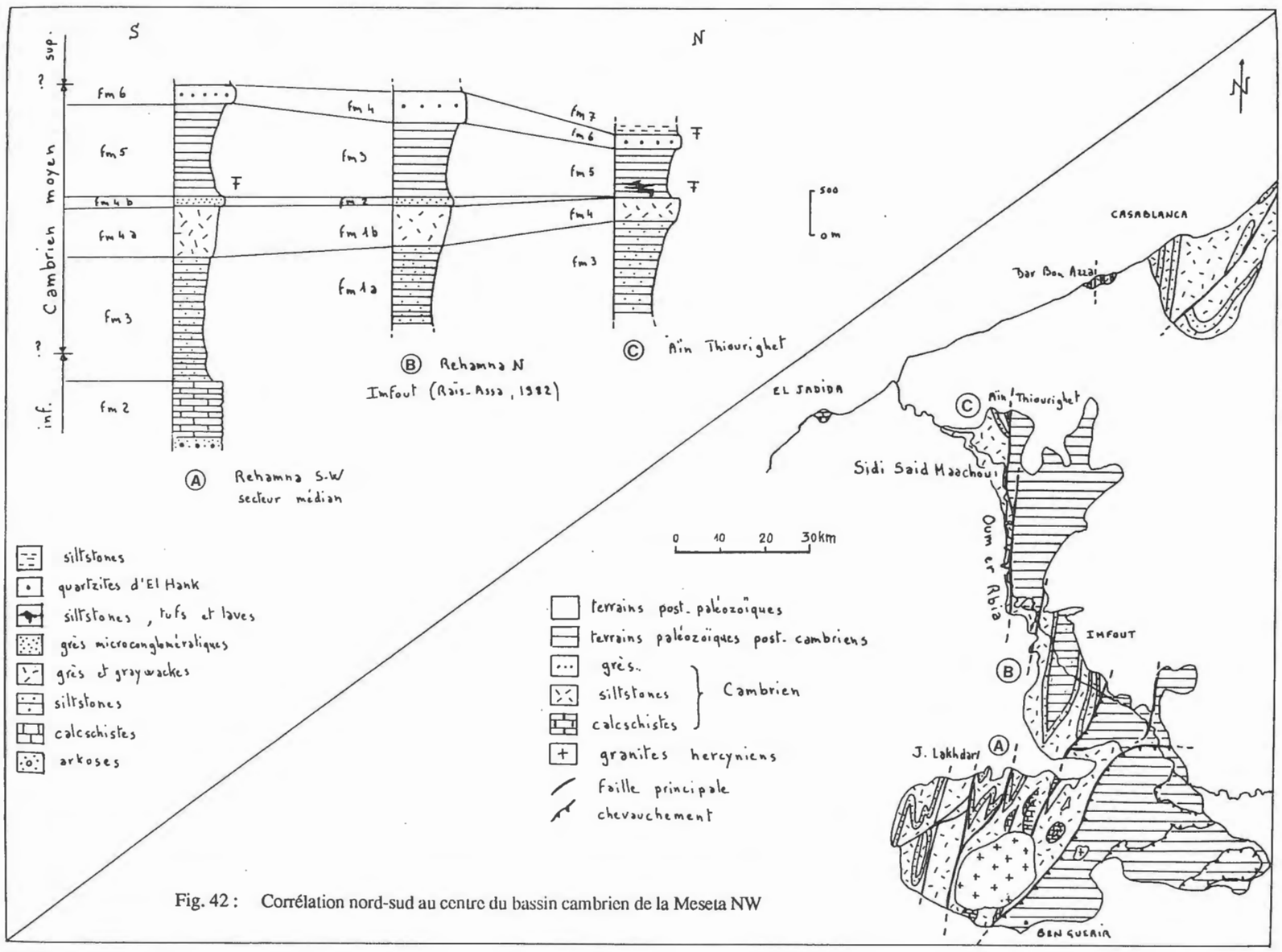


Fig. 42 : Corrélation nord-sud au centre du bassin cambrien de la Meseta NW

Le bassin cambrien moyen s'installe donc dans le domaine occidental correspondant au môle côtier mésétien et sa bordure orientale coïncide avec la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale.

Le volcanisme du Cambrien moyen se localise précisément en bordure des principales zones faillées hercyniennes (Oued Rhebar, Sidi Saïd Maachou, Rehamna centraux). Il souligne le rôle actif de ces failles pendant la sédimentation et l'ouverture du bassin du Cambrien moyen.

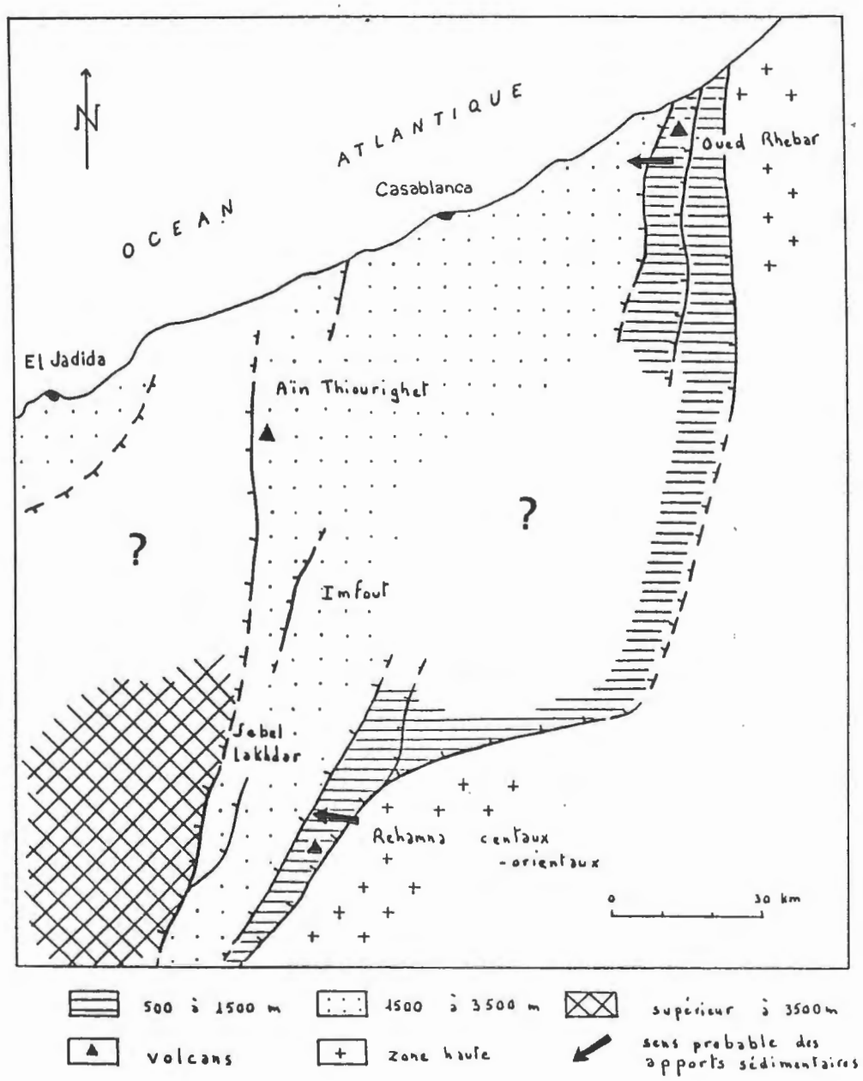


Fig.43 : Isopaques du Cambrien moyen en Meseta nord-occidentale déduites des observations de surface

E. Les données de la géophysique

Une étude gravimétrique de la Meseta marocaine, complétée par les données de profils sismiques, de sondages et de la géologie de surface a permis de mettre en évidence les principaux traits structuraux du socle précambrien et des séries paléozoïques de cette région (Bernardin *et al* ., 1988) .

1) Le bassin des Doukkala

A l'Ouest des derniers affleurements de Paléozoïque de la vallée de l'Oum er Rbia et du massif des Rehamna, la géométrie du bassin cambrien des Doukkala a pu être précisée. Les principaux résultats de l'étude gravimétrique (Bernardin, 1987) sont rassemblés sur la carte isopaque de la série paléozoïque déduite des données de la sismique et de la gravimétrie (fig.44).

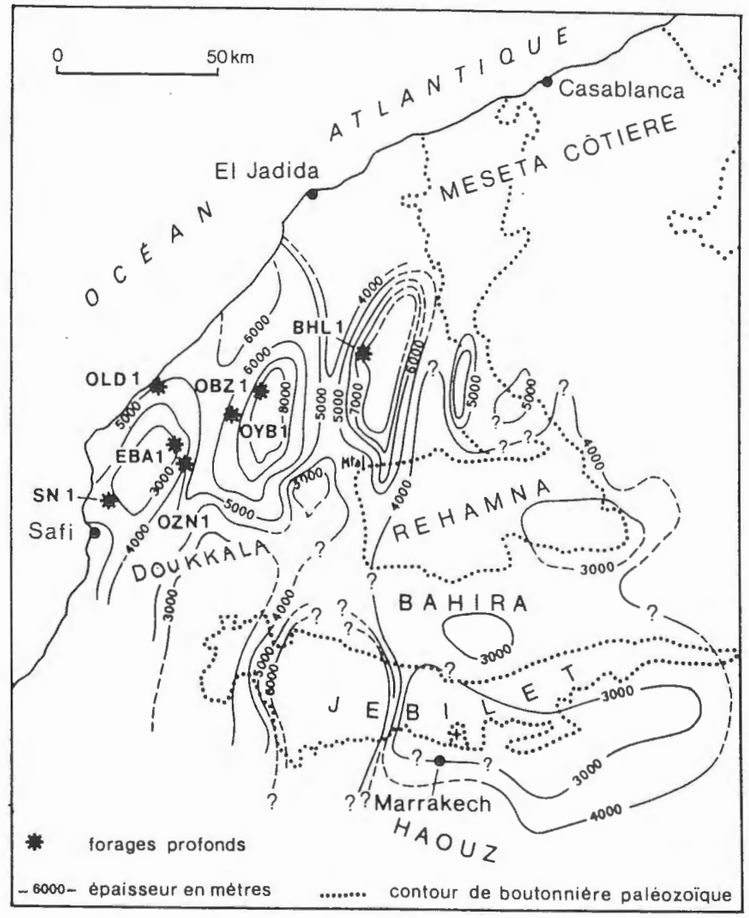


Fig.44 : Carte des isopaques du Paléozoïque de la Meseta marocaine occidentale, d'après les données de surface et de subsurface (Bernardin, 1987)

A partir de cette carte on a pu estimer la puissance des dépôts cambriens ou cambro-ordoviciens indifférenciés par simple soustraction de l'épaisseur de la séquence ordovico-dévonienne traversée par les forages à celle de la série paléozoïque totale obtenue par gravimétrie (fig.45).

	SONDAGES	A PROFONDEUR DU TOIT DU PALEOZOIQUE (mètres)	B PROFONDEUR DU PRECAMBRIEN (en m) *	C EPAISSEUR DU PALEOZOIQUE (en m) C=B-A	D AGE ATTEINT	E EPAISSEUR DE PALEOZOIQUE TRAVERSE (m)	F EPAISSEUR MAXIMALE CAMBRIEN (m) F=C-E
HORST DE SAFI	OLD1	800	≃ 6000	5200	Emsien	1600	≃ 3600
	EBA1	1970	≃ 5000	3000	Dév. moyen	1450	≃ 1600
	SN1	890	≃ 5500	4600	Emsien	1950	≃ 2600
	OZN1	1800	≃ 6500	4300	Dév. sup.	770	≃ 3500
GRABEN OBZ1	OYB1	1970	≃ 8500	6500	Arenig	890	≃ 5600
	OBZ1	850	≃ 9500	8400	Dév. inf.	1500	≃ 6900
GRABEN BHL1	BHL1	2200	>10000	4600	Arenig	≃ 800	⩾ 7200

* d'après la sismique et la gravimétrie

Fig.45 : Données de forages dans les Doukkala et calcul de l'épaisseur maximale des terrains cambriens (Les résultats sont arrondis à cause d'une incertitude de quelques centaines de mètres dans l'établissement de la carte isopaque du Paléozoïque), tiré de Bernardin *et al.*, 1988.

L'épaisseur obtenue correspond à la puissance maximale des terrains du Cambrien moyen, qui est vraisemblablement inférieure puisque l'Ordovicien existe partout au Maroc (600 m minimum). Cette démarche a donc permis d'établir une carte des isopaques du Cambrien moyen (fig.46) qui montre plusieurs zones d'extension subméridienne, où les dépôts cambriens ou cambro-ordoviciens indifférenciés sont alternativement puissants et réduits. Ces zones, où le substratum précambrien est situé à une grande profondeur ou au contraire à une profondeur faible, sont d'Ouest en Est :

- *le horst de Safi* (inférieure à 1600 m)
- *le graben d'OBZ1* (près de 7000 m)
- *le horst d'El Jadida* (inférieure à 2000 m)
- *le graben BHL1* (supérieure à 7000 m)

2) *la Meseta occidentale à l'Est du Môle côtier*

L'analyse de la carte isopaque du Paléozoïque (fig.44) obtenue par l'étude gravimétrique (Bernardin, 1987) montre que le substratum précambrien présumé est situé à une profondeur faible inférieure à 3500 m à l'Est du môle côtier aussi bien dans les Rehamna que dans les Jebilet.

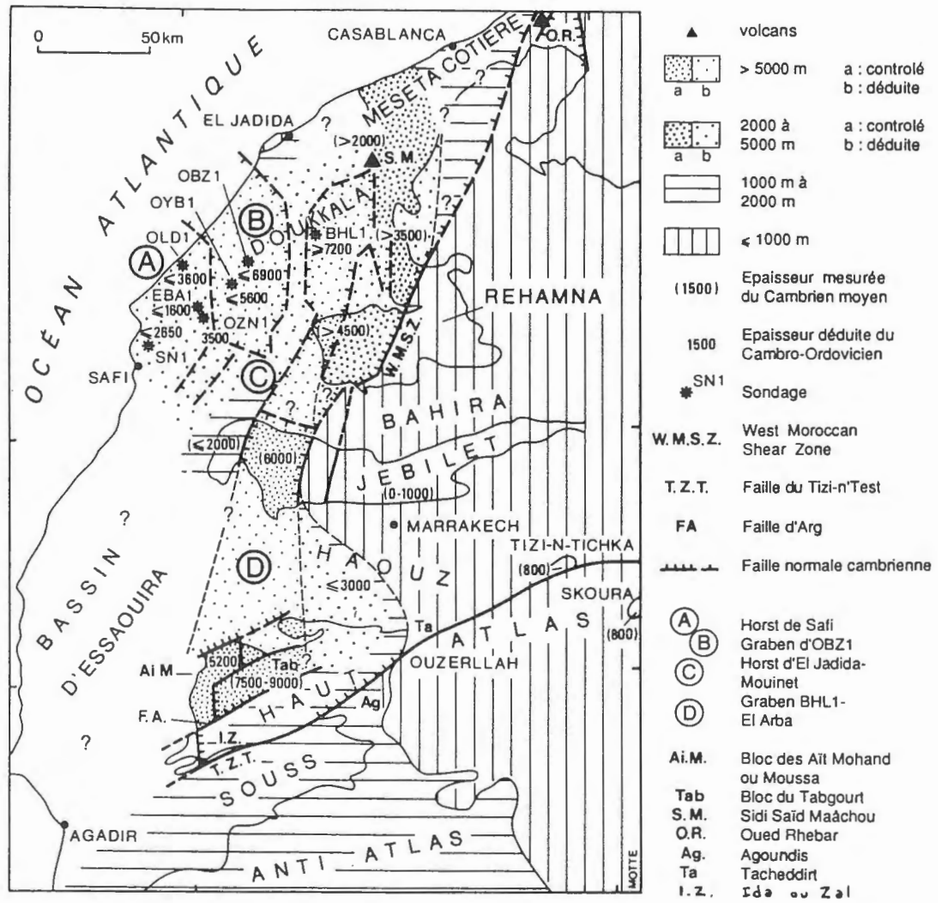


Fig.46 : Le graben cambrien moyen ouest-mésétien : isopaques des dépôts terrigènes du Cambrien moyen (Bernardin *et al.*, 1988))

Les épaisseurs du Cambrien y ont été déduites par soustraction de l'épaisseur de la série ordovico-carbonifère de celle du Paléozoïque obtenue par la gravimétrie. Il apparaît que la série cambrienne est réduite puisqu'elle ne dépasse pas 3000 m au maximum. Localement dans les Jebilet orientaux le Cambrien, qui n'est pas connu à l'affleurement, pourrait même manquer totalement.

Dans les Rehamna les données géophysiques confirment l'existence d'une zone haute à l'Est (Rehamna orientaux) et d'un graben à l'Ouest (Rehamna occidentaux). Elles montrent aussi l'existence d'une remontée du socle précambrien à l'Ouest des derniers affleurements paléozoïques des Rehamna occidentaux (région de Mtal), ce qui n'a pu être confirmé en surface faute d'affleurements et faute de sondages.

F. Les Jebilet

Dans les Jebilet occidentaux les données de la géologie de terrain (Huvelin, 1977; Poutchkovsky, 1978; Tahiri, 1982; Mayol, 1987) et de la gravimétrie (Van den Bosch, 1971; Bernardin, 1987) permettent de proposer un modèle de bassin Cambrien moyen dont l'allure générale est celle d'un graben d'axe nord-sud dissymétrique (fig.47).

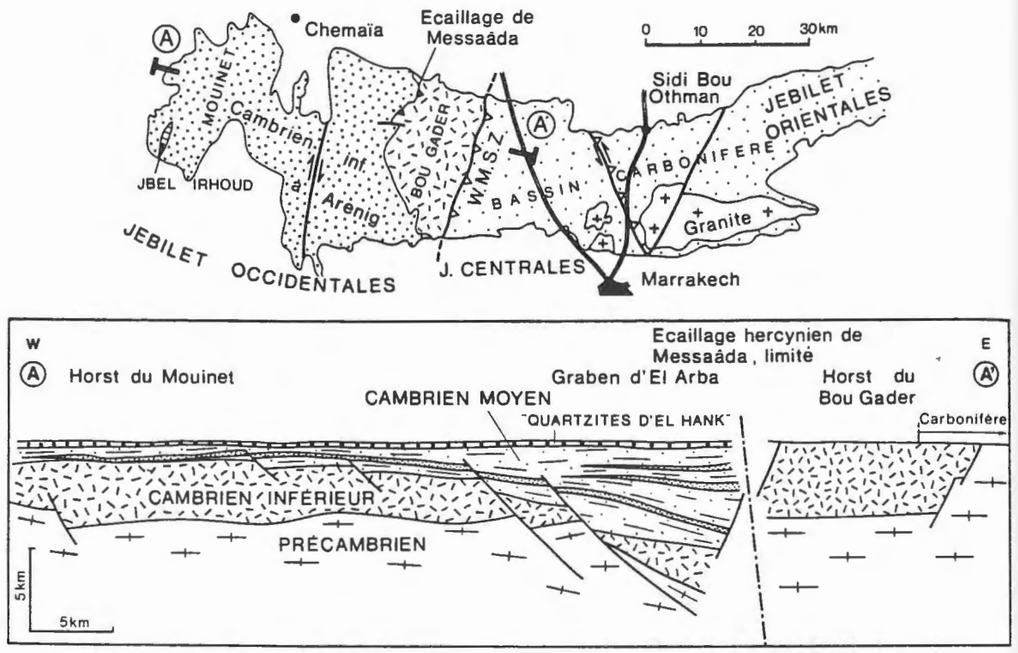


Fig.47 : Restauration du bassin cambrien moyen des Jebilet occidentales (Mayol, 1987)

La tectonique n'a pas considérablement affecté le dispositif sédimentaire originel (Mayol et Muller, 1985). L'essentiel des dépôts du Cambrien moyen est constitué par des alternances silto-gréseuses verdâtres à *Paradoxides* . On peut y définir trois domaines tectono-sédimentaires (Mayol, 1987) :

- *au centre* , le graben d'El Arba caractérisé par une forte subsidence avec des dépôts cambrien moyen entièrement détritiques très puissants atteignant 6000 m. Les variations de granulométrie dans les grès indiqueraient un apport en partie d'origine septentrionale.

- *à l'Est* , le horst du Bou Gader constitué de terrains attribués au Cambrien inférieur probable. Il correspondrait à la bordure d'une paléozone haute orientale au Cambrien moyen. D'après la géophysique cette zone s'étendrait vers l'Est dans les Jebilet centraux où les dépôts cambrien moyen sont inconnus.

- *à l'Ouest* , le horst du Mouinet en direction duquel l'épaisseur de Cambrien moyen diminue progressivement pour devenir inférieure à 2000m.

Les seules traces effectives d'une activité volcanique dans les Jebilet occidentaux se placent dans la partie médiane du Cambrien moyen (Leca, 1964).

G. Le Haut-Atlas

Dans le Haut-Atlas occidental les terrains du Cambrien moyen reposent en concordance sur ceux du Cambrien inférieur (Neltner, 1938; Schaer, 1964). Le dispositif sédimentaire fait ressortir quatre zones tectono-sédimentaires (fig.48) séparées actuellement par des failles hercyniennes à rejet limité (Cornée et Ferrandini, 1985; Cornée *et al.*, 1987a) :

- *des Ida ou Zal à l'Agoundis et jusqu'au promontoire précambrien de l'Ouzerllah,* les dépôts cambrien moyen sont représentés par des faciès argilo-silteux verdâtres à *Paradoxides*. Vers la base on note l'intercalation fréquente de matériel pyroclastique (tufs, conglomérats à éléments volcaniques et rares laves) et parfois de carbonates. Epaisse de 2200 m au Sud-Ouest, les couches du Cambrien moyen se réduisent progressivement vers le Nord-Est à 800 m environ aux abords du promontoire de l'Ouzerllah. La présence d'un prisme sédimentaire très important qui se développe au Nord-Ouest du faisceau faillé du Tizi-n'Test suggère que celui-ci a joué en faille normale pendant la sédimentation cambrienne (Binot *et al.*, 1986; Cornée *et al.*, 1987a).

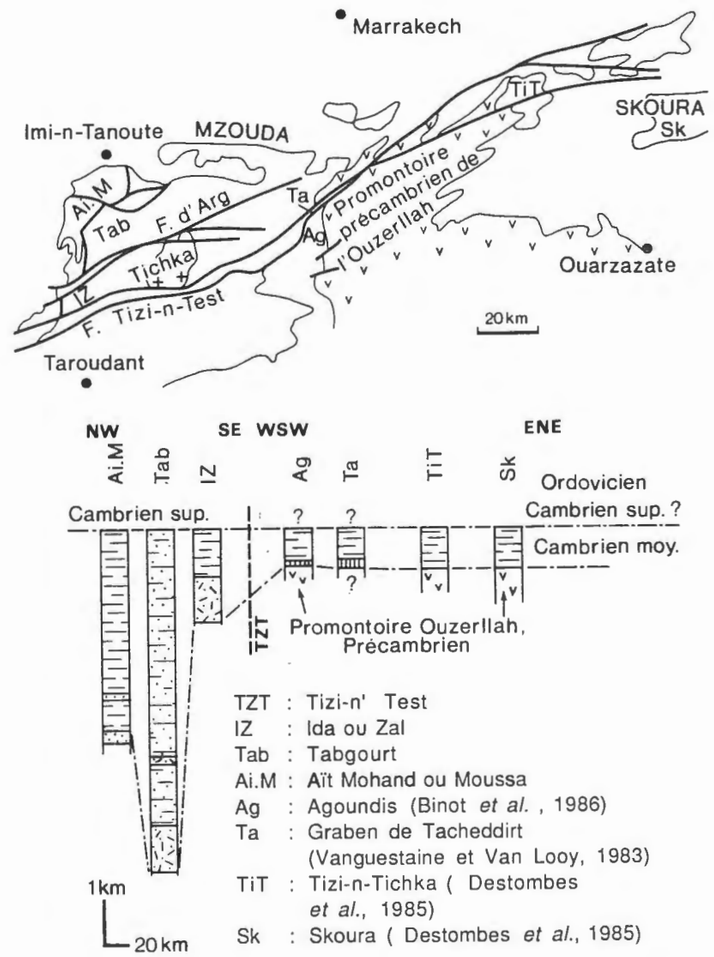


Fig.48 : Le Cambrien moyen du Haut Atlas occidental et central (Cornée et Tayebi, travaux en cours; tiré de Bernardin *et al.*, 1988)

- *dans le bloc du Tabgourt,* au Nord-Ouest, le Cambrien moyen atteint une épaisseur considérable de 7000 à 9000 m au maximum (Cornée *et al.*, 1987a) avec dominante gréso-quartzitique et avec des faciès volcano-détritiques et carbonatés à la base. Ce bloc est limité par des failles Nord-Sud et N50 à N70, délimitant un bassin très subsident.

- *le bloc des Aït Mohand ou Moussa* encore plus au Nord-Ouest comprend encore 5200 m de Cambrien moyen (Cornée *et al.*, 1987a) argilo-silteux à *Paradoxides*, entrecoupé de barres gréseuses localisées.

- *à l'Est du promontoire de l'Ouzerllah,* dans le Haut-Atlas central et oriental, le Cambrien moyen est au contraire très réduit et parfois directement transgressif sur les laves du Précambrien terminal (Destombes *et al.*, 1985). Les faciès y restent toujours argilo-silteux à *Paradoxides* , mais leur épaisseur n'excède jamais 800 m.

H. L'Anti-Atlas

Le Cambrien moyen de l'Anti-Atlas surmonte en concordance la série du Cambrien inférieur (Choubert, 1957-58; Benziane *et al.*, 1983; Destombes *et al.*, 1985). Il est représenté par les faciès silto-gréseux à *Paradoxides* du groupe des Feijas internes et par la barre gréseuse repère du groupe du Tabanite. Comme au Cambrien inférieur, la zonéographie sédimentaire montre une orientation globale NE-SW. L'épaisseur des dépôts du Cambrien moyen augmente progressivement vers le NW où elle peut atteindre 2000 m. Les faciès sont ceux d'une mer épicontinentale qui borde la dorsale Réguibat, émergée plus au Sud et d'une manière plus générale le craton nord-africain.

I. Conclusion

La Meseta marocaine occidentale est caractérisée au Cambrien moyen par des dépôts terrigènes parfois très épais. Les données récentes de la géologie de surface (Cornée *et al.*, 1987a; Mayol, 1987; Corsini *et al.*, 1988a) et d'une étude géophysique (Bernardin, 1987) montrent que les sédiments du Cambrien moyen se sont accumulés dans un graben fortement subsident.

Ce bassin cambrien qui s'est installé sur l'emplacement du môle côtier mésétien apparaît comme *une anomalie tectono-sédimentaire majeure* à l'échelle du craton ouest-africain. Il se présente comme un corps géologique axé sur une zone à fort taux de subsidence qui mesure 400 km de long sur 80 km de large au moins, allongé selon une direction majeure N30 depuis le Haut-Atlas occidental jusqu'à la Meseta côtière (fig.46 et 49). L'axe subsident est limité à l'Est par une zone à sédimentation réduite ou nulle caractéristique d'une plate-forme stable (Destombes *et al.*, 1985). Cette zone s'étend au moins jusqu'à la dorsale Réguibat au Sud et à la frontière algérienne à l'Est. La subsidence de ce bassin paraît contrôlée par le jeu normal de zones faillées majeures :

- à l'Est, la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale de direction globale N30.

- au Sud, le faisceau de failles du Tizi-n'Test de direction N60.

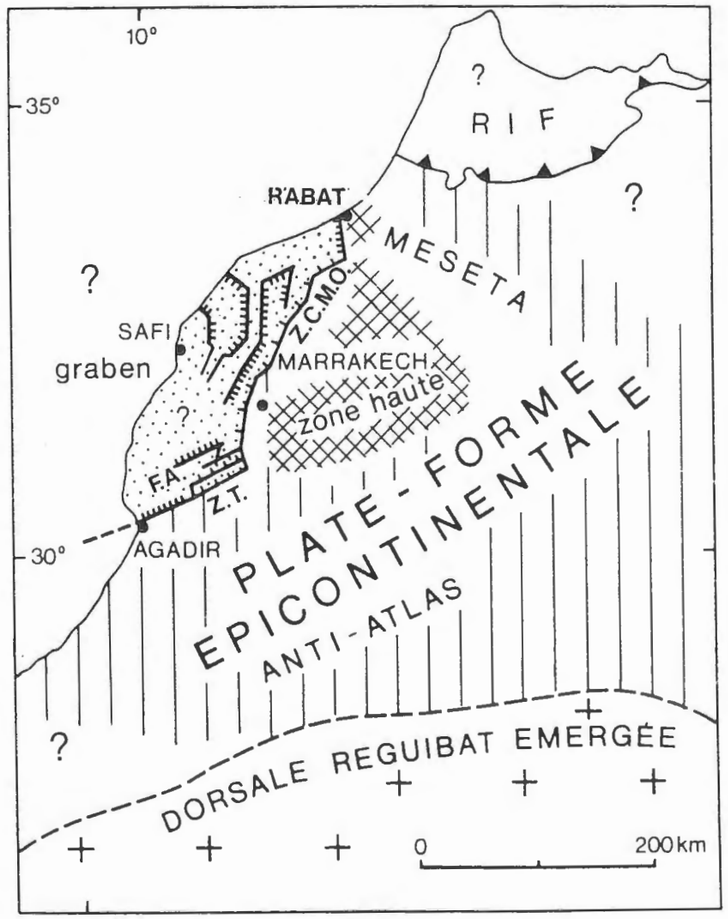
Il comporte également des sous-structures en horst et graben (fig.49) qui s'individualisent approximativement selon les mêmes directions.

Ce graben présente des caractéristiques qui permettent d'envisager que son développement corresponde au stade de remplissage d'un *rift intra-continental* :

- il semble limité par des failles normales qui contrôlent la subsidence.

- la sédimentation est homogène et la différenciation du bassin repose sur la variabilité des taux de subsidence, élevés au centre du bassin (160-290 mm /1000 ans dans le Haut-Atlas occidental, 240 mm /1000 ans dans les Jebilet occidentaux, 200 mm /1000 ans dans les Rehamna occidentaux) et modérés sur les bordures (80 mm /1000 ans dans l'Anti-Atlas).

- le volcanisme cambrien, dont le chimisme est inconnu, est caractérisé par des basaltes épanchés en milieu sous-marin et des trachy-andésites à caractères subaériens. Il se localise essentiellement sur les bordures du graben, au voisinage des accidents majeurs. Il montre une migration dans le temps du Sud (Haut-Atlas) vers le Nord (Meseta côtière) depuis la base des dépôts du Cambrien moyen jusqu'à leur sommet.



Z.C.M.O. : Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale ;
F.A. : Faille d'Arg ; **Z.T.** : Faille du Tizzi'n Test

Fig. 49 : Les zones tectono-sédimentaires du Maroc au Cambrien moyen (tiré de Bernardin *et al.*, 1988)

Le stade initial de ce rifting pourrait correspondre aux énormes épanchements de laves du Précambrien terminal - Cambrien basal du Haut-Atlas et de l'Anti-Atlas, à affinités tholéiitiques (Hassenforder, 1987). Le Cambrien inférieur avec ses faciès schisto-carbonatés peu profonds et volcano-détritiques représenterait alors les premiers dépôts du remplissage sédimentaire. Le stade final correspondrait aux dépôts peu profonds qui marquent la fin d'un mégacycle sédimentaire sur l'ensemble de l'Ouest marocain au Cambrien supérieur.

La mise en évidence d'un épisode de rifting sur la marge NW du continent africain au Cambrien pourrait être un élément de reconstitution transatlantique. En effet des caractères semblables se retrouvent dans les terrains de la marge orientale des Appalaches du Nord. En particulier, un épisode de rifting intracontinental au Cambrien est reconnu dans la zone d'Avallon (Murphy *et al.*, 1985).

Le graben cambrien moyen de la Meseta occidentale pourrait donc aussi être directement lié à l'ouverture du paléo-océan Iapetus.

CHAPITRE II. LES FORMATIONS POST-CAMBRIENNES ET ANTE-OROGENIQUES

La stratigraphie des terrains post-cambriens de la Meseta nord-occidentale est bien connue. Les affleurements ayant été parcourus essentiellement dans le but de comprendre la tectonique, leur étude lithostratigraphique systématique n'a pas été réalisée et nous ferons pour l'essentiel référence aux travaux des auteurs précédents, largement suffisants.

I. L'ORDOVICIEN

A. La succession stratigraphique ordovicienne probable des Rehamna centraux :

Les terrains ordoviciens affleurent largement dans le massif des Rehamna. L'Ordovicien a été reconnu et daté dans les Rehamna septentrionaux et orientaux (Barthoux, 1924; Neltner, 1933; Yovanovitch, 1938; Gigout, 1951-1955; Destombes, 1971; Piqué, 1972; Hoepffner, 1974; Jenny, 1974; Allix,1978; Cornée, 1982; Raïs-Assa, 1984; El Kamel, 1987). Dans les Rehamna centraux, la déformation est intense et le métamorphisme mésozonal; les roches sont totalement azoïques et la présence de l'Ordovicien n'est que présumée (Michard coord., 1982; Corsini *et al.*, 1988a).

a) étude de la succession stratigraphique:

L'étude des formations ordoviciennes probables des Rehamna centraux a été réalisée à partir de deux coupes lithologiques : la coupe du Meguil el Beger et celle du Koudiat Mesmouta (fig.37 I et J), localisées sur la fig.7. En continuité au dessus de la formation 6 attribuée au Cambrien, nous avons pu distinguer (fig.38) de bas en haut:

- *formation 7* : il s'agit de *schistes micacés* sombres, vert foncé à noir, riches en oxydes de fer. Des microstructures sédimentaires sont observables: de fines laminations parallèles ondulées, des stratifications obliques ainsi que des figures de bioturbations. Ces structures sont caractéristiques d'un milieu de dépôt peu profond. Au sommet de cette formation se trouve un niveau microconglomératique à graviers de quartz millimétriques. L'épaisseur de cette formation est d'environ 200 m.

- *formation 8* : elle est constituée par des *quartzites* massifs de couleur claire, bien lités en bancs métriques. Des laminations sombres soulignent la stratification à l'intérieur des bancs où des stratifications entrecroisées sont observables. L'épaisseur de cette formation est de 60 m.

- *formation 9* : elle a été subdivisée en deux membres distincts:

. membre a : il s'agit de *schistes* verts pyriteux à fines laminations. Ce membre a une épaisseur d'environ 60 m.

. membre b : il débute par des *faciès gréseux sombres microconglomératiques* à graviers de quartz millimétriques et rares galets de quartzite, riches en limonite. Les éléments détritiques sont très arrondis et présentent un faible classement granulométrique.Au-dessus se développent des *schistes* noirs ferrugineux dans lesquels se trouvent des niveaux de quartzites lenticulaires plus ou moins microconglomératiques et des conglomérats à graviers de quartz et à gros blocs plurimétriques de quartzites. Ce membre qui termine la séquence des Rehamna centraux est probablement incomplet puisqu'il est interrompu à l'Ouest par la faille médiane. Il a une épaisseur observable approximative de 180 m.

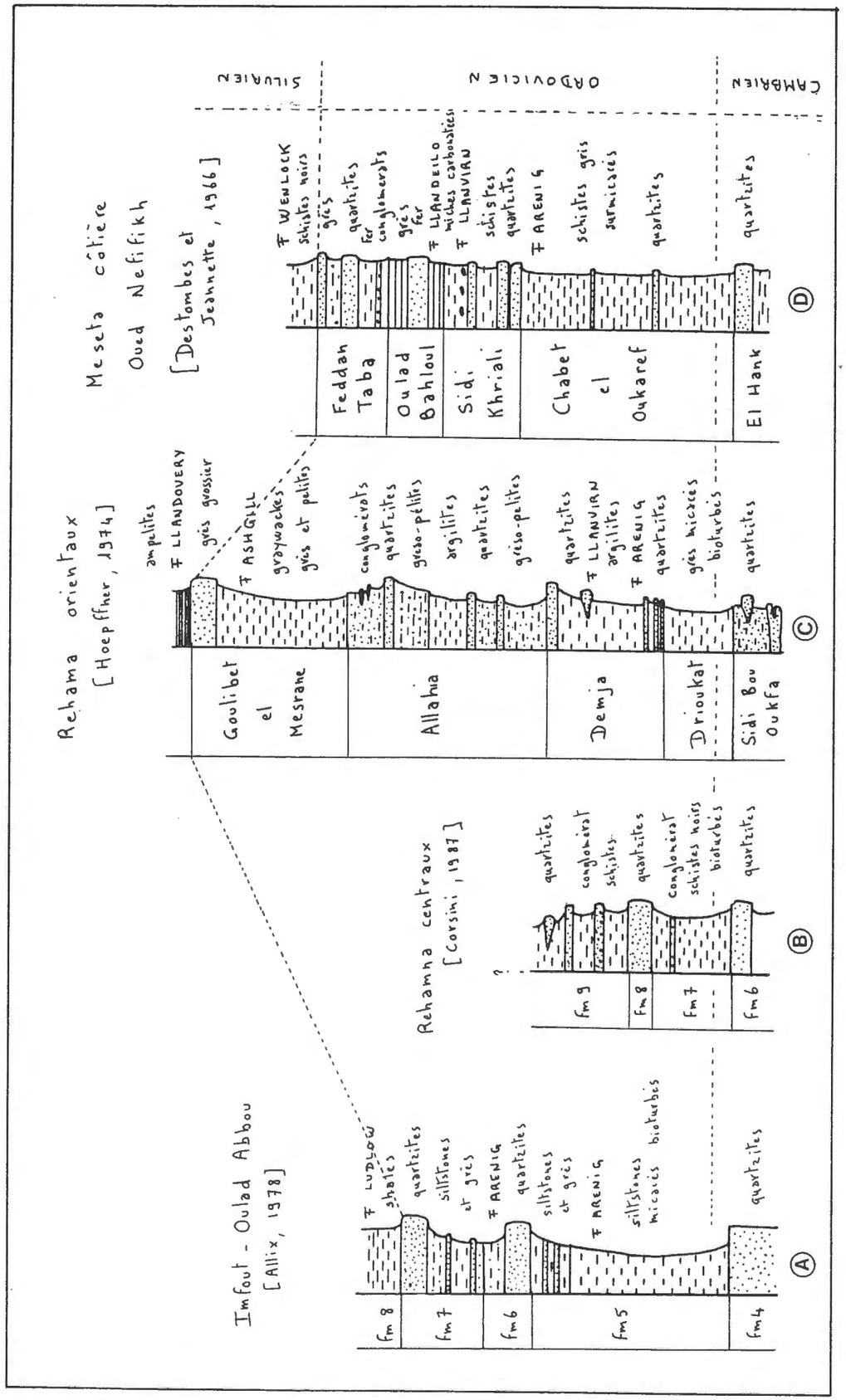


Fig. 50 : Corrélation entre les formations de l'Ordovicien de la Meseta NW

La succession étudiée se trouve en continuité stratigraphique au-dessus de la formation 6, rapportée aux quartzites d'El Hank du Cambrien moyen terminal probable (fig.38). Par analogie de faciès avec les séries fossilifères des secteurs voisins des Rehamna (fig.50), les formations 7, 8 et 9 sont attribuées à l'Ordovicien (Michard coord., 1982; Corsini *et al.*, 1988a). Cependant la base de la formation 7 pourrait encore correspondre au Cambrien supérieur par analogie avec le reste de la Meseta occidentale. L'épaisseur totale de cette séquence est d'environ 500m.

B. Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta nord-occidentale

En dehors du massif des Rehamna, l'Ordovicien affleure également en Meseta côtière et dans la basse vallée de l'Oum er Rbia (Yovanovitch, 1933; Gigout, 1951; Destombes et Jeannette, 1954-1966; Allix, 1978). En Meseta nord-occidentale (fig.50), les terrains de l'Ordovicien basal présentent toujours les mêmes faciès de siltstones micacés sombres bioturbés. L'Ordovicien moyen est caractérisé par des faciès de grès et de quartzites massifs souvent ferrugineux et l'Ordovicien terminal par des faciès d'argiles et de grès microconglomératiques interprétés comme un tilloïde périglaciaire dans les Rehamna et la majeure partie du Maroc (Destombes *et al.*, 1985) et de l'Ouest africain (Sougy et Lecorché, 1963; Beuf *et al.*, 1971).

L'épaisseur de la série ordovicienne, bien que variable dans le détail d'un secteur à l'autre de la Meseta nord-occidentale, est relativement uniforme et ne dépasse jamais 1500 m. La très forte subsidence qui caractérise les dépôts du Cambrien moyen dans le môle côtier s'achève donc avec le comblement du rift ouest-mésétien au Cambrien supérieur (Bernardin *et al.*, 1988) et seuls des bassins peu profonds et de faible étendue ont pu s'individualiser en Meseta nord-occidentale pendant la période de sédimentation de l'Ordovicien (Piqué, 1979; Destombe *et al.*, 1985; El Kamel, 1987).

II. LE SILURIEN

En Meseta nord-occidentale les affleurements de terrains siluriens (fig.51) sont très réduits, relativement rares et souvent fortement tectonisés (Lecointre, 1926; Gigout, 1951-1955; Backer *et al.*, 1965; Destombes et Jeannette, 1966; Destombes, 1971; Kergomard, 1970; Michard coord., 1982; Cornée *et al.*, 1985; El Kamel, 1987). Le système est représenté par des faciès d'argilites, des ampélites noires à graptolites et à miches carbonatées et des calcaires à Crinoïdes, caractéristiques d'un milieu de dépôt marin peu profond plus ou moins confiné, avec parfois des épanchements de laves sous-marines (fig.51).

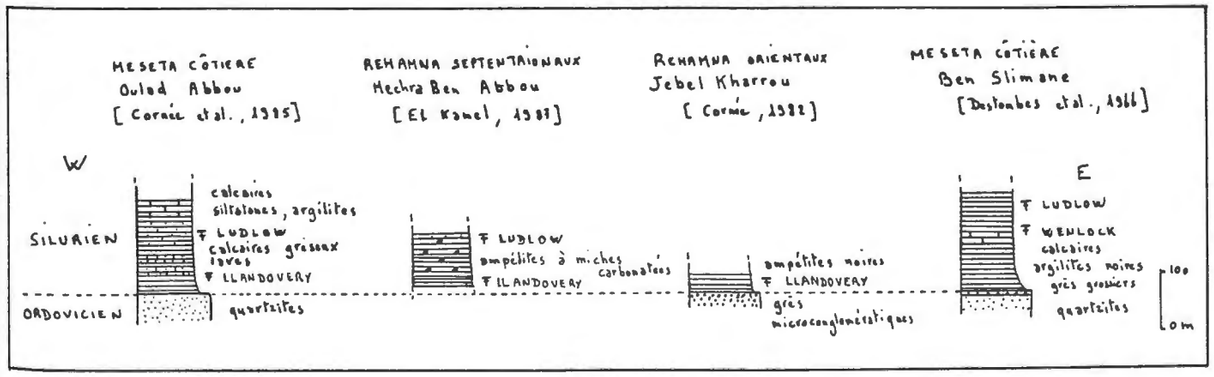


Fig.51 : Corrélations entre les formations du Silurien de la Meseta nord-occidentale

III. LE DEVONIEN

A. Le massif des Rehamna

1) Les Rehamna centraux

La formation des *conglomérats du Kef el Mouneb* affleure au Sud-Ouest de Skhour à moins de 3 km à l'Ouest de la route Casablanca-Marrakech. Ces conglomérats (Pl. h.-t. I 4) sont affectés par une forte déformation ductile et un métamorphisme mésozonal à staurotide et disthène. Ils sont légèrement discordants sur les terrains attribués au Cambrien, qui ont enregistré la même évolution tectono-métamorphique (Michard, 1968; Piqué, 1972; Michard coord., 1982). Cette formation est limitée à l'Ouest par la faille de Draa el Bouir qui la met au contact du Cambrien moyen probable de Mesmouta (fig.37 J). Elle est épaisse d'une centaine de mètres, mais a certainement subi une forte réduction d'ordre tectonique pendant l'épisode de déformation majeure hercynienne.

Au point de vue lithologique, cette formation comprend des niveaux conglomératiques séparés par des niveaux gréseux et microconglomératiques. Des figures de granoclassement vertical et des chenalisations sont observables à l'intérieur des bancs. Localement on trouve des passées franchement carbonatées, mais d'extension très réduite. Les éléments du conglomérat ont une taille très variable pouvant parfois dépasser le mètre. Leur forme originelle n'est pas reconnaissable. Les galets dans leur grande majorité sont constitués de quartzites francs de couleur blanc ou gris, de grès micacés et de quelques rares calcaires. Le ciment est gréseux, riche en fer, micacé et comporte de nombreux minéraux du métamorphisme (biotite, grenat, staurotide et disthène). Cette formation attribuée au Dévonien inférieur à moyen (Gigout, 1951,1956; Piqué, 1972) est corrélable avec les séquences conglomératiques des Rehamna du Nord, moins métamorphisées et qui présentent des caractères lithologiques identiques, tels que la formation de Sekhira es Slimane (fig.52) et la formation de Sidi Abdallah (Michard coord., 1982; Rais Assa, 1984 ; El Kamel, 1987).

La présence de galets de calcaires zoogènes, associés à des niveaux à matrice carbonatée, que nous avons découverts au Nord-Est des conglomérats du Kef el Mouneb confirme le rapprochement envisagé notamment avec la formation de Sekhira es Slimane qui comporte des galets de nature comparable et des bancs de calcaires à Encrines et qui est datée du Dévonien moyen (Hoepffner *et al.*, 1972).

Debrenne a reconnu dans ces galets calcaires du Kef el Mouneb des plaques d'Echinodermes (Pl. h.-t. III 4), qui n'ont toutefois pas permis de préciser l'âge de ces galets. Regnault, qui a également examiné ces échantillons et identifié des entroques, exclut un âge cambro-ordovicien pour ces niveaux à Echinodermes dont les caractères seraient plus proches de ceux du Silurien supérieur, du Dévonien ou encore du Carbonifère. Bien qu'elle ne permette pas de lever l'incertitude sur son âge, la découverte de ces fossiles nous incline à attribuer comme les auteurs précédents la formation du Kef el Mouneb au Dévonien moyen.

La discordance de ces conglomérats attribués au Dévonien sur des terrains cambriens probables suppose une intense érosion des séquences, antérieure au dépôt de la formation du Kef el Mouneb. D'autre part, la grande taille des galets indique la proximité immédiate de la source d'alimentation, constituée par une terre émergée probablement située à l'emplacement du môle côtier, ancienne zone subsidente au Cambrien.

2) Les Rehamna orientaux

A l'Est de la Zone de Cisaillement Ductile des Ouled Zednes (fig.7), où les séquences, fortement métamorphisées, sont azoïques, la présence du Dévonien n'est que présumée. Les corrélations reposent sur des analogies de faciès et de séquences sédimentaires avec les successions du même âge des Rehamna septentrionaux (Jenny, 1974 ; Hoepffner, 1974 ; Cornée, 1982). Il s'agit des formations des Ouled Zednes et des Ouled Hassine (fig.52) qui sont constituées par des *schistes et des phyllades* noires à lentilles de quartzites et de conglomérats quartzitiques, surmontés par des *calcschistes et des calcaires dolomitiques* sub-récifaux, sur lesquels reposent en discordance angulaire des faciès gréseux.

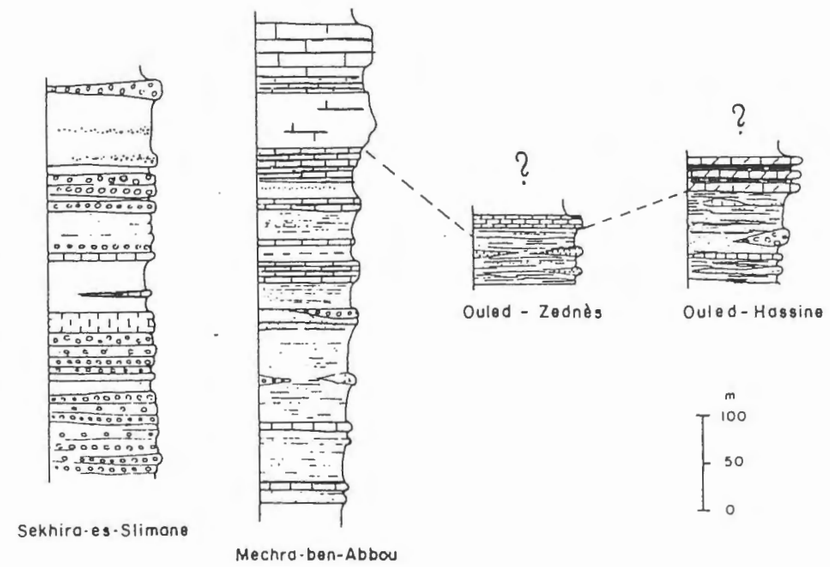


Fig.52 : Corrélations entre les formations dévoniennes probable des Rehamna (Piqué, 1979)

Malgré la dilacération tectonique très importante qui affecte ces formations en bordure de la Zone de Cisaillement Ductile des Ouled Zednes, on y reconnaît des caractères de la sédimentation dévonienne des zones moins déformées des Rehamna du Nord.

3) Les Rehamna septentrionaux

Au Nord du massif des Rehamna, les terrains dévoniens non métamorphiques affleurent principalement dans la région de Mechra ben Abbou et de Foum el Mejez. De nombreuses études ont été réalisées dans ce secteur du massif des Rehamna, plus compatibles avec la biostratigraphie (Termier,1928,1936; Le Maître, 1938; Delépine et Yovanovitch, 1938; Gigout, 1951,1955; Baeker *et al.*, 1965; Hollard, 1967; Gendrot *et al.*, 1969; Kergomard, 1970; Michard coord., 1982; Rais Assa, 1984; El Kamel, 1987).

Elles révèlent la succession lithologique suivante :

- en continuité apparente au-dessus du Silurien, le *Gedinnien-Siegenien* est caractérisé par des *conglomérats* grossiers à traces de plantes, des *pélites* à intercalations de calcaires biodétritiques et de grès. La sédimentation est marquée par des dislocations intraformationelle et des phénomènes de glissements synsédimentaires.

- de *l'Emsien supérieur au Frasnien inférieur* prédomine un régime de sédimentation carbonatée avec *calcaires récifaux et péri-récifaux* (calcaires de Mechra ben Abbou).

- après une période d'émersion probable au Frasnien supérieur, *le Famennien* surmonte à l'Est, dans la région de Foum el Mejez, les calcaires du Dévonien moyen en discordance de transgression avec des *faciès argilo-gréseux* . Le *Strunien*, constitué par des *grès, des quartzites et des calcarénites* , est discordant sur les pélites du Dévonien inférieur ou sur les calcaires du Dévonien moyen.

B) Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta nord-occidentale

En dehors du massif des Rehamna, les terrains dévoniens affleurent principalement en Meseta côtière (région de l'Oued Cherrat, de l'Oued Akrech et de l'Oued Bou Regreg) et dans la basse vallée de l'Oum er Rbia (région d'Oulad Abbou). Ils ont fait l'objet de très nombreux travaux partiels et de synthèses régionales (Lecointre, 1926; Gigout, 1951,1955; Baeker *et al.*, 1965; Destombes et Jeannette, 1966; Hollard, 1967; Gendrot *et al.*, 1969; Kergomard, 1970; Rabaté, 1976; Chalouan, 1977; Allix, 1978; Piqué, 1979; Fadli, 1983; Rais Assa, 1984; El Kamel, 1987). Nous retracerons l'évolution paléogéographique de la Meseta nord-occidentale au Dévonien, envisagée par les auteurs précédents (fig.53) :

- au *Dévonien inférieur* : dans les Rehamna le bassin s'ouvre vers l'est par le jeu de failles subméridiennes à proximité desquelles s'accumulent des dépôts conglomératiques grossiers (faille Médiane - Oued Tarfa, faille de Draa el Bouir - Sidi Abdallah, zone ductile des Ouled Zednes). Une terre émergée située à l'Ouest sur le môle côtier alimente la sédimentation en matériel détritique. Un second bassin s'individualise dans la région des Doukkala.

- au *Dévonien moyen* : des formations récifales s'installent sur une plate-forme carbonatée dans la région de Mechra ben Abbou et probablement à l'Est de la Zone de Cisaillement Ductile des Ouled Zednes dans les Rehamna méridionaux, ainsi que dans le bassin des Doukkala toujours séparé de celui des Rehamna par le môle émergé d'Imfout.Une migration des récifs vers l'Est indique le retrait de la mer et l'émersion progressive de l'ensemble des Rehamna à la fin de cette période.

- au Dévonien supérieur : le bassin de Sidi Bettache s'individualise, bordé au Nord par le bloc des Sehoul, à l'Ouest par le môle côtier et à l'Est par la ride des Zaër. D'après Piqué (1979), les marges du bassin sont marquées par des faciès conglomératiques et chaotiques, et par un volcanisme intense. Au centre du bassin se déposent des sédiments distaux (*f*lysch). Le bassin de Sidi Bettache se prolonge vers le Sud dans la partie orientale des Rehamna du Nord dans la région de Foum el Mejez, caractérisée par des dépôts de type deltaïque, transgressifs sur le Dévonien moyen et probablement aussi à l'Est des Ouled Zednes dans les Rehamna méridionaux. Dans le bassin des Doukkala se déposent des sédiments pélagiques (argilites).

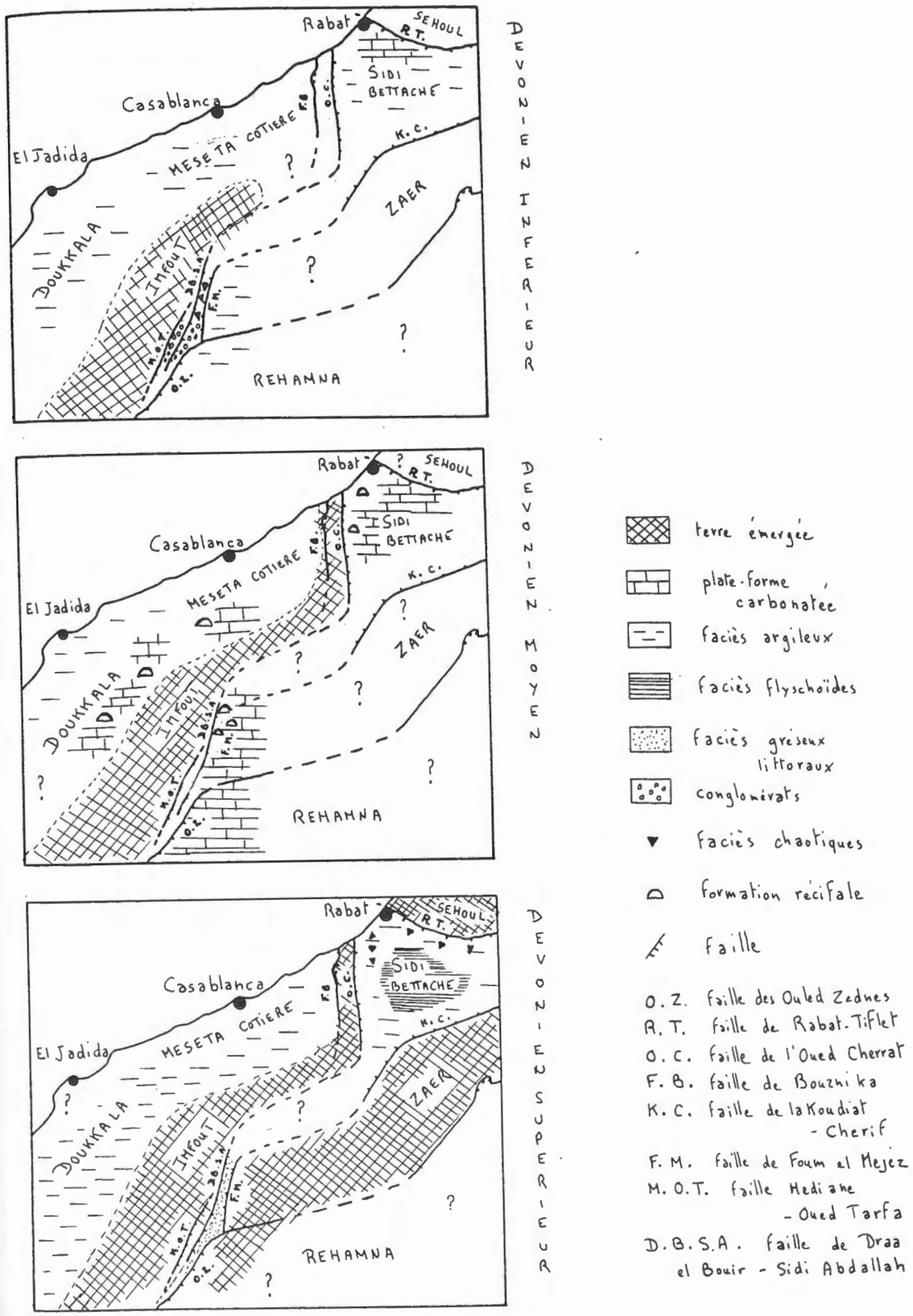


Fig. 53 : Paléogéographie de la Meseta nord-occidentale au Dévonien

IV. LE CARBONIFERE

En Meseta marocaine nord-occidentale, les formations carbonifères ne sont pas connues dans le môle côtier. Par contre elles sont bien développées à l'Est de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale.

De nombreuses études concernent les terrains carbonifères de la Meseta marocaine occidentale (Gigout, 1951; Huvelin, 1977; Piqué, 1979; Bordonaro *et al.*, 1979; Gaillet, 1979; El Hassani, 1980; Zahraoui, 1981; Michard coord., 1982; Cornée, 1982; Piqué et Kharbouch, 1983; Bordonaro, 1983; Rais Assa, 1984; Beauchamp *et al.*, 1981; André, 1986; Mayol, 1987, El Kamel, 1987; Aarab et Beauchamp, 1987; Oukémeni, 1987).

Une synthèse de ces travaux étendue à l'ensemble du Maroc (Cornée,thèse en cours) permet de proposer un modèle d'évolution du bassin carbonifère de l'Ouest marocain (fig.54).

A. Les Rehamna orientaux

Les couches du Carbonifère, datées ou présumées, constituent une large partie des terrains qui affleurent à l'est de la Zone de Cisaillement Ductile des Ouled Zedness. Elles appartiennent donc au compartiment chevauchant des Rehamna orientaux sur les terrains cambro-ordoviciens des Rehamna centro-occidentaux étudiés précédemment.

. *à l'extrémité sud-est du massif* affleurent des terrains datés du Viséen supérieur-Namurien inférieur (Gigout, 1952). Ils sont constitués par *des schistes et des calcaires à Polypiers* dans la région de Sidi Ziane - Maïat et présentent localement des *intercalations de roches volcaniques basiques*. Ces terrains allochtones constituent l'unité de Dalaat (Cornée, 1982) et pourraient provenir de la couverture du Jbel Kharrou, glissée vers le Sud (Michard coord., 1982).

. *plus à l'Ouest* , la série de Lalla Tittaf (Jenny, 1974; Hoepffner, 1974) et l'unité chevauchante de Benguerir (Cornée, 1982) sont constituées par des *micaschistes* noirs à rares niveaux carbonatés, des *amphibolites et des porphyroïdes* . Bien qu'azoïques ces terrains sont rapportés au Viséo-Namurien par corrélation avec les séquences du même âge qui présentent la même association magmatique bimodale dans les Rehamna du Nord (Michard coord., 1982; El Kamel, 1987) et au Jbel Sarhlef dans les Jebilet centraux (Huvelin, 1977).

Dans les Rehamna du Nord, l'ouverture du bassin carbonifère vers l'Est serait caractérisée par le basculement de blocs entre des failles listriques et d'importants glissements gravitaires (El Kamel, 1987).

Dans les Rehamna orientaux la limite paléogéographique de la marge occidentale du bassin carbonifère coïncide avec la Zone de Cisaillement Ductile des Ouled Zednes qui subit une déformation et un métamorphisme hercyniens maximum. Nous avons proposé (Corsini *et al.*, 1988b) que cette surface de chevauchement peu pentée à l'Est résulte de la remobilisation d'une ancienne faille listrique, consécutive à un étirement et à un amincissement crustal.

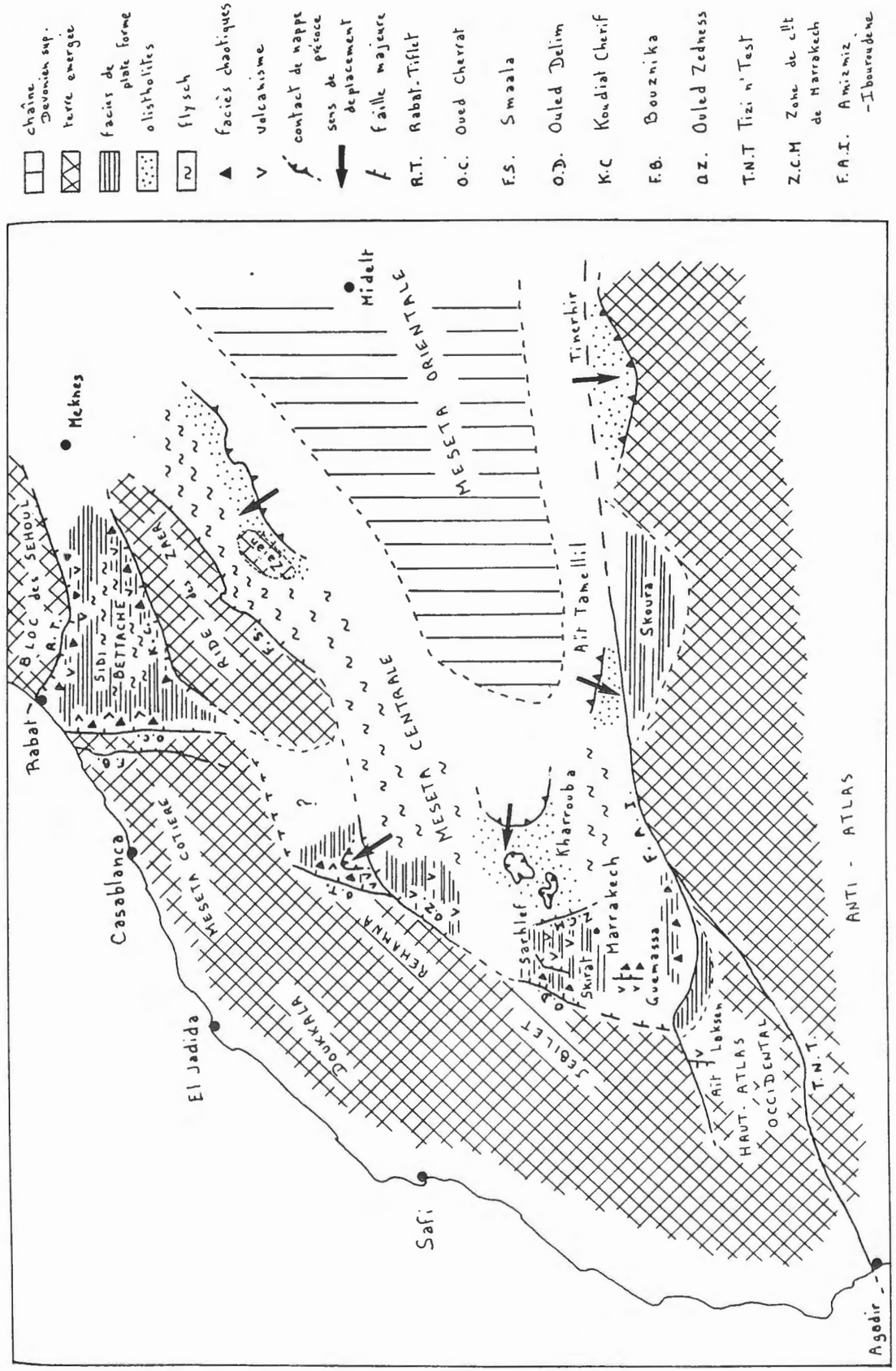


Fig. 54 : Le bassin du Carbonifère inférieur de l'ouest marocain

B. Corrélations avec les autres secteurs de la Meseta nord-occidentale :

Limité au Nord par la zone faillée de Rabat - Tiflet et au Sud par la zone faillée d'Amizmiz - Ibouroudène, le bassin carbonifère de l'Ouest marocain (fig.54) s'étend à l'Est de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale.

Deux grandes périodes marquent l'évolution paléogéographique et tectonique du bassin carbonifère :

. *au Tournaisien - Viséen inférieur* , le bassin carbonifère est cantoné à la région de Sidi Bettache, individualisé dès le Famennien, et au nord des Rehamna. Des terres émergées bordent le bassin : le bloc des Sehoul au Nord, la ride des Zaër au Sud-Est et la ride du Cherrat à l'Ouest. La subsidence s'installe au centre du bassin avec des faciès distaux alors que ses bordures sont marquées par un *important volcanisme alcalin et transitionnel, et le développement de faciès chaotiques* (Piqué, 1979). Le comblement progressif du bassin est réalisé par une sédimentation détritique fine de type flysch au Viséen inférieur.

. le début de la période du *Viséen supérieur- Namurien* est marquée par une transgression généralisée; la mer déborde largement les limites de l'ancien bassin qui s'étend maintenant aux Rehamna, Jebilet et la région de Guemassa au Sud de Marrakech.

La marge occidentale du bassin est encore caractérisée par une sédimentation chaotique. *Des olistolithes et des mégabrèches sédimentaires* se développent à l'Est de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale, dans les Rehamna du Nord (El Kamel, 1987) et les Skhirat dans les Jebilet (Mayol, 1987). Cette marge est le siège d'une intense *activité magmatique bimodale acide et basique*, provenant d'un magma tholéiitique, caractéristique d'une zone d'extension crustale.

La marge méridionale du bassin se dessine au droit de la zone faillée d'Amizmiz - Ibouroudène; en effet de part et autre de celle-ci de grandes variations de faciès et d'épaisseur des sédiments sont enregistrées. Au Nord, la sédimentation distale et puissante est marquée par des glissements syn-sédimentaires et des olistolithes. Au Sud se développent des faciès de plate-forme carbonatée peu épais et discordants sur les terrains cambro-ordoviciens et précambriens.

A l'Est se développe un bassin flysch caractérisé par des turbidites distales. Dans les Jebilet orientaux, un olistostrome associé à des nappes gravitaires (unité de Bou Marhara, unité du Tekzim) se met en place sur des terrains du Viséen supérieur, précédemment plissés et érodés. Les nappes transportent du matériel ordovicien à viséen plissé. A l'échelle de l'ensemble du bassin carbonifère, la disposition actuelle de ces nappes précoces indique un mode de *mise en place centrifuge* (fig.54), par rapport à la Meseta orientale (région de Midelt). Dans ce contexte, elles pourraient correspondre au démantèlement de la marge orientale du bassin flysch qui s'amorce au début de la phase compressive post-viséenne.

En Meseta orientale, le Viséen supérieur est transgressif sur un *substratum structuré au Dévonien supérieur*. La sédimentation détritique (conglomérat, pélite et grès) et carbonatée viséenne est associée à une *activité magmatique de type calco-alcalin*, évoquant les marges actives actuelles.

En définitive, le bassin carbonifère de l'Ouest marocain est un bassin en extension dont les marges sont contrôlées par des failles vivantes majeures:

- la zone faillée de Rabat - Tiflet, la faille des Smaala, la zone faillée d'Amizmiz - Ibouroudène, d'orientation N70 à N90.

- la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale, d'orientation globale N20 à N30.

Le volcanisme carbonifère révèle une nature géochimique de type alcalin-transitionnel sur la marge occidentale du bassin et de type calco-alcalin à l'Est. Au point de vue géodynamique cette polarité magmatique pourrait indiquer (Kharbouch *et al.*, 1985) la subduction d'une croûte océanique fossile plongeant vers l'Ouest sous la Meseta orientale (fig.55), correspondant alors à une ancienne cordillère volcanique. Le bassin carbonifère de l'Ouest marocain aurait alors la signification d'un bassin marginal d'arrière-arc.

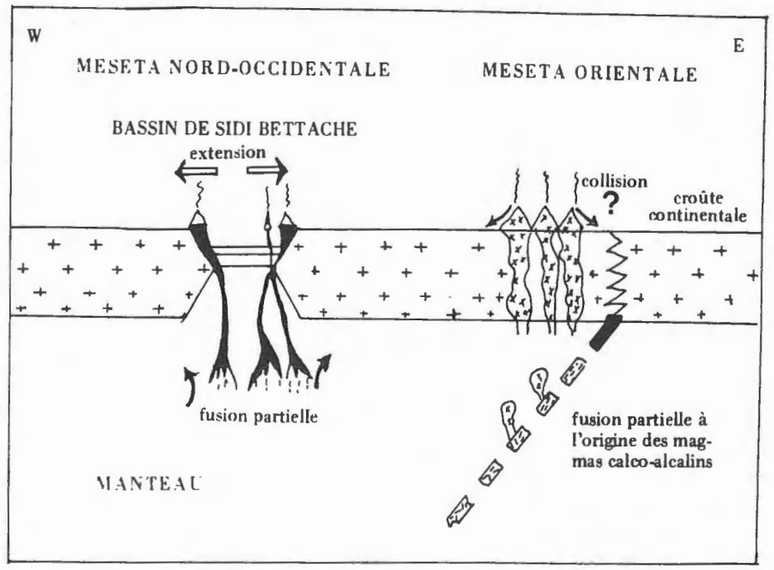


Fig.55 : Schéma géodynamique de la Meseta marocaine au Carbonifère (Kharbouch *et al.*, 1985)

CHAPITRE III : LES MOLASSES POST-OROGENIQUES

A l'extrémité nord-occidentale des Rehamna méridionaux des molasses post-orogéniques affleurent dans la région de Mtal (fig.7 et 28), où elles dessinent approximativement un triangle dont la pointe est dirigée vers le Sud. Ces molasses reposent en discordance angulaire (40 à 50°) sur les terrains du Cambrien moyen.

Ce sont des *conglomérats* hétérogranulaires dont les éléments ont une taille moyenne inférieure à la dizaine de centimètres de diamètre. Les galets ont une forme subanguleuse et leur nature lithologique est identique à celle des terrains cambriens sous-jacents dont ils semblent issus : grès, quartzites, psammites et graywackes. La matrice argilo-gréseuse, qui lie les galets est de couleur rouge violacé. Des niveaux de grès fins rouges sont interstratifiés dans les niveaux conglomératiques.

Les conglomérats sont affectés par des failles subméridiennes à jeu normal et à regard est, dont certaines sont minéralisées en barytine. Le basculement des panneaux séparés par ces failles pourrait expliquer le fort pendage (30 à 50° W) de ces conglomérats. Par contre nous n'avons pas trouvé de trace de l'épisode compressif tardi-hercynien signalé au Nord du massif des Rehamna, dans des molasses probablement analogues (El Kamel *et al.*, 1988).

Ces molasses sont surmontées par des grès et des argilites rouges à intercalations de dolérites, rapportées au Trias (Gigout, 1951).

Cette formation molassique, dont nous n'avons pas pu préciser l'âge, est attribuée au Permo-Carbonifère par analogie de faciès avec les terrains datés dans d'autres régions du Maroc (Gigout, 1951,1952; Michard coord., 1982).

TROISIEME PARTIE

LE MAGMATISME

Les principales manifestations du volcanisme pré-orogénique enregistrées pendant la sédimentation des terrains paléozoïques ont été mentionnées au cours des chapitres précédents concernant la lithostratigraphie. Nous présenterons donc uniquement les phénomènes magmatiques liés à l'orogenèse hercynienne ou ceux qui lui sont postérieurs.

CHAPITRE I : LE MAGMATISME HERCYNIEN SYN A TARDI- OROGENIQUE

I. LES GRANITES HERCYNIENS ET LES FILONS DE MICROGRANITES :

Le magmatisme qui accompagne l'orogénèse hercynienne est bien developpé dans les Rehamna méridionaux où affleurent plusieurs batholites granitiques et un champ filonien très dense.

A. Les plutons granitiques:

Plusieurs massifs granitiques affleurent de part et autre de la route Casablanca-Marrakech dans la partie centrale des Rehamna méridionaux entre Skhour et Benguerir. On distingue d'Ouest en Est:

- *le granite de Sebt Brikiine:* c'est un batholite de forme ovoïde, le plus grand du massif des Rehamna avec plus de 20 km de long sur 15 km de large. Il affleure au sein des terrains les plus anciens du massif sous les calcschistes et les arkoses du Cambrien inférieur probable de l'anticlinorium de Lalla Moucha au Nord et de l'Oued Bouchane au Sud. Il se localise également à proximité immédiate du dôme anticlinal de Sidi Ali dont le centre est occupé par les rhyolites du Précambrien terminal probable. Le pluton est bordé par deux accidents majeurs: à l'Ouest la faille du Lakhdar et à l'Est la zone de cisaillement ductile des Ouled Zedness.

La schistosité régionale se moule sur le pluton granitique dont la montée diapirique a déformé l'encaissant. Ce phènomène est bien visible au NE du pluton dans la région du Jbel Tentana, où le plongement des axes de pli et leur déversement sont fortement accentués à proximité du batholite (Piqué, 1972). Cette variation du style des plis enregistrée à proximité du batholite résulterait du ballonnement et de l'amollissement thermique dus à l'ascension du granite en profondeur pendant la phase de déformation majeure (Lagarde et Michard, 1986).

- *les granites de Sidi Bahilil, de Ras el Abiod et de Koudiat er Rmel :* ce sont des massifs de moindre superficie qui se trouvent soit directement dans la zone de cisaillement des Ouled Zedness, soit plus à l'Est. Le métamorphisme de contact qui apparaît dans les micaschistes de la plaine des Oulad Hassine montre qu'en réalité ces différents affleurements de granites correspondent à des apex d'un batholite beaucoup plus vaste (Michard coord., 1982).

- *le granite de Benguerir :* ce batholite affleure médiocrement au Sud-Est de Benguerir où il est presqu'entièrement caché sous les recouvrements récents. La carte gravimétrique révèle cependant l'importance de ce granite (Van den Bosch, 1981).

L'âge de ces différents granites calculé par des méthodes radiochronologiques Rb/Sr varie de 268+2 Ma (Mrini, 1985), 273+2 Ma (Tisserant, 1977) à 278+2 Ma (Michard coord., 1982), c'est à dire dans une période correspondant au Stéphano-Autunien.

La mise en place des plutons granitiques est syn à tardi-tectonique, elle se situe dans un contexte de fort gradient thermique associé au métamorphisme régional syn-tectonique et s'accompagne elle-même d'un métamorphisme de contact. Ils pourraient provenir d'une fusion partielle de la croûte due à une élévation de température et liée notamment au fonctionnement de la zone de cisaillement ductile des Ouled Zednes (Piqué, 1979; Nicolas, 1984).

B. Les microgranites

Les filons de microgranites sont nombreux principalement dans la région du Jbel Tentana et de Lalla Moucha. Certains d'entre eux peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres de longueur. Leur épaisseur n'excède pas 5m et ils sont concordant avec la schistosité régionale orientée N30-N40E. Leur composition est identique à celle des granites auxquels ils se rattachent. Leur texture est microgrenue ou parfois microlitique (Bouybaouène, 1984). Leur mise en place est postérieure à celle des granites qu'ils recoupent.

II. LES FILONS DE DACITOIDES OU MICRODIORITES :

En plus des filons de microgranite de très nombreux autres filons se trouvent dans la zone métamorphique centrale des Rehamna méridionaux. Ils s'étendent même au-delà de cette zone vers l'Ouest, le Nord et l'Est du massif des Rehamna avec cependant une densité beucoup moins grande. Ces filons sont généralement assez étroits, avec quelques mètres de largeur seulement ou même moins, et également toujours allongés parallèlement aux structures régionales orientées N30-N40E. Leur nature pétrographique est très variée et leur texture est microgrenue ou microlitique souvent porphyrique avec des phénocristaux de plagioclases et de quartz. Ils renferment parfois des enclaves de granitoïdes. La mise en place de ces filons est également postérieure aux granites hercyniens.

CHAPITRE II : LE MAGMATISME POST-HERCYNIEN, LES DOLERITES DU LAKHDAR

Dans les Rehamna sud-occidentaux, la faille du Lakhdar est jalonnée de roches volcaniques basiques dans sa partie septentrionale à l'Ouest du Jbel Lakhdar. Plusieurs filons sont ainsi alignés sur la faille et le plus grand d'entre eux atteint plus de 200 m de longueur sur environ une cinquantaine de mètres de large, au Sud du douar Srarhna (Pl. h.-t. II et III).

A l'affleurement la roche apparaît de couleur sombre, fortement altérée, avec une forme d'érosion en boule très caractéristique. Au point de vue pétrographique, elle présente une structure doléritique avec des baguettes de plagioclases et des plages de ferromagnésiens presque entièrement chloritisés.

Ces dolérites sont intrusives dans les terrains cambriens, mais leur âge ne peut être précisé faute de marqueur stratigraphique plus récent. Cependant le fait qu'elles n'aient subi aucune déformation après leur intrusion plaide en faveur d'une mise en place postérieure à la tectonique hercynienne majeure et même postérieure à la tectonique tardive hercynienne qui est responsable du jeu décrochant senestre de la faille du Lakhdar. Des roches de nature pétrographique identique sont connues ailleurs dans les Rehamna du Nord, mais elles sont vraisemblablement plus anciennes puisqu'elles sont impliquées dans la tectonique hercynienne. Par contre plus à l'Ouest, à moins de 20 km du Lakhdar, des dolérites affleurent dans la région de Mtal où elles traversent les molasses autuniennes probables et sont injectées dans les argilites rouges du Trias.

Les dolérites du Lakhdar sont donc vraisemblablement liées à l'épisode distensif triasio-liasique correspondant à l'ouverture de l'océan Atlantique.

QUATRIEME PARTIE

ETUDE TECTONO-METAMORPHIQUE

CHAPITRE I : STYLE STRUCTURAL DE LA MESETA NORD-OCCIDENTALE

L'analyse des déformations hercyniennes et post-hercyniennes dans la Meseta nord-occidentale (Meseta cotière aux environs de Casablanca, Vallée de l'Oued Oum er Rbia en bordure nord-est du bassin des Doukkala et massif des Rehamna) montre que leur répartition n'est pas homogène dans toute cette région : le style et l'intensité de la déformation varient considérablement d'un secteur à l'autre.

Cette différence de structuration a conduit à distinguer deux domaines principaux séparés par une zone de cisaillement disposée en relais (fig.56) :

- *un domaine occidental ou Môle Côtier* (Michard, 1967), dans lequel la déformation et le métamorphisme hercyniens sont faibles.

Des plis de demi-longueur d'onde plurikilométrique et de faible amplitude caractérisent la structuration principale à l'intérieur de ce domaine; leur orientation est globalement subméridienne (N10-N15): anticlinorium de Casablanca, synclinorium de Bir Jdid Chavent-Oulad Abbou, anticlinal d'El Jadida, synclinorium d'Imfout, synclinorium du Lakhdar, anticlinorium de Mtal.

A proximité des premiers chevauchements qui forment la limite orientale du môle côtier les plis subissent une nette virgation et adoptent une direction approximative N30-N40 : synclinal de Mansouria, anticlinorium de Lalla Moucha; cette inflexion de la direction axiale des plis caractérise aussi l'anticlinal et le synclinal d'Imfout (Rais Assa, 1984).

Des failles rectilignes se disposent parallèlement aux principales structures et peuvent se suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres : zone faillée de Daourat-Boulaouane qui pourrait rejoindre la faille du Lakhdar. A proximité immédiate de certaines de ces grandes failles directionnelles (faille de Daourat, faille du Lakhdar) les plis se disposent en échelon avec une orientation approximative N140-N160.

- *un domaine oriental ou Meseta Centrale* (Piqué, 1981), qui est une zone où la déformation et le métamorphisme redeviennent faibles lorsqu'on s'éloigne du domaine central.

Au Nord, ce domaine correspond à la région de l'Oued Korifla (Piqué, 1979) et du massif du Khatouat (Fadli, 1983) structurés en une succession d'arcs emboîtés correspondant à une virgation originelle du plissement à l'intérieur du Bassin de Sidi Bettache. Le synclinorium de Rommani-Khatouat passe progressivement d'une direction NNW-SSE légèrement oblique sur la zone cisaillée antiforme de l'Oued Cherrat à l'Ouest, à une direction N70 à l'Est, parallèle à celle de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Piqué *et al.*, 1985).

Au Sud, les Rehamna orientaux subissent très fortement l'influence du flux thermique et des pressions liées à la zone de cisaillement ductile des Rehamna centraux. Le métamorphisme est mésozonal avec des paragenèses à staurotide, disthène et grenat. Les plis sont très serrés au SW, ils redeviennent amples en même temps que le métamorphisme chute au NE. Le plissement montre également une virgation importante à l'intérieur de ce secteur puisqu'il passe d'une direction NE-SW (N20-40) à l'Ouest à une direction WNW-ESE (N120) à l'Est. Comme dans le bassin de Sidi Bettache, cette virgation est probablement originelle et liée à la présence d'accidents profonds qui ont

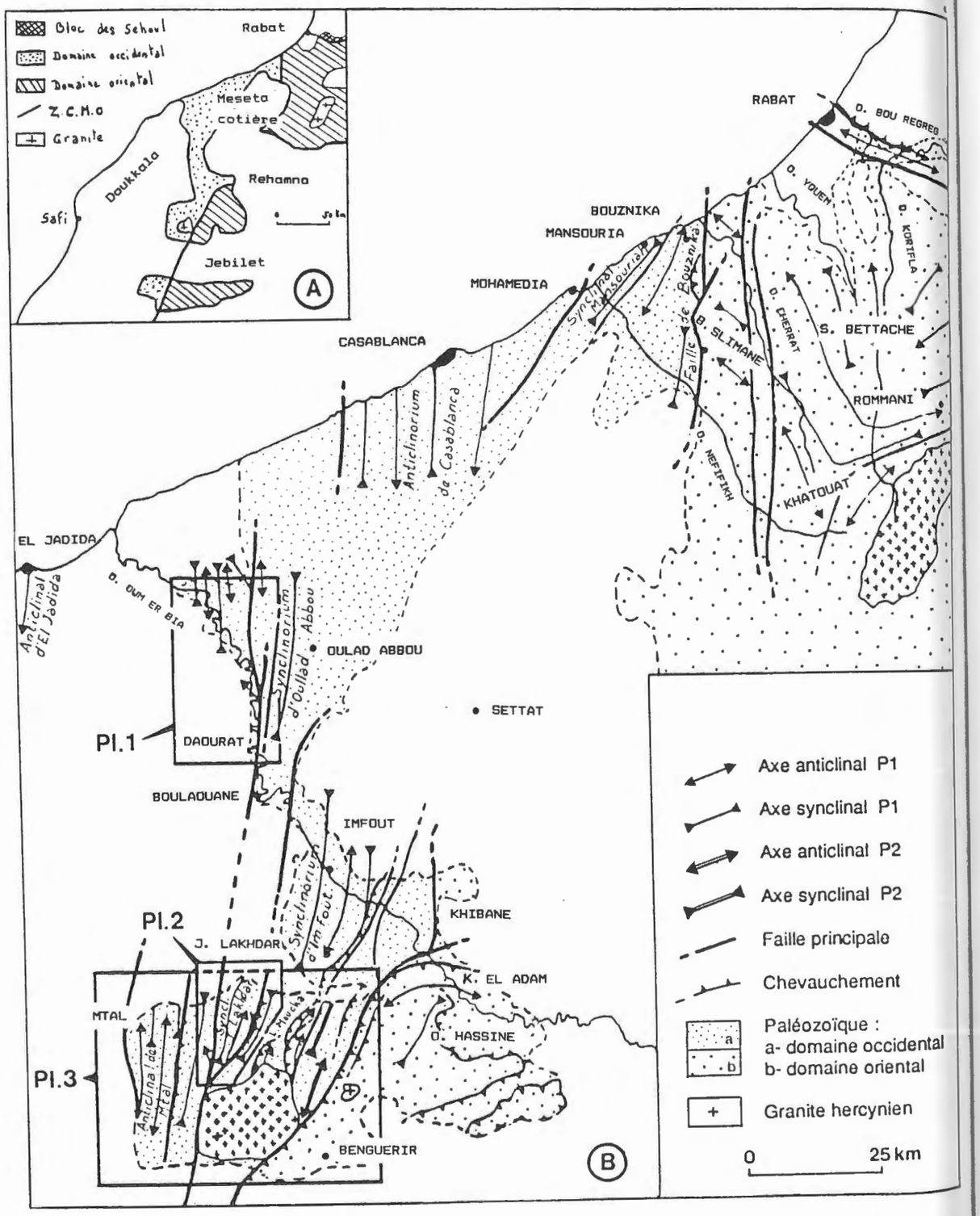


Fig.56 : Carte structurale de la Meseta nord-occidentale

guidé la forme du plissement pendant le serrage. Les principales structures visibles à l'échelle cartographique sont l'anticlinal de la Koudiat el Adam et le synclinorium des Oulad Hassine (Hoepffner, 1974 ; Cornée, 1982). Plusieurs unités tectoniques chevauchantes ont été individualisées: unité de Benguerir, unité de Dalaat et unité du Jbel Kharrou. Elles résultent d'un épisode tangentiel tardi-orogénique (Cornée comm. pers., 1987).

- la *Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale* (Z.C.M.O.) est constituée par une bande plus ou moins étroite de terrains dans laquelle se concentrent la déformation et le métamorphisme. La structuration particulière de cette zone est liée aux cisaillements intenses associés au plissement et au flux thermique élevé responsable du métamorphisme.

Dans les Rehamna centraux où cette zone est la plus large, elle est caractérisée par une structuration planaire intense et un étirement généralisé parallèle aux axes des plis orientés NNE-SSW, qui tournent ensuite à NE-SW en allant vers l'Est. Le métamorphisme qui accompagne la déformation cisaillante atteint les facies mésozonaux à disthène et staurotide (Hoepffner *et al.*, 1975 ; Piqué *et al.*, 1980 ; Lagarde et Michard, 1986 ; Corsini *et al.*, 1988b).

En allant vers le Nord dans les Rehamna septentrionaux, la largeur de la bande de cisaillement ductile diminue considérablement sans doute en raison du fort ennoyage des plis vers le Nord, comme à Sidi Abdallah (Piqué, 1972; Rais Assa, 1984). Il n'apparaît alors en surface que des déformations caractéristiques du niveau structural supérieur tel que la bande cisaillée décro-chevauchante du Koudiat el Adam Nord et la zone de décrochement du Khibane (El Kamel, 1987).

Plus au Nord encore en Meseta côtière, le couloir cisaillé de l'Oued Cherrat (Chalouan et Piqué, 1979) à plis subméridiens est bordé par deux zones où les plis ont une disposition en échelon et une orientation globale NNW-SSE : la zone de Ben Slimane à l'Ouest, séparée du môle côtier par la faille de Bouznika, et la zone de l'Oued Yquem-Khatouat à l'Est.

En allant vers le Sud dans les Jebilet, la zone de cisaillement se réduit aussi considérablement et correspond à la zone de cisaillement ductile des Ouled Delim située à la limite orientale du môle côtier (Mayol, 1987) et plus à l'Est à la zone de cisaillement de Marrakech (Lagarde et Choukroune, 1982).

Elle se prolongerait encore plus au Sud dans le Haut-Atlas où elle passe à la zone faillée ouest-atlasique des Aït Lahsen (Cornée et Ferrandini, 1985; Cornée *et al.*, 1987b).

CHAPITRE II : HISTORIQUE

Dans son mémoire, M. Gigout (1951) donne une première description des structures majeures hercyniennes de la Meseta marocaine occidentale et note qu'elles ont une orientation globale NNE-SSW.

A partir de 1967, l'équipe de géologie structurale de Strasbourg dirigée par Michard entreprend l'interprétation structurale des Rehamna (Piqué, 1972; Jenny, 1974; Hoepffner, 1974; Guezou, 1975). Une synthèse des principaux travaux sur le massif des Rehamna (Michard coord., 1982) fait ressortir trois grands domaines structuraux :

- *les Rehamna occidentaux*, domaine dans lequel la déformation reste modeste et le métamorphisme faible. Malgré un compartimentage en blocs tectoniques séparés par des chevauchements et des décrochements, la déformation s'atténue d'Est en Ouest. Une première phase donne naissance à des plis P1 synschisteux, une seconde phase se traduit par le developpement d'une schistosité S2 de crénulation à l'Est et de failles inverses à l'Ouest. Ce domaine correspondant au "môle côtier mésétien" (Michard, 1969) est limité à l'Est par une zone faillée, ayant fonctionnée en décrochement dextre, la "faille médiane" (Michard, 1967).

- *les Rehamna centraux*, caractérisé par une importante structuration planaire et linéaire, où se superposent deux épisodes principaux de déformation avec d'abord des plissements isoclinaux P1, puis des cisaillements qui se produisent parallèlement à la S1, créant ainsi une foliation S1-2, dans des conditions de métamorphisme mésozonal à cristallisation de staurotide et disthène syn à post-cinématique D2. Ce domaine est séparé des Rehamna orientaux par *la bande faillée des Ouled Zednes à jeu de faille inverse dextre, chevauchante vers l'Ouest.*

- *les Rehamna orientaux*, dans lesquels se manifestent également deux phases principales de déformation avec des plis P1 et P2 et localement la création de couloirs de cisaillements dans lesquels la foliation S0-1 est transposée dans la S2. Le transport de matière s'effectue vers l'Ouest avec une composante décrochante dextre. Le métamorphisme mésozonal qui accompagne la déformation cisaillante D2 est caractérisé par la croissance de grenat et de chloritoïde; le staurotide et le disthène se développent tardivement. Des plis crénulants associés à des décrochements dextres NW-SE (phase D3) et le chevauchement vers le SW du Jbel Kharrou (phase D4) sont les dernières manifestations enregistrées à l'Est du massif.

Chalouan (1977) décrit dans la région de l'Oued Cherrat, au S-W de Rabat, une bande de cisaillement majeure dans laquelle se concentre la déformation et le métamorphisme hercyniens.

Piqué (1979) étend son étude à l'ensemble de la Meseta nord-occidentale et montre que l'évolution structurale de ce segment de chaîne est contrôlée par des zones de fractures du socle précambrien qui jouent en failles normales pendant la sédimentation du Paléozoïque supérieur.

Piqué *et al.* (1980) définissent alors la " *Western Meseta Shear Zone* " comme une zone de cisaillement d'extension plurikilométrique qui se suit selon une direction NNE-SSW depuis la région de Rabat en Meseta côtière jusque dans le Haut-Atlas occidental à la limite orientale du môle côtier stable. Elle correspond à la limite des bassins du Carbonifère inférieur de la Meseta occidentale. Dans les Rehamna, la montée d'un front thermique liée à la mise en place d'un granite syntectonique serait responsable du métamorphisme et de l'intense déformation ductile qui caractérise la zone centrale.

Lagarde et Michard (1985) proposent un modèle combinant de façon synchrone décrochement et chevauchement. Ils interprètent cette zone de cisaillement comme une *zone de décrochement ductile dextre* dont le mouvement correspondrait à une anomalie cinématique dans la rampe frontale thermiquement amollie d'un chevauchement général des Rehamna orientaux vers l'Ouest.

A la suite de premiers travaux réalisés dans les Jebilet, Sougy (1976) propose une interprétation de la Meseta occidentale selon un modèle de tectonique tangentielle dans lequel deux grands domaines sont distingués :

- à l'Ouest, *un domaine autochtone* modérément plissé et faiblement métamorphique.

- à l'Est, *un domaine allochtone* constitué par un empilement d'unités tectoniques charriées.

De nombreuses études ont été réalisées depuis sous sa direction au sein du laboratoire de géologie dynamique de l'Université de Marseille-St Jérôme (Poutchkovsky, 1978; Allix, 1978; Pons, 1979; Muller *et al.*, 1979; El Hassani, 1980; Zahraoui, 1981; Cornée et Muller, 1981; Tahiri, 1982; Cornée *et al.*, 1982; Rais Assa *et al.*, 1983; Rais Assa, 1984; Mayol et Muller, 1985; El Kamel *et al.*, 1985; Cornee et Ferrandini, 1985; Mayol, 1987; El Kamel, 1987; Cornée *et al.*, 1987; Bernardin, 1987; Oukemini, 1988; Corsini *et al.*, 1988 a et b). L'évolution tectono-métamorphique de la Meseta occidentale est marquée par les événements suivants :

- *un épisode tangentiel précoce*, anté-schisteux, marqué dans la partie orientale de la Meseta (Rehamna NE et Jebilet E) par la mise en place de nappes dans le bassin viséen.

- *une déformation hercynienne majeure* qui débute par une phase de plissement synschisteuse P1 en climat de métamorphisme anchi à épizonal à l'Ouest, avec des cisaillements ductiles dans la schistosité S1 et un métamorphisme mésozonal à l'Est dans les zones à flux thermique élevé (Rehamna centre et SE). Cette première phase est suivie par une deuxième phase de plissement P2 et un métamorphisme rétromorphique anchizonal; l'intrusion de granites syn à tardi-tectonique scelle la déformation majeure hercynienne.

- *un épisode de déformation tardi-hercynienne* marqué par des écaillages localisés en bordure des principaux accidents (Rehamna NW et SW) et des chevauchements tardifs (Rehamna SE) .

CHAPITRE III : CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

I. LES DEFORMATIONS ANTE-VISEEN SUPERIEUR

Elles sont liées à l'ouverture des bassins qui s'individualisent à partir du Dévonien inférieur jusqu'au Viséen supérieur à la limite orientale du môle côtier : bassin de Sidi Bettache au Nord (Chalouan, 1977; Piqué, 1979; Fadli, 1983), bassin des Rehamna (El Kamel, 1987), des Jebilet et du Haut-Atlas occidentaux (Mayol, 1987; Cornée et Ferrandini, 1985). Elle est caractérisée dans un premier temps par la dislocation et le glissement en masse (mégabrèche tectonique, olistostrome) des terrains qui bordent le bassin devono-carbonifère, puis par la mise en place de nappes gravitaires précoces (El Kamel, 1987; Oukemini, 1988). Cette déformation est antérieure à la schistosité S1 (Mayol et Muller, 1985).

II. LA DEFORMATION HERCYNIENNE MAJEURE

L'évolution tectonique hercynienne est polyphasée; l'homoaxie des structures successives suggère un processus de déformation continue.

Plusieurs phases se succèdent entre le Viséen supérieur, âge du dernier terrain impliqué dans la déformation, et le Westphalo-Permien, discordant (El Kamel et Muller, 1988). Les déformations majeures sont scellées par la mise en place du batholite granitique de Sebt de Brikiine dans les Rehamna, 272 +5 Ma (Tisserant, 1977), c'est-à-dire à l'Autuno-Permien :

- *La phase D1* est la phase fondamentale qui a affecté l'ensemble de la Meseta Nord-Occidentale. Dans l'ensemble du domaine occidental, elle est responsable de la formation de plis droits subméridiens P1, d'une schistosité S1 de plan axial et elle s'accompagne d'un métamorphisme épizonal (séricite, chlorite). Dans les Rehamna centraux les plis P1 sont isoclinaux déversés vers l'WNW et synchrones d'un métamorphisme mésozonal syn à tardi-schisteux (biotite, grenat, staurotide et disthène).

La déformation se concentre dans des zones privilégiées où se produisent des cisaillements avec coulissages horizontaux dextres dont les plus importants se placent sur des zones de faiblesses héritées de la paléogéographie (bande de cisaillement de l'Oued Cherrat, bande de cisaillement ductile des Ouled Zednes).

- *La phase D2* , postérieure à la schistosité S1 qu'elle déforme , est à l'origine de plis P2 avec une schistosité de crénulation S2; elle est accompagnée d'un épisode de métamorphisme rétromorphique.

III. LES DEFORMATIONS HERCYNIENNES TARDIVES

Elles se caractérisent par le rejeu des principales failles subméridiennes en décrochement senestre ou en failles inverses avec un déplacement qui s'effectue du SE vers le NW. Cet épisode est postérieur à la mise en place des granites des Rehamna et de leur cortège filonien et antérieur à l'épanchement des laves basiques du Permo-Trias.

Dans les Rehamna septentrionaux et les Rehamna orientaux des plis Est-Ouest et des chevauchements très localisés se situent après le dépôt des molasses westphalo-permiennes (El Kamel et Muller, 1988).

IV. LES DEFORMATIONS POST-HERCYNIENNES

Elles sont marquées essentiellement par une tectonique en distension liée à l'ouverture de l'atlantique, qui se manifeste dès le Trias par le jeu normal des accidents subméridiens et des failles N50-70 et N100-120. Cette tectonique distensive entraîne le basculement vers le Nord des Rehamna méridionaux par rapport aux Rehamna septentrionaux. Elle est responsable du plongement vers le Nord de l'ordre de 5° de toutes les structures hercyniennes dans le Sud du massif.

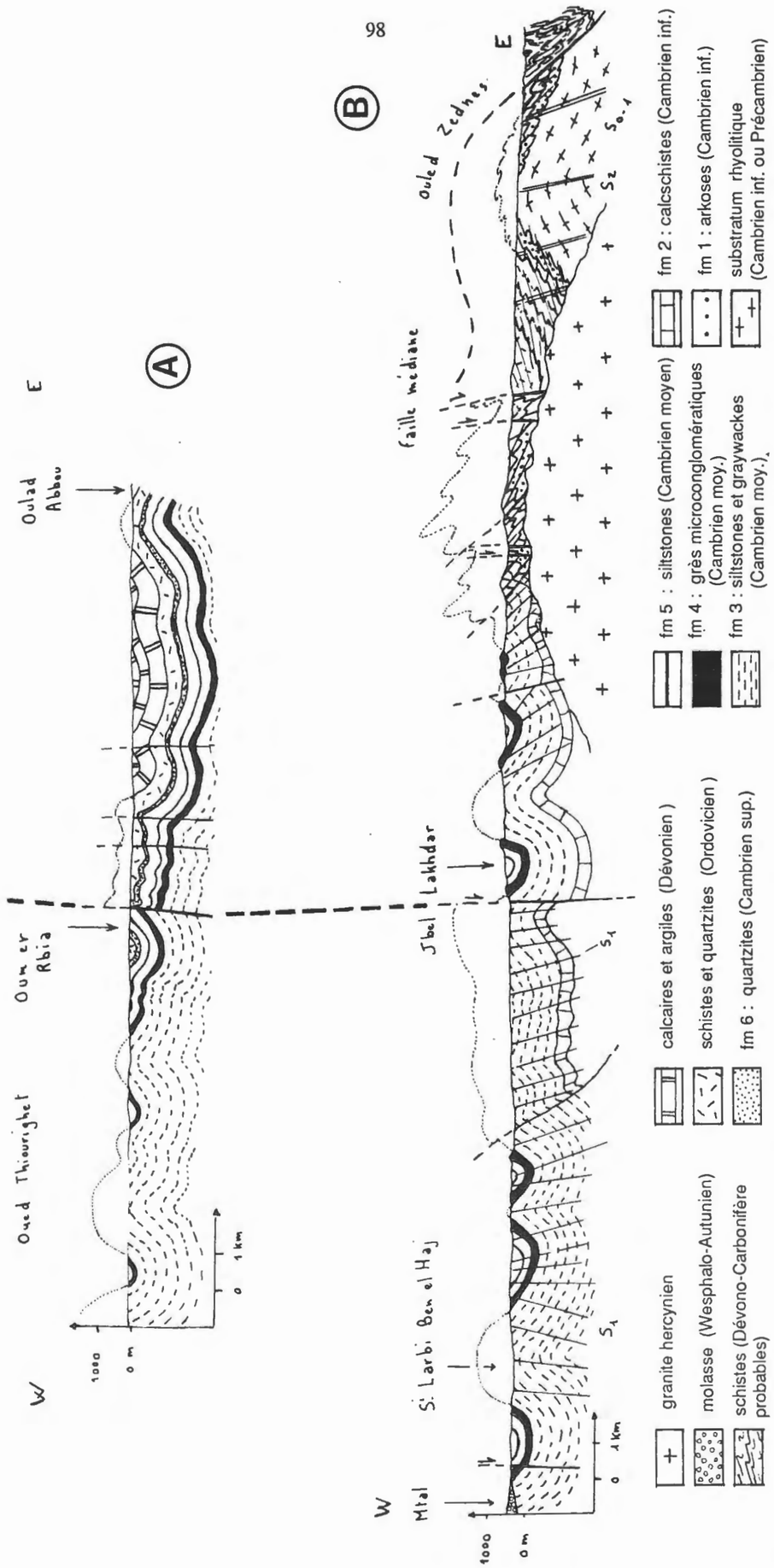


Fig. 57 : Transversales E-W dans la Meseta nord-occidentale (localisation fig.58)
A. Basse vallée de l'oued Oum er Rbia
B. Rehamna sud-occidentaux

CHAPITRE IV. COMMENTAIRE GENERAL DU SCHEMA STRUCTURAL ET DES TRANSVERSALES E-W :

Compte tenu de la structure générale (fig.56), la zone d'Oulad Abbou se situe dans le prolongement septentrional de la zone du Jbel Lakhdar (fig.57). Elle se trouve stratigraphiquement et structuralement au-dessus de la zone du Jbel Lakhdar dans l'étage structural supérieur, au-dessus du front supérieur de la schistosité. Par contre plus à l'Ouest la zone de l'Oued Thiourighet se situe dans le prolongement de la zone de Mtal et lui correspond d'un point de vue stratigraphique, mais bien que le style général des plis soit identique, on se trouve au-dessous du front supérieur de la schistosité. Il existe donc une différence fondamentale d'étage structural entre ces deux zones.

Le style de la déformation à l'intérieur du domaine occidental sera étudié à partir de deux exemples :

- *la basse vallée de l'Oum er Rbia* , zone non métamorphique, située au-dessus du front supérieur de la schistosité

- *une transversale dans les Rehamna sud-occidentaux* , zone métamorphique située au-dessous du front supérieur de la schistosité

La comparaison entre ces deux zones fait ressortir une différence de structuration et de métamorphisme liée à l'existence d'un flux thermique. La zone à haut flux thermique dans laquelle se concentre la déformation est oblique par rapport à l'orientation des structures majeures (fig.58) et seule la position structurale permet d'expliquer la différence de structuration qui apparaît entre ces deux zones.

D'autre part, la zone des Rehamna centraux présente un paroxysme du métamorphisme et de la déformation. Une étude géométrique et cinématique montrera l'originalité de cette zone qui correspond à la limite orientale du domaine occidental et qui est caractérisée par des déplacements tangentiels vers le SW.

Enfin l'étude de la déformation liée à la compression hercynienne puis à la distension atlantique sera abordée dans la région du Jbel Lakhdar (domaine occidental), qui a enregistré de manière particulièrement favorable ces différents épisodes. Elle permettra de préciser l'évolution structurale de la Meseta nord-occidentale et le rôle fondamental des accidents profonds.

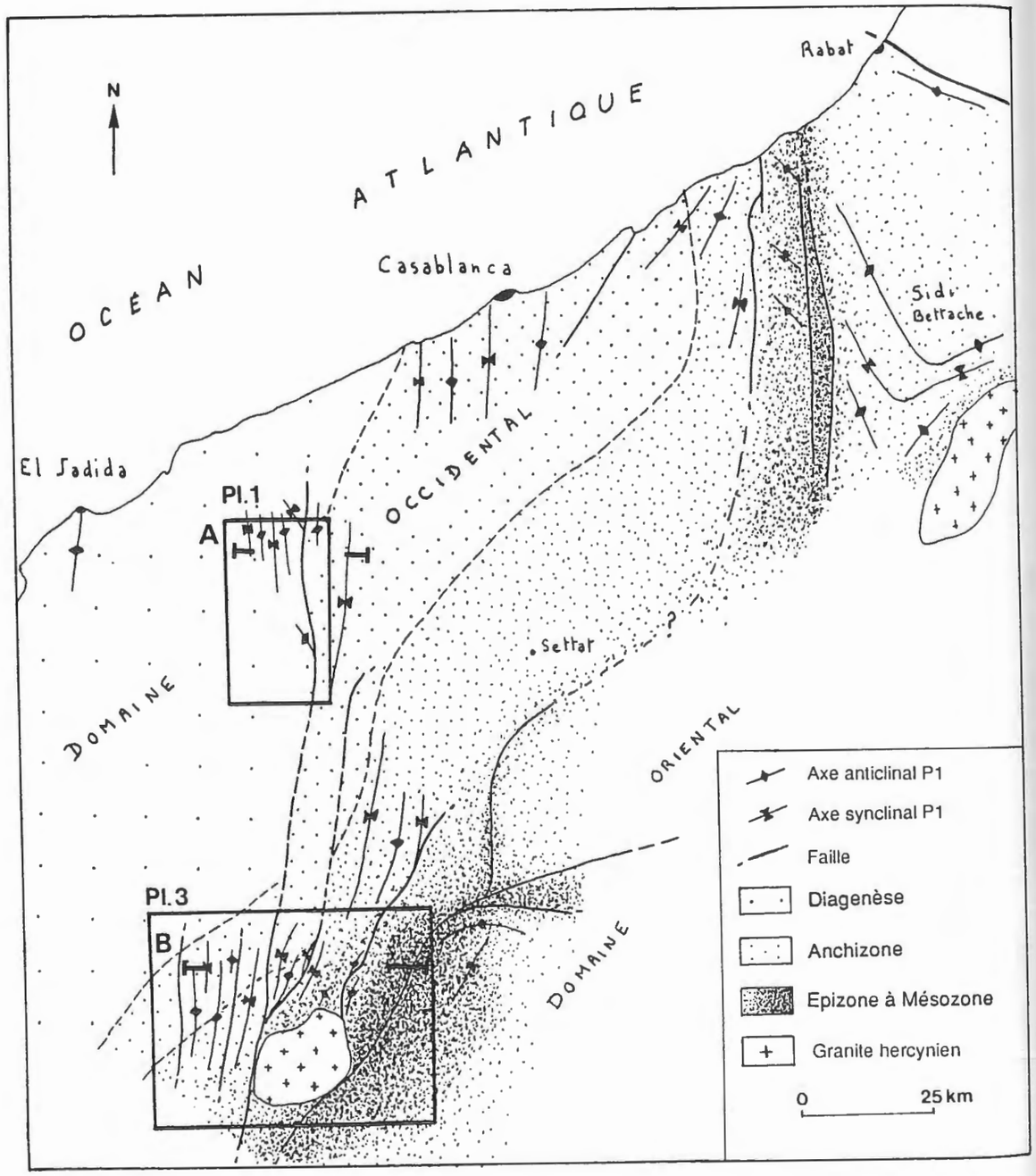


Fig. 58 : Zonéographie du métamorphisme en Meseta nord-occidentale; adaptée de Piqué (1979) et Wybrecht (1984)

CHAPITRE V: GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS HERCYNIENNES ET POST-HERCYNIENNES

I. DEFORMATION HERCYNIENNE DANS LE DOMAINE OCCIDENTAL AU-DESSUS DU FRONT SUPERIEUR DE LA SCHISTOSITE : UN EXEMPLE DE PLIS ASSOCIES A UN DECROCHEMENT DANS LA BASSE VALLEE DE L'OUED OUM ER RBIA EN BORDURE DU BASSIN DES DOUKKALA.

A l'Est d'El Jadida la plaine des Doukkala est entaillée par l'Oued Oum er Rbia, qui a creusé et dégagé les formations du Paléozoïque plissées et faillées pendant l'orogenèse hercynienne. Mis à part la cartographie de bonne qualité de Gigout (1954) et l'étude de Piqué (1979) sur la cristallinité de l'illite montrant l'absence de métamorphisme, cette région n'avait fait jusqu'ici l'objet d'aucune étude structurale d'ensemble. Les conditions d'observation y sont particulièrement favorables dans le secteur de la basse vallée de l'Oum er Rbia car les affluents de rive droite du fleuve permettent la réalisation de nombreuses coupes perpendiculaires aux plis (Pl. I h.-t.) facilitant l'étude de la géométrie des structures géologiques.

A. Evolution du style des plis P1 sur une transversale Est-Ouest (Oued Thiourighet-Oued Cheguigua) :

Dans ce secteur, la déformation se situe dans le niveau structural moyen-supérieur au-dessus du front supérieur de la schistosité et les plis sont de type concentrique. Le mécanisme de leur formation est la flexion qui s'accompagne de phénomènes de glissement banc sur banc et engendre des disharmonies au coeur des structures.

L'examen des coupes de la basse vallée de l'Oum er Rbia (Pl. I h.-t.) montre de manière particulièrement remarquable l'évolution du style du plissement d'Est en Ouest à travers le synclinorium d'Oulad Abbou. L'observation des déformations enregistrées par des terrains de lithologie identique et appartenant à un même niveau stratigraphique, tel que l'Ordovicien, constitué d'alternances de niveaux compétents gréseux et de niveaux incompétents pélitiques montre que le style des plis varie considérablement dès qu'on s'approche des failles de décrochement :

- à l'Est, aux environs d'Oulad Abbou, le plissement est à peine marqué par des ondulations de très faible amplitude et de demi-longueur d'onde plurikilométrique. Les plis ont des flancs très peu pentés et un angle d'ouverture très grand. Les axes sont horizontaux et leur orientation est subméridienne (N10). Les plans axiaux sont verticaux.

- en se déplaçant vers l'Ouest (Aïn Tolba), on note un resserrement progressif des plis dont la demi-longueur d'onde diminue mais reste encore kilométrique. Dans le même temps les plis dont l'orientation est toujours subméridienne et qui restent horizontaux montrent un plan axial avec un pendage bien marqué vers l'Ouest.

- plus à l'Ouest encore, en se rapprochant de l'Oum er Rbia (Fejaana), les plis sont très serrés avec une demi-longeur d'onde hectométrique ; leurs flancs sont fortement pentés, souvent même verticalisés ; la charnière des plis a un angle d'ouverture très faible qui leur confère une allure de plis en chevrons. Leur géométrie est celle de plis coniques ; les plans axiaux sont verticaux ; les axes de plis présentent une dispersion de N160 à N10 et des plongements variables de 0 à 40° vers le Nord ou vers le Sud. Une virgation des plis dont certains prennent une direction NW-SE commence à se manifester ; elle s'accentue en bordure immédiate de l'Oum er Rbia.

D'une manière générale, la variation de la géométrie du plissement observable le long de cette coupe traduit une *augmentation importante de l'intensité du serrage et du taux de raccourcissement en allant de l'Est vers l'Ouest.*

B. Cinématique des plis P1 : analyse des stries banc sur banc

Un relevé systématique des stries de glissement sur les surfaces des couches gréseuses a été réalisé dans le but de préciser la cinématique du plissement dans ce secteur. Le stéréogramme de la fig. 59 montre une dispersion des mesures qui forment deux familles, l'une autour de la direction E-W et l'autre autour de la direction N150. L'obliquité de ces dernières stries par rapport à l'axe moyen du plissement indique l'existence d'une composante de glissement banc sur banc non perpendiculaire à l'axe du plissement et témoigne d'un régime non cylindrique. Il ne s'agit donc pas d'un simple plissement concentrique obtenu par serrage pur irrotationnel dans lequel les stries sont toujours perpendiculaires à l'axe du pli (Gamond et Odonne, 1984). La combinaison de mouvements perpendiculaires et obliques à l'axe du pli serait alors responsable de la formation des deux familles de stries de glissement banc sur banc.

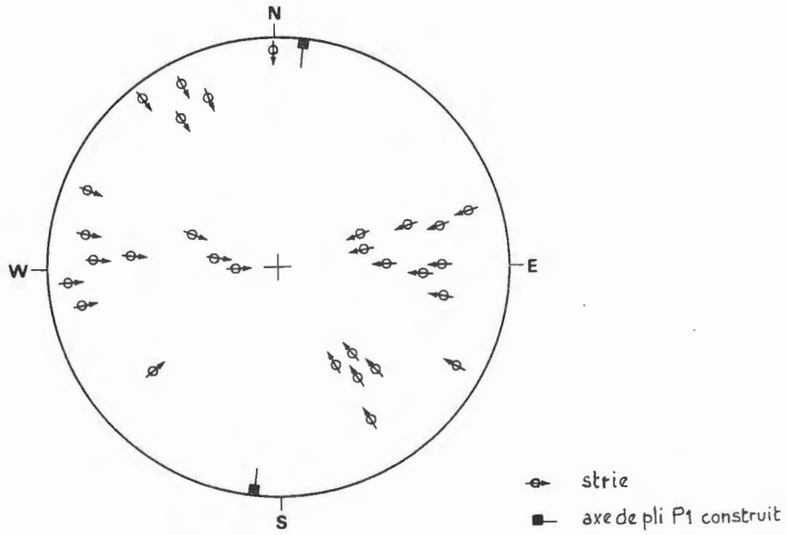


Fig.59 : Stéréogramme des stries de glissement banc sur banc dans la basse vallée de l'oued Oum er Rbia

Sur certaines surfaces de couches qui portent plusieurs stries de directions différentes, la chronologie relative indiquée par le recoupement des stries montre que celles qui sont orientées N150 sont antérieures à celles E-W. Ces observations suggèrent l'existence lors du plissement de mouvements engendrant des déplacements d'abord obliques aux axes des plis (Wegmann et Schaer, 1957). Il est intéressant de souligner que cette direction de glissement précurseur est parallèle à celle des plis en échelon distribués le long des grandes failles méridiennes.

Rais-Assa (1984) rapporte des observations similaires réalisées plus au Sud dans le synclinal d'Imfout (fig. 7). La dispersion des stries relevées sur les quartzites de la terminaison périsynclinale nord de ce synclinal indique selon cet auteur l'existence de contraintes non seulement perpendiculaires à l'axe du pli, orienté Nord-Sud, mais également obliques ou longitudinales.

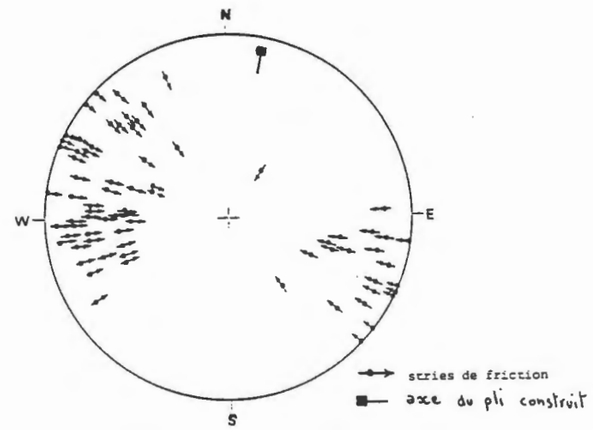


Fig. 60 : Stéréogramme des stries de glissement banc sur banc au coeur du synclinal d'Imfoût (Rais Assa, 1984)

C. Les failles

Elles forment un réseau subméridien sur lequel s'aligne une partie de la vallée de l'Oum er Rbia. Cartographiquement, ces failles enregistrent un jeu normal à regard Est (Pl. I h.-t.). Ce sont des failles en relais dont le tracé, presque rectiligne, peut se suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig.56).

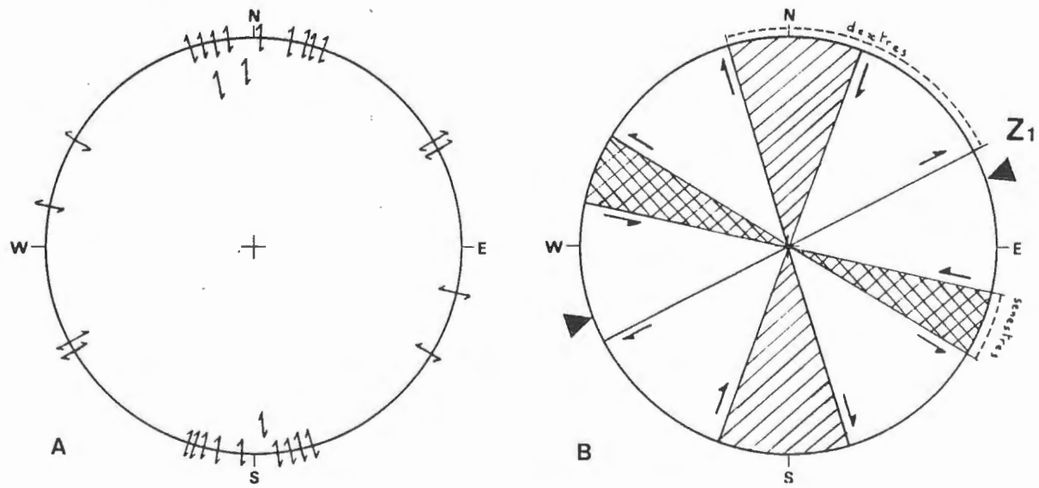


Fig. 61 : Les failles verticales dans la basse vallée de l'oued Oum er Rbia
A : stéréogramme des stries de friction
B : direction principale de raccourcissement tirée des déplacements relatifs observés sur les failles considérées comme synchrone

L'abondance des plans de failles subverticaux observables dans les zones bréchifiées qui jalonnent les accidents et la présence sur les miroirs de faille de striations subhorizontales indiquent que ces accidents ont joué en décrochement (fig.61).

Dans l'Oued Hennina, une des failles principales dont le pendage s'incline à l'Ouest d'environ 50° permet le chevauchement vers l'Est du compartiment occidental sur le compartiment oriental (Pl.I h.-t., coupes e et f; fig.62). Au NW de l'Aïn el Kerma, les couches du Dévonien sont renversées sous les terrains ordoviciens intensément plissés et chevauchants. Le jeu légèrement chevauchant vers l'Est de cette faille s'accorde avec le pendage ouest du plan axial des plis déja noté dans la description de la coupe de l'Oued Cheguiga.

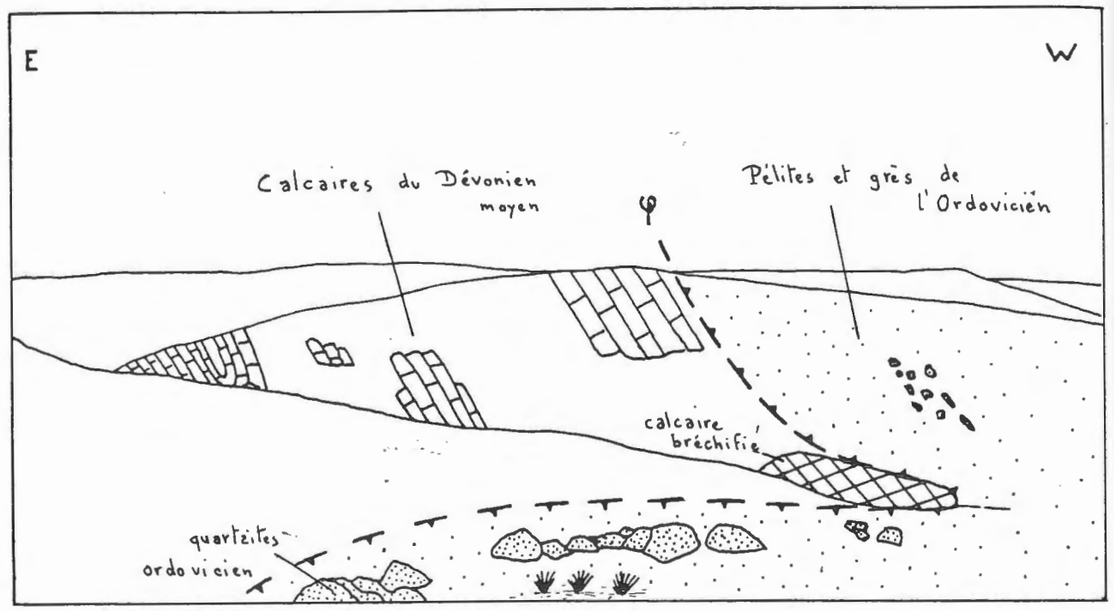


Fig.62 : Contact chevauchant vers l'Est au niveau de l'oued Hennina

D. Relation entre les failles et le plissement

Les coupes sériées (Pl.I h.-t) montrent qu'il y a coïncidence entre la présence de la zone faillée et l'apparition des plis en chevron affectant l'ensemble de la série cambro-ordoviciennne.

Les déformations paraissent donc s'être concentrées dans une bande allongée ou un couloir qui s'est individualisé lors du serrage hercynien. L'obliquité des plis en échelon immédiatement à l'Ouest est compatible avec les déplacements dextres indiqués par les stries relevées sur les plans de failles tout au long de ce couloir de déformation.

Cette relation étroite entre pli et mouvement décrochant le long des failles est confirmée par la superposition des mouvements banc sur banc lors de la formation des plis : le déplacement précoce le long des failles entraînant des glissements d'abord plus ou moins longitudinaux par rapport à la direction des plis. D'autre part la contemporanéité entre les plis P1 et les failles n'est contredite par aucun argument d'ordre stratigraphique et s'accorde avec les données recueillies dans l'ensemble du domaine occidental : *pendant la phase majeure hercynienne la déformation se concentre dans des zones privilégiées où se produisent des cisaillements décrochants.*

II. DEFORMATION ET METAMORPHISME HERCYNIENS DANS LE DOMAINE OCCIDENTAL SOUS LE FRONT SUPERIEUR DE LA SCHISTOSITE : ETUDE D'UNE TRANSVERSALE W-E DANS LES REHAMNA SUD-OCCIDENTAUX

La partie occidentale du massif paléozoïque des Rehamna est presque exclusivement constituée par les formations du Cambrien très épaisses et à lithologie monotone. Ces terrains sont peu déformés et peu métamorphiques à l'Ouest. La déformation s'accentue progressivement vers l'Est pour devenir maximale dans la partie orientale du môle côtier où l'âge des terrains métamorphiques s'échelonne entre le Précambrien et le Dévonien probables (voir stratigraphie).

Nous décrirons successivement le style de la déformation avec l'évolution du plissement et de la schistosité, puis le métamorphisme qui lui est associée.

A. L'évolution du style du plissement P1

- A l'Ouest, depuis les premiers affleurement de Paléozoïque de la région de Mtal, discordants sous les conglomérats du Stéphano-Autunien probable, jusqu'à l'accident du Draa Cheguig , le bâti est structuré par un faisceau de plis disposés en relais (fig.63). L'ossature des plis dans le Cambrien moyen est marquée par les niveaux gréseux durs que l'érosion différentielle a laissés en relief en creusant les terrains pélitiques plus tendres. D'Ouest en Est , on distingue : le synclinal d'Oulad Mira, l'anticlinal de Sidi Larbi Ben El Haj , le synclinal de Rouis, l'anticlinal de Mrija, le synclinal de Ben Lahousine, le synclinal de Tadla, le synclinal de Chaaba, l'anticlinal des Aït Taleb, le synclinal du Lakhdar, l'anticlinal de Roukaïna et le synclinal de Koubba .

L'orientation générale de ces plis est subméridienne (N5-N20), avec un plongement axial de 5 à 10° vers le Nord. L'amplitude et la demi-longueur d'onde est plurikilométrique. Les plis sont droits ou légèrement déjetés vers l'Ouest. Leur géométrie est particulière avec des flancs raides et une voûte plus ou moins plane qui leur confère un aspect coffré caractéristique (fig.64). Leur terminaison périclinale est souvent conique (anticlinal de Roukaïna, anticlinal de Mrija) ou à apex très évasé (anticlinal de Sidi Larbi Ben el Haj). Leur surface axiale assez régulière et plane à l'Ouest présente une forme arquée dès qu'on se rapproche de la faille majeure du Lakhdar.

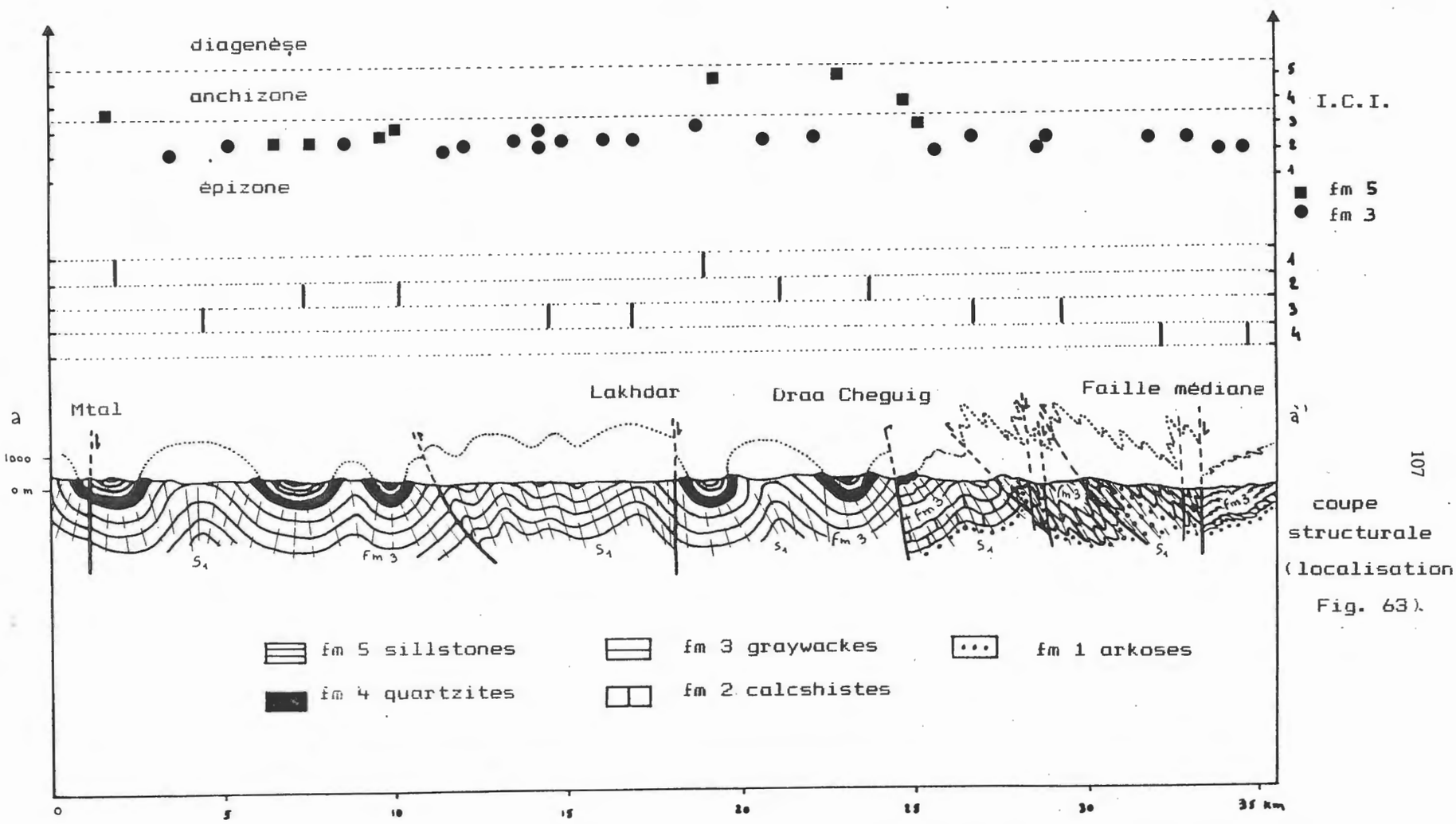
A l'Est de cette grande faille, si le style des plis reste sensiblement le même (fig.64), leur répartition cartographique (fig.63) change considérablement: anticlinaux et synclinaux du Lakhdar, Roukaïna, Koubba et Kaou-Kaou convergent tous vers le Sud comme s'ils étaient pincés entre la faille et le granite de Sebt Brikiine ; la forme amygdalaire de cet ensemble est encore accentuée par la faille tardive de Draa Cheguig (Pl.II h.-t.).

Au point de vue cinématique, ce sont des plis de type concentrique-aplati : les mécanismes du plissement sont la flexion et l'aplatissement. Dans les niveaux stratigraphiques les plus élevés au coeur des structures synclinales et principalement dans les niveaux gréseux les plus compétents (formations 4b et 6), les fentes à l'extra-dos et les stries de glissement banc sur banc témoignent du régime de la flexion. Au coeur des structures anticlinales et dans les niveaux stratigraphiques les plus bas et les moins compétents (formations 3a et c), le régime est l'aplatissement: il se traduit par l'apparition d'une schistosité de plan axial disposée en éventail ouvert dans les structures (fig.64).

- A l'Est de l'accident du Draa Cheguig et jusqu'à la faille médiane, on note un changement considérable dans le style du plissement. D'Ouest en Est on distingue le synclinal du Kaou-Kaou, l'anticlinal du Koudiat el Hamra et l'anticlinorium de Lalla Moucha. Les plis sont

Crétacé
Permo-Trias
Paléozoïque
Granite hercynien
Dolérite (δ) post-hercynienne
Axe anticlinal P1
Axe synclinal P1
Axe anticlinal P2
Axe synclinal P2
Chevauchement
Faille tardive
Décrochement
0 5km

Fig. 63 : Schéma structural des Rehamna sud-occidentaux



coupe structurale (localisation Fig. 63).

Fig. 64 : Variations de l'indice de cristallinité de l'illite, de la typologie de la schistosité et du style du plissement sur une transversale E-W dans les Rehamna sud-occidentaux

fortement arqués: leur orientation passe de N30-N40 au Nord à N140-160 au Sud à proximité du granite de Sebt Brikiine. Le plongement de l'axe des plis est également accentué (5-10°N à 15-20°N) à l'approche du batholite granitique dont la présence en profondeur pourrait avoir guidé la formation des plis. L'amplitude et surtout la demi-longueur d'onde diminuent considérablement, elle est d'ordre kilomètrique et même hectométrique à proximité de la faille médiane (fig.64). Les plis sont fortement dissymétriques avec un déversement prononcé vers l'Ouest. Ce sont des plis anisopaques à charnières épaissies et flancs étirés. Le mécanisme est l'aplatissement avec une schistosité de plan axial très pénétrative qui affecte même les niveaux gréseux les plus compétents (fig.65).

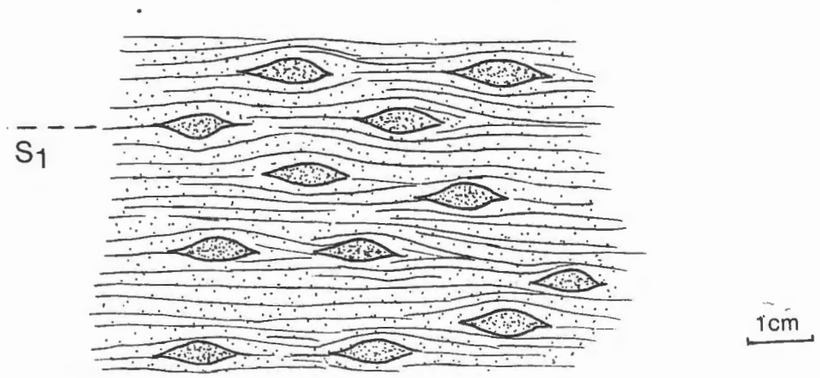


Fig.65 : Déformation des tubes d'organismes fouisseurs dans les plans de la schistosité S1 (observés à la surface des bancs de la formation 4b du syncinal du Kaou-Kaou)

Un autre trait caractéristique de cette zone est l'apparition dans les formations arkosiques d'une *linéation d'étirement* parallèlement à l'axe b des plis, marquée par l'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques, et dans les micaschistes d'une *linéation minérale* également parallèle à l'axe b des plis (fig.66).

- *A l'Est de la faille médiane et jusqu'à la zone de cisaillement des Ouled Zednes,* on entre dans le domaine central où le régime de la déformation est caractérisé essentiellement par des cisaillements ductiles et qui sera étudié séparément en raison de son caractère particulier.

La variation dans le style du plissement que l'on peut observer d'Ouest en Est traduit un changement des mécanismes de la déformation au sein du niveau structural inférieur : on passe d'un domaine où le mécanisme du plissement est la flexion et l'aplatissement (à l'Ouest), à un domaine où le mécanisme est l'aplatissement (à l'Est).

La profondeur d'enfouissement ne permet pas à elle seule d'expliquer cette différence de comportement puisque la déformation plicative affecte les mêmes niveaux stratigraphiques à l'Ouest comme à l'Est du secteur. Par contre la position structurale parait déterminante dans la répartition du style du plissement. La diminution progressive et importante de la demi-longueur d'onde des plis, qui reflète le raccourcissement enregistré par la couverture sédimentaire, traduit une intensification du serrage vers l'Est.

La différence d'épaisseur de la pile sédimentaire qui diminue considérablement vers l'Est du secteur pourrait également être un facteur de contrôle du style du plissement. En effet, Biot (1961), Donath et Parker (1964) et Cunie *et al.*,1962 (in Dahlstrom, 1970) ont montré que la longueur d'onde du plissement est déterminée par l'épaisseur d'une unité plissée alors que l'amplitude est contrôlée uniquement par la déformation et non par la stratigraphie. Or dans la

partie stratigraphique il a été déjà démontré que les formations du Cambrien s'épaississent de façon notable vers l'Ouest où précisément la demi-longueur d'onde des plis est la plus grande.

Enfin le rôle du facteur thermique non négligeable lui aussi sera discuté lorsque nous aborderons le métamorphisme.

B. Evolution de la schistosité S1

Afin de suivre l'évolution de la déformation synschisteuse (fig.66), quatre types de schistosité correspondant à des stades de développement différent ont été définis (fig.67). La répartition de ces quatre différents types de schistosité a été étudiée pour mettre en évidence les variations de la schistification à l'échelle régionale. Cette étude a été réalisée à partir de l'observation en lame mince d'échantillons récoltés dans un matériel à lithologie relativement homogène dans les assises du Cambrien moyen.

1) la typologie de la schistosité

La classification choisie est basée sur des critères de reconnaissance morphologique simples, tirés de l'observation au microscope optique de lames taillées perpendiculairement à la schistosité suivant les travaux de C. Le Corre (1978), A. Piqué (1979) et E. Wybrecht (1984) qui ont utilisé une méthode comparable au cours d'études à caractère régional.Les roches étudiées présentent une lithologie particulièrement favorable au développement de la schistosité. Il s'agit d'un matériel silicoclastique à granulométrie fine prélevé dans les niveaux silto-graywackeux du Cambrien moyen dont les faciès pétrographiques présentent une bonne homogénéité avec un pourcentage de matrice élevé.

Les quatre types principaux de schistosité (fig.67) sont décrits dans un ordre d'intensité croissante de la déformation :

type 1 : schistosité de dissolution naissante . Elle est marquée par la présence d'un clivage discontinu et irrégulièrement espacé, matérialisé par une concentration des opaques dans les microfissures. Il n'y a pas de recristallisation visible, ni de déformation intime des minéraux (absence de fabrique de forme). Seules quelques rotations mécaniques des phyllites sédimentaires sont observables. La stratification reste l'anisotropie principale de la roche.

type 2 : schistosité de dissolution évoluée . Les plans de clivage sont presque continus et plus ou moins anastomosés, d'un espacement de 100 microns. Ils délimitent des microlithons de forme irrégulière. On observe de nombreuses rotations mécaniques et des "kniks" dans les phyllites sédimentaires. Un début de néocristallisation (séricite) apparaît parallèlement aux plans de schistosité. Une légère fabrique de forme affecte les grains de quartz qui ont une forme allongée en limite des microlithons. La stratification est préservée à l'intérieur des microlithons.

type 3 : schistosité de flux naissante . Elle est très pénétrative, mais les microlithons sont encore discernables. La stratification n'est plus visible. Les néocristallisations sont abondantes (séricite, chlorite) et la lame présente une extinction globale. La fabrique de forme est généralisée. Les grains de quartz sont allongés dans la schistosité et présentent des ombres de pression. La schistosité est l'anisotropie principale de la roche.

type 4 : schistosité de flux évoluée . On ne distingue plus de microlithons et la roche présente une véritable foliation métamorphique. Elle est finement litée avec une alternance de feuillets de composition minéralogique différente (lits phylliteux et lits quartzeux). La recristallisation est totale avec des néoformations importantes (muscovites, biotites, grenats). La fabrique de forme est générale et les minéraux se disposent parallèlement à la foliation métamorphique. La schistosité est la seule anisotropie de la roche.

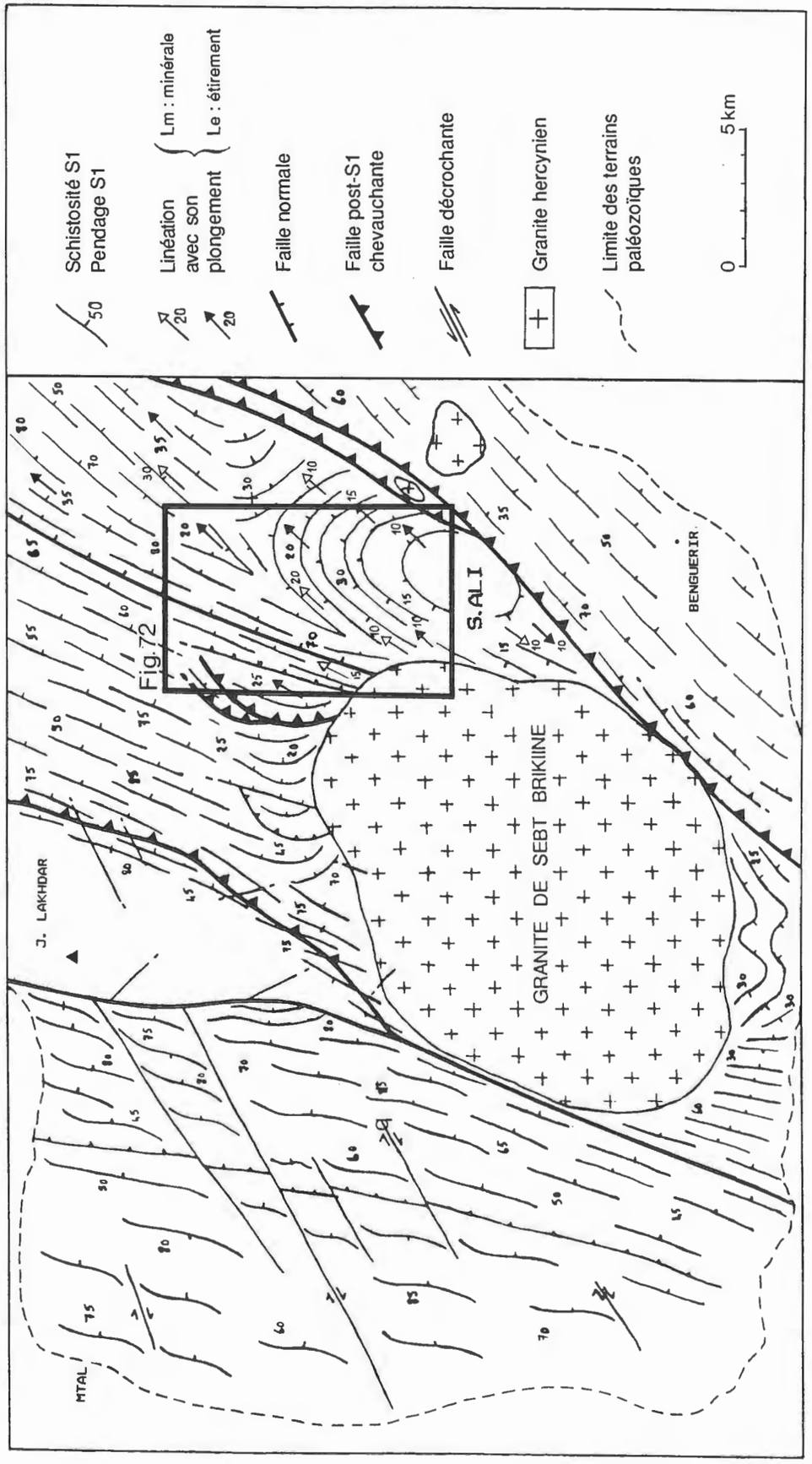
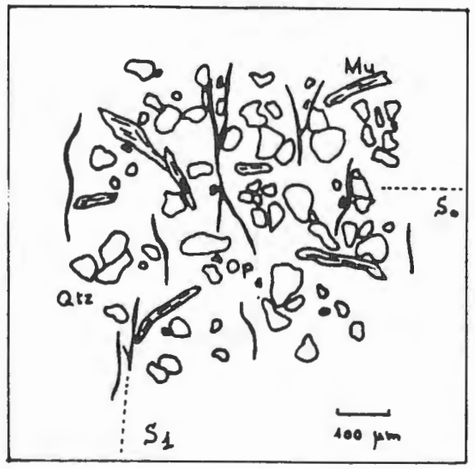
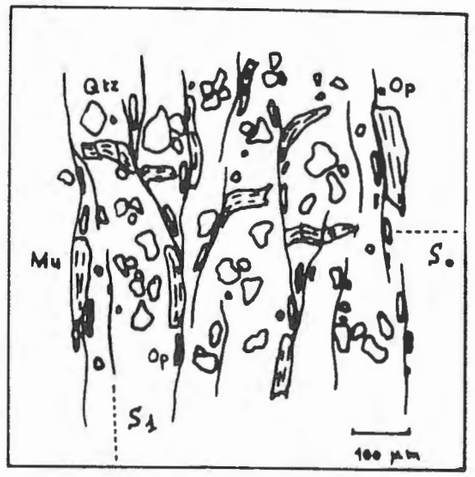


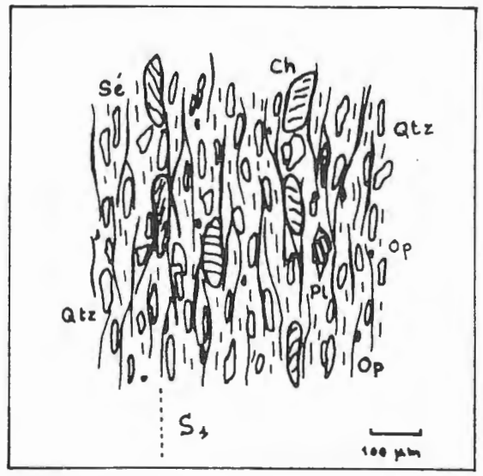
Fig. 66 : Carte de la schistosité S1 et des linéations Le dans les Rchamna sud-occcidentaux



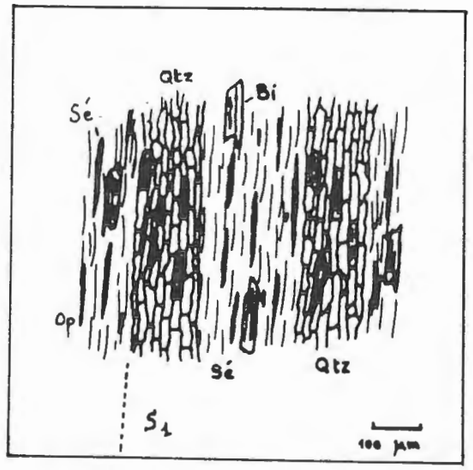
TYPE 1 : schistosité de dissolution naissante



TYPE 2 : schistosité de dissolution évoluée



TYPE 3 : schistosité de flux naissante



TYPE 4 : schistosité de flux évoluée

Qtz : quartz
Op : opaque
Bi : biotite

Ch : chlorite
Sé : séricite
Mu : muscovite

So : plan de stratification
S1 : plan de schistosité

Fig. 67 : Les quatre types de la schistosité

LABO. ... DU DÉL. ... PALÉONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12422

2) la répartition de la schistosité

La localisation des différents types de schistosité sur la coupe aa' (fig.64) montre qu'ils ont une répartition originale :

- *à lithologie équivalente*, les roches appartenant à un niveau stratigraphique inférieur présentent un stade d'évolution de la schistosité plus prononcé que celles qui appartiennent à un niveau stratigraphique plus élevé. Ce fait souligne l'existence d'un gradient vertical, lié à l'enfouissement.

- *à profondeur égale*, c'est-à-dire pour un même niveau stratigraphique et toujours à lithologie équivalente, il apparaît un accroissement progressif de la déformation synschisteuse vers l'Est. Il existe donc également un gradient horizontal, que nous attribuons au serrage tectonique plus important à l'Est.

- enfin, la variation régionale de l'intensité de la schistification est compliquée par des *anomalies locales* liées à la présence de failles tardives dont le jeu vertical est parfois important. C'est le cas de la faille du Lakhdar qui par son jeu vertical de plusieurs milliers de mètres perturbe de manière très nette la répartition de la schistosité, qui est très différemment exprimée de part et autre de la faille.

D'une manière générale, hormis les anomalies locales engendrées par les accidents tardifs, le developpement de la schistosité régionale semble donc lié à la fois à *un gradient vertical*, fonction de la profondeur, et *un gradient horizontal,* qui se traduit par une augmentation de l'intensité de la déformation vers l'Est.

C. Etude du métamorphisme de faible intensité grâce à la cristallinité de l'illite

Pour décrire l'évolution du métamorphisme de faible intensité qui caractérise la majeure partie des Rehamna sud-occidentaux, nous avons utilisé la méthode désormais classique de détermination de l'indice de cristallinité de l'illite (Weaver, 1960 ; Kubler, 1964-1968 ; Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Esquevin, 1969).

Les échantillons ont d'abord été broyés, puis la séparation de la phase argileuse a été réalisée par suspension. La fraction fine de la roche (inférieure à 2 microns) a été ensuite analysée aux rayons X. Les minéraux du groupe de l'illite sont identifiables sur les diagrammes de diffraction par leur pic à 10 Å. L'indice de cristallinité de l'illite correspond à la largeur du pic mesurée à mi-hauteur en millimètres.

La variation de l'indice obtenu reflète des modifications cristallochimiques, liées à l'absorption de chaleur, qui se produisent dans les premiers stades d'apparition du métamorphisme en relation avec l'élévation de la température. Le domaine de la diagenèse est caractérisé par une largeur du pic à mi-hauteur supérieure à 5,5 mm, celui de l'anchimétamorphisme est compris entre 3,5 et 5,5 mm et on passe dans le domaine de l'épizone pour une largeur inférieure à 3,5 mm (Dunoyer de Segonzac, 1969).

D'autres facteurs modifient la cristallinité de l'illite, en particulier la lithologie, l'environnement paléogéographique et l'enfouissemnent. Afin de cerner le plus précisément possible les paramètres qui interviennent dans la variation régionale de l'indice de cristallinité de l'illite, nous avons analysé uniquement des échantillons de lithologie identique et appartenant à un même niveau stratigraphique provenant des formations silto-graywackeuses du Cambrien moyen (fig.68).

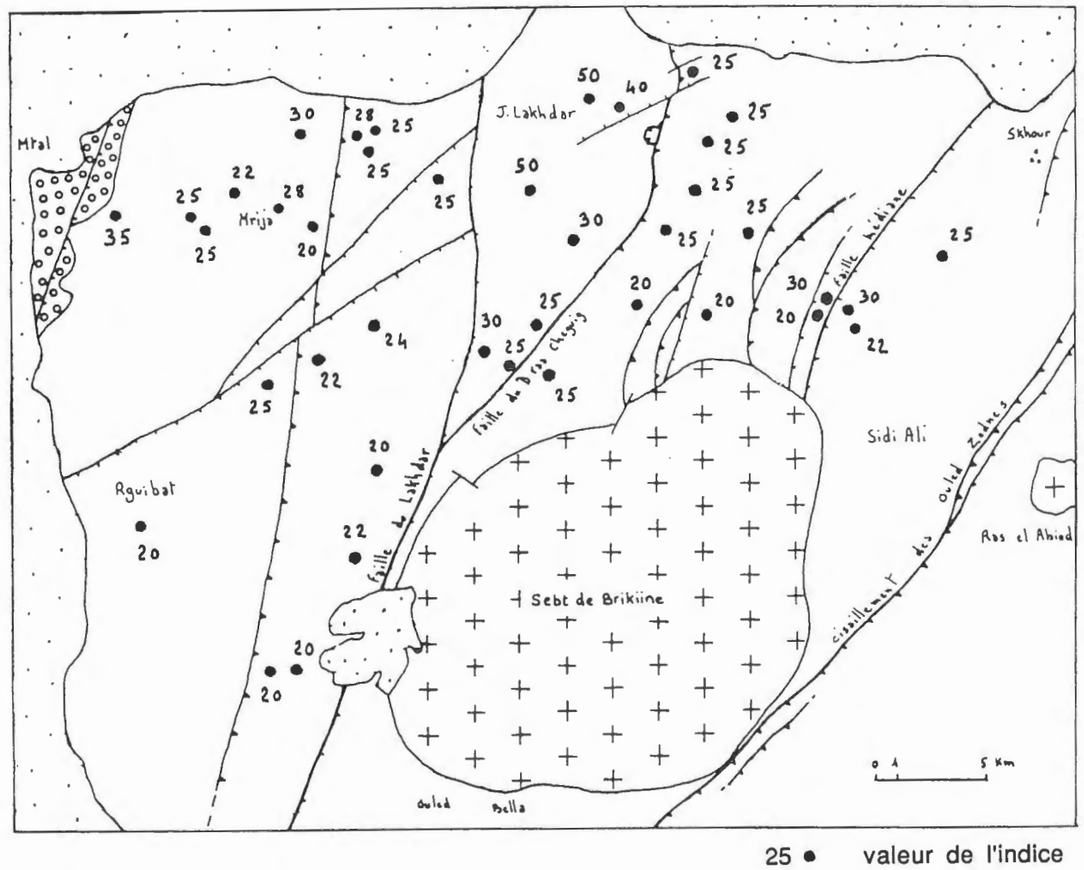


Fig.68 : Localisation des échantillons analysés pour la cristallinité de l'illite

1) caractérisation des illites par la méthode d'Esquevin (1969)

Le report des mesures sur le diagramme (fig.69), où la cristallinité de l'illite est représentée par la largeur du pic 001 mesuré à mi-hauteur en fonction du rapport de l'intensité des pics 002 et 001, fait ressortir de grandes variations des valeurs de l'intensité de cristallinité de l'illite. Il apparaît des différences de l'intensité du métamorphisme qui s'étend du domaine de l'anchizone, caractérisé par une largeur du pic à la mi-hauteur supérieure à 5,5 , à celui de l'épizone, caractérisé par une largeur du pic à mi-hauteur inférieure à 3,5. *La majorité des valeurs se localise dans l'épizone.*

Le rapport entre l'intensité du pic 002 et 001 indique d'autrepart que les minéraux phylliteux sont plutôt alumineux (rapport inférieur à 3) ce qui reflète assez fidèlement le degré d'évolution du sédiment (Esquevin, 1969).

Enfin le nuage de points obtenu ne permet pas de corrélation évidente entre l'indice de cristallinité de l'illite et le rapport entre l'intensité du pic 002 et 001.

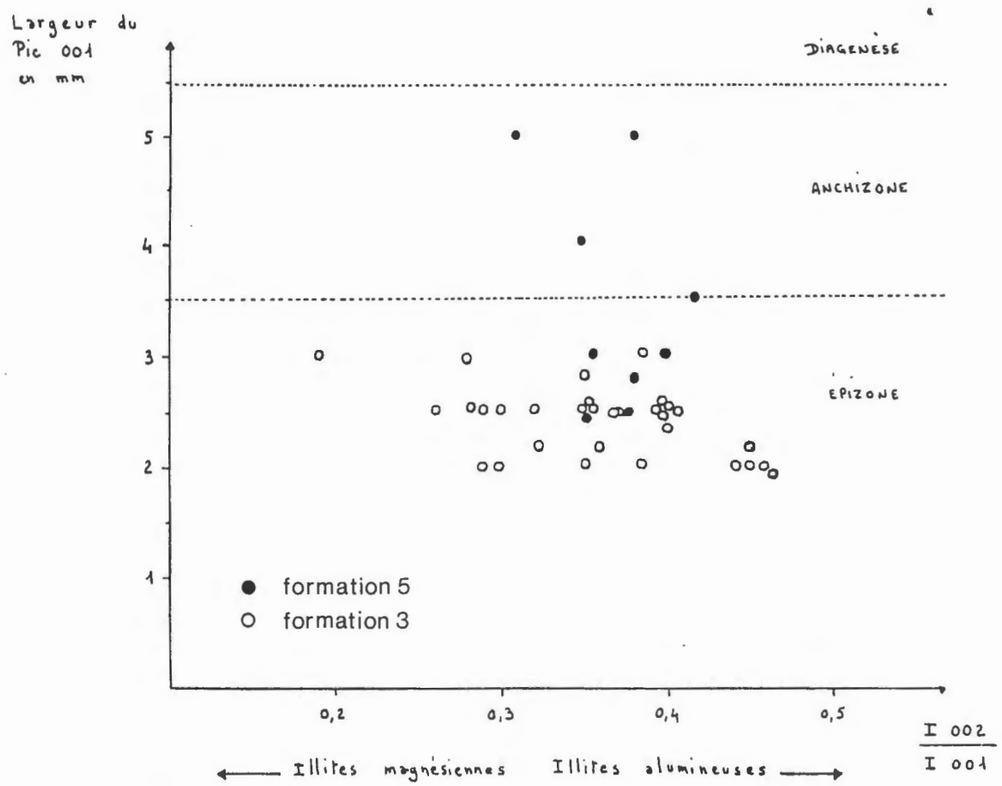


Fig.69 : Cristallinité des illites; caractérisation selon la méthode d'Esquevin.
(échantillons récoltés dans les Rehamna sud-occidentaux)

2) évolution de l'indice de cristallinité de l'illite sur la transversale E-W

A part quelques valeurs localisées dans le domaine de l'anchizone, la répartition des indices sur la coupe aa' (fig.64) montre un regroupement très net des valeurs dans une bande comprise entre 2 et 3,5 mm correspondant à l'épizone supérieure.

L'allure générale de la distribution des indices de cristallinité des illites souligne l'influence de l'enfouissement: à lithologie équivalente les roches situées dans un niveau stratigraphique supérieur ont un indice de cristallinité plus élevé que les roches situées dans un niveau stratigraphique inférieur.

3) zonéographie du métamorphisme basée sur la cristallinité de l'illite

Réalisée sur l'ensemble de la Meseta nord-occidentale par Piqué (1979) et Wybrecht (1984), elle montre une nette obliquité des lignes d'isocristallinité par rapport aux structures principales (fig.58). L'enfouissement ne peut donc à lui seul être tenu pour responsable de la répartition régionale de l'indice de cristallinité de l'illite. Il faut alors envisager l'existence d'un gradient thermique qui se traduit dans les Rehamna par une augmentation du flux thermique vers le Sud-Est.

D. Conclusions

A partir de méthodes qualitatives (style du plissement, typologie de la schistosité) et quantitative (indice de cristallinité de l'illite), nous avons pu apprécier l'intensité de la déformation et du métamorphisme et observer leur variation régionale de Mtal à la "faille médiane".

En ce qui concerne le plissement, nous avons constaté un changement dans le style de la déformation avec le passage de plis concentriques-aplatis et de grande longueur d'onde, à l'Ouest, à des plis isoclinaux aplatis et très serrés, à l'Est. Nous avons noté *le rôle de l'épaisseur de la pile sédimentaire sur le plissement et l'accentuation du serrage vers l'Est.*

La schistosité qui accompagne le plissement montre aussi dans le détail une évolution prograde vers l'Est. Cette *polarité tectonique* est également marquée par le déversement des plis de plus en plus prononcé vers l'Ouest alors que le pendage de la schistosité est de moins en moins penté vers l'Est.

L'accroissement de la schistification se fait parallèlement à celui du métamorphisme que nous avons évalué grâce à l'indice de cristallinité des illites. En plus de *l'enfouissement des séries* dont le rôle a été clairement mis en évidence, *le gradient thermique* contrôle la répartition de la déformation à l'intérieur du môle côtier. *L'évolution de la déformation et du métamorphisme peut se suivre de façon progressive et continue avec une progradation de l'Ouest vers l'Est.*

III. DEFORMATION ET METAMORPHISME HERCYNIENS EN BORDURE ORIENTALE DU DOMAINE OCCIDENTAL : LA BANDE DE CISAILLEMENT DUCTILE DES OULED ZEDNES (REHAMNACENTRAUX)

La limite orientale du domaine occidental est caractérisée par une culmination de la déformation et du métamorphisme hercyniens (fig.58). Dans le massif paléozoïque des Rehamna, cette zone est très large puisqu'elle englobe l'ensemble des Rehamna centraux à l'Est de la faille médiane et la partie occidentale des Rehamna orientaux au-delà de la bande de cisaillement ductile des Ouled Zednes (fig. 70). L'analyse des déformations ductiles synmétamorphes a fourni des données nouvelles (Corsini *et al.*, 1988) qui permettent de proposer un modèle différent par rapport à celui des auteurs précédents.

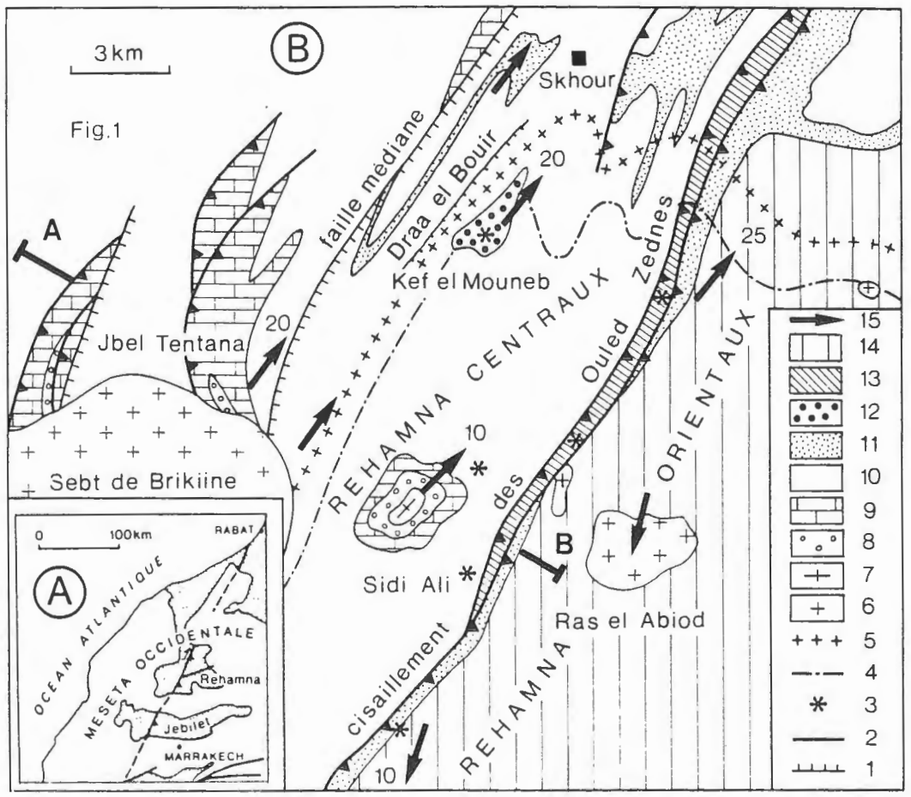


Fig.70 : A. Localisation des Rehamna centraux
B. Carte géologique des Rehamna centraux d'après Michard *et al.* (1982) modifiée

1, faille tardive; 2, chevauchements ductiles; 3, disthène et staurotide post-cinématique; 4, grenat +; 5, biotite +; 6, granite hercynien; 7, rhyolites du Précambrien probable; 8 et 9, arkoses et calcschistes du Cambrien inférieur probable; 10, schistes et micaschistes du Cambro-ordovicien probable; 11, quartzites de l'Ordovicien probable; 12, conglomérats du Dévonien probable; 13, schistes, quartzites, calcaires et conglomérats du Siluro-Dévonien probable; 14, micaschistes, et métavolcanites du Carbonifère probable; 15, linéation d'étirement dans S1 (à l'Est des Ouled Zednes d'après Lagarde et Michard, 1986); **AB** : coupe de la figure 71.

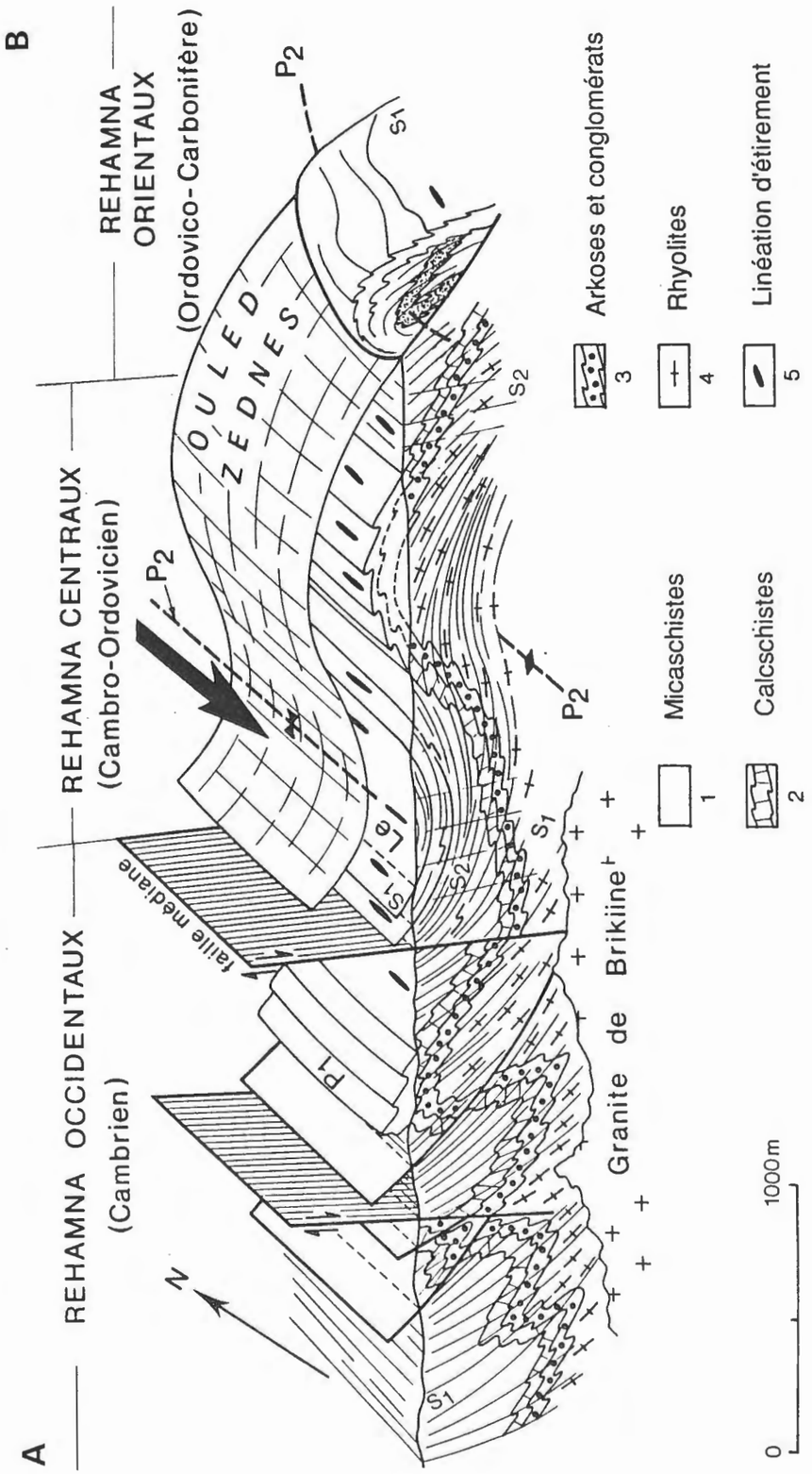


Fig. 71 : Tectonogramme semi-interprétatif des Rehamna centraux

A. Caractères de la déformation plicative

Cette région est caractérisée par une déformation polyphasée

1) les plis P1 : entre la faille médiane et la bande des Ouled Zednes, les terrains attribués au Cambro-Ordovicien dessinent une mégastructure anticlinoriale déversée à l'WNW au coeur de laquelle affleure les métarhyolites du Précambrien ou Cambrien inférieur probable (voir stratigraphie). Les plis sont isoclinaux et soulignés par une schistosité de flux S1 (fig.71) avec des néocristallisations métamorphiques de micas, quartz, grenat, staurotide et disthène. Les charnières de pli sont relativement rares et on observe la transposition quasi-totale de la stratification dans la schistosité.

2) les plis P2 : une deuxième phase de plissement, coaxiale des P1, est caractérisée par des plis droits à grand rayon de courbure d'orientation NE-SW. Ces plis P2 replissent la schistosité S1 et déforment les isogrades du métamorphisme. Ils s'accompagnent d'une schistosité de crénulation S2 de plan axial, subverticale ou à fort pendage Est ; cette schistosité S2 qui apparaît progressivement vers l'Est est déjà marquée dans le secteur du Jbel Tentana (fig.72).

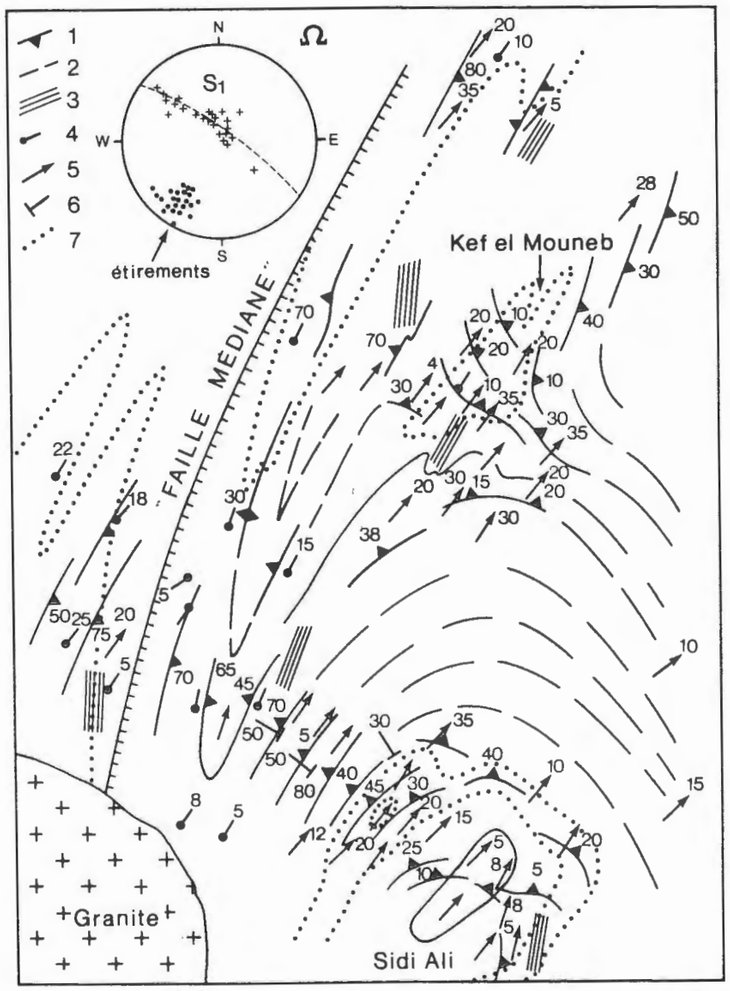


Fig.72 : Carte des schistosités et des linéations dans le secteur de Sidi Ali.
1, S1; 2, S1 extrapolée; 3, S2; 4, L_1^0 ; 5,Le; 6,boudinage; 7, So.

B. La déformation cisaillante

1) l'étirement : la schistosité S1 porte une linéation d'étirement de direction N30-N40 dont le plongement nord s'accentue en allant du Sud (10 à 15°) au Nord (20 à 30°) et qui est parallèle aux linéations d'intersection Lo (intersection de la stratification et de la schistosité S1). Cet étirement est marqué (fig.72) par :

- l'allongement des galets dans les conglomérats de Sidi Ali et du Kef el Mouneb (Pl. photo I; 1, 2, 3 et 4), des agrégats quartzo-feldspathiques dans les arkoses de Sidi Ali et du Jbel Tentana (Pl. photo.IV; 3 et 4), des grains de quartz dans les roches quartzitiques avec formation de structures en baguettes (rods).

- l'orientation préférentielle des cristallisations syncinématiques en zone abritée (ombre de pression) sur les porphyroblastes de pyrite, grenat et feldspath (Pl. photo.V; 1, 2, 3 et 4).

- le boudinage des niveaux compétents : filons de quartz et d'amphibolite dans les micaschistes, niveaux gréseux dans les calcschistes. Les bandes de striction qui segmentent les boudins (fig.73) ont une orientation sub-orthogonale aux linéations régionales.

- les plis en fourreaux observables à la périphérie du dôme de Sidi Ali (fig.74).

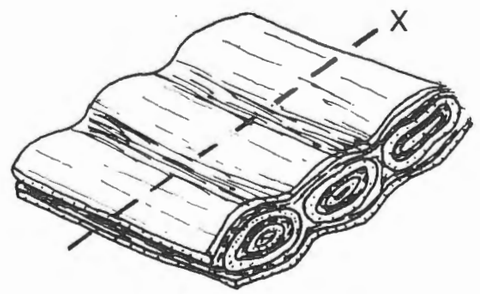


Fig.73 : Boudinage des niveaux gréseux dans les calcschistes de la formation 2

2) la composante non coaxiale rotationnelle : de nombreux critères de cisaillement ont pu être observés, ils soulignent le caractère non coaxial rotationnel de la déformation :

- les cristallisations en zones abritées dissymétriques autour des phénoblastes de feldspath, de grenat et de pyrite (Pl. photo.IV; 3 et 4; V; 1, 2, 3 et 4).

- les figures d'enroulement dans les grenats hélicitiques à inclusions de quartz sigmoïdes et spiralées (Pl. photo.V; 3).

- le tronçonnement des phénoblastes de feldspath par des cisaillements intracristallins antithétiques du mouvement général (Pl. photo.IV; 4).

- les structures en C/S dans les arkoses (Pl. photo V, 4)

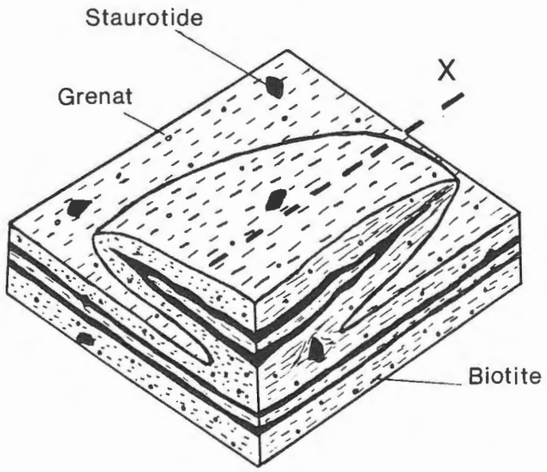


Fig.74 : Pli en fourreau dans les micaschistes de la formation 3

L'analyse de ces différents critères de mouvement montre que le plan de cisaillement associé à cette déformation est peu éloigné du plan de foliation et que les glissements dans la schistosité S1 s'inversent d'un flanc à l'autre des plis P2. Ils sont dextres quand la S1 est pentée à l'ESE, horizontaux vers le SW quand la S1 est plate et senestres quand la S1 est pentée à l'WNW. *Les cisaillements se sont donc produits avant la deuxième phase de plissement P2* .

D'autre part la symétrie des plis P2 et l'attitude subverticale de leur plan axial indiquent *un pendage initial de la S1 subhorizontal à faiblement penté à l'ESE*. La zone de cisaillement des Rehamna centraux devait donc avoir également un pendage initial très faible. Son pendage actuel plus fort est dû au plissement ultérieur de cette zone pendant la phase P2 (structuration en antiforme).

C. Le métamorphisme et ses relations avec la déformation cisaillante

1) chronologie :

a) *la phase paroxysmale :* Dans les Rehamna, l'intensité du métamorphisme lié à la phase P1 croît d'Ouest en Est dans le domaine occidental, où on passe progressivement de l'anchizone à l'épizone avec la néoformation de chlorite et de séricite dans les plans de schistosité S1. A la limite orientale du domaine occidental, l'intensité du métamorphisme augmente encore et on atteint les paragenèses mésozonales avec la cristallisation de muscovite, biotite, grenat, staurotide et disthène.

Des observations microstructurales permettent de préciser les relations qui existent entre les différentes cristallogénèses métamorphiques et les épisodes de la déformation correspondant :

- dans les micaschistes la plupart des grenats présentent des inclusions hélicitiques sigmoïdes (Pl. photo.V; 3) qui prolongent sans discontinuité la schistosité de flux S1 et confirment *la croissance syncinématique des blastes de grenat lors de la phase P1* .

- d'autres grenats, localisés plus précisément dans les micaschistes qui se trouvent à la périphérie des terrains les plus anciens de Sidi Ali, renferment également des inclusions; mais celles-ci sont rectilignes et ont une orientation tout à fait quelconque par rapport à la S1 qui moule les blastes (Pl. photo.V; 4). Ils montrent que la porphyroblastèse s'est poursuivie après l'acquisition de la S1 et que les blastes de grenat ont subit une rotation passive dans la schistosité S1. *La fin de la schistogénèse est donc marquée par des glissements intrafoliaires dans la schistosité S1.*

- la staurotide et le disthène se disposent sans orientation préférentielle et recoupent indifféremment la schistosité S1. Les inclusions qu'ils renferment sont en continuité avec cette dernière (Pl. photo.IV; 1). Ils se sont donc développés de manière statique. Cette *porphyroblastèse tardive* semble correspondre à un stade de *paroxysme thermique* du métamorphisme synschisteux S1.

b) *la phase rétromorphique :* la présence de séricite et de chlorite qui ont cristallisé dans les plans de la schistosité de crénulation S2 (Pl. photo.IV; 2) indique que la phase de déformation P2 s'accompagne d'un épimétamorphisme.

c) *le métamorphisme de contact :* des phénocristaux d'andalousite idiomorphe, sécants sur la schistosité S1, se rencontrent à Sidi Ali à proximité du batholite granitique de Sebt Brikiine. Ils sont vraisemblablement liés au métamorphisme thermique qui s'est développé lors de la mise en place tardive des granites.

2) répartition des isogrades

La zonation minérale métamorphique observée dans les Rehamna centraux montre (fig.70) que les isogrades se disposent approximativement de manière concentrique autour des affleurements des terrains les plus anciens dans la région de Sidi Ali. Une telle disposition confirme que la structuration de cette région en antiforme s'est faîte pendant la phase de pli P2 postérieurement au métamorphisme paroxysmal associé à la phase de pli P1.

Le disthène et la staurotide jalonnent la zone des Ouled Zednes soulignant ainsi la zone dans laquelle se sont concentrés les cisaillements ductiles à la base des unités orientales chevauchantes. Au Kef el Mouneb (fig.70) le disthène se place au sommet de la pile cisaillée, structuralement au dessus de la zone à biotite et grenat. Cet îlot à pic de métamorphisme élevé témoigne de la prolongation probable en altitude de la zone de cisaillement vers l'Ouest, c'est à dire du chevauchement des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux (fig.71).

D. Modèle cinématique des déformations

L'analyse de la déformation ductile et du métamorphisme dans les Rehamna centraux montre le *caractère nettement cisaillant* de la déformation hercynienne lors de la phase P1 à laquelle sont associés la schistosité S1 et le métamorphisme paroxysmal. La schistosité S1 apparaît comme très faiblement pentée avant d'être replissée par les plis P2. L'asymétrie des marqueurs de la déformation indique *un régime cisaillant non coaxial et rotationnel.* La linéation d'étirement portée par les plans de la schistosité S1 a une direction N30-N40 qui peut être assimilée à la direction générale de transport étant donné l'intensité de la déformation ductile. Les critères de sens de mouvement indiquent que *les déplacements se sont effectués du NE vers le SW.*

La trace actuelle du cisaillement ductile majeur correspond à la bande des Ouled Zednes où coïncident métamorphisme et déformation maximaux. Les affleurements du Kef el Mouneb en constituent un élément isolé par l'érosion, une "butte témoin", démontrant l'existence d'un *plan de chevauchement initialement peu penté* vers l'ESE et la prolongation occidentale de la zone de chevauchement du domaine oriental sur le domaine occidental. La zone d'influence de ce chevauchement cisaillant majeur pourrait s'étendre encore plus vers l'Ouest au-delà de la faille médiane jusqu'au Jbel Tentana (fig.70) : les linéations d'étirement parallèles aux axes des plis P1 en seraient alors la conséquence.

En résumé, l'étude géométrique et cinématique fait ressortir les points suivants :

- le mouvement tangentiel qui s'initie sur ce plan de cisaillement majeur s'effectue du NE vers le SW, parallèlement aux structures hercyniennes fondamentales.

- la bande de cisaillement ductile initialement peu pentée est ensuite déformée par les plissement P2.

Toutefois l'interprétation de ces mouvements tectoniques en nappe se heurte à l'absence de données concordantes en dehors de ce secteur et aux conceptions actuelles de la chaîne hercynienne du Maroc occidental. Aucun argument stratigraphique n'appuie cette hypothèse. Par contre, l'évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du Carbonifère (voir stratigraphie) montre que la marge occidentale de ce bassin est caractérisée par des basculements de blocs et d'importants glissements synsédimentaires vers l'Est. Le cisaillement des Ouled Zednes, situé à la limite occidentale du bassin carbonifère des Rehamna méridionaux pourrait donc être une *ancienne faille d'amincissement crustal à faible pendage Est*, héritée de l'épisode d'ouverture du bassin carbonifère.

IV. EXEMPLE DE DEFORMATION POLYPHASEE ENREGISTREE PAR LES FAILLES HERCYNIENNES A L'INTERIEUR DU DOMAINE OCCIDENTAL : L'AMYGDALE TECTONIQUE DU JBEL LAKHDAR (REHAMNA SW)

A. Géométrie de l'amygdale tectonique

La structure interne de l'amygdale comprend trois plis : le synclinal du Jbel Lakhdar à l'Ouest, l'anticlinal de Roukaïna au centre et le synclinal de Koubba à l'Est. Les axes de ces plis convergent vers le Sud. La forme amygdalaire de la lentille est donnée également par la disposition convergente vers le Sud de deux failles majeures : la faille du Lakhdar à l'Ouest et la faille de Draa Cheguig à l'Est (Pl. h.-t.II).

1) les failles :

- *la faille du Lakhdar* est une faille normale dont le tracé courbe se suit sur plusieurs dizaines de kilomètres selon une direction plus ou moins subméridienne. Des zones bréchifiées et des intrusions de roches filonniennes doléritiques jalonnent le parcours de la faille surtout dans sa portion septentrionale. Au Sud cette faille tangente le batholite granitique de Sebt de Brikiine (Pl. h.-t.III), immédiatement à l'Ouest de son auréole de métamorphisme de contact. Elle est masquée plus au Sud comme d'ailleurs au Nord par les affleurements des terrains secondaires discordants ; elle pourrait cependant se continuer en direction du Nord et se raccorder à la faille de Daourat (fig.56). Sa prolongation vers le sud dans le massif des Jebilet pourrait correspondre avec la faille de Rmitia (Mayol, 1987) ou encore avec la faille des Ouled Maachou (Huvelin, 1974), injectée de filons de gabbro et dont le tracé est souligné par une importante anomalie magnétique.

- *La faille du Draa Cheguig* est un chevauchement; son extension est plus limitée que la faille du Lakhdar à laquelle elle se raccorde au Sud. Son orientation d'abord N40 avec un très fort pendage vers l'Est dans sa partie méridionale accuse un net changement vers le milieu de son parcours aux environs de Sidi Bou Lenouar où elle adopte une direction subméridienne et s'horizontalise progressivement dans sa partie septentrionale avant de disparaître sous les terrains mésozoïques. Cette géométrie particulière correspond à celle d'un chevauchement qui s'enracine vers le Sud et dont la flèche augmente progressivement vers le Nord. On peut suivre du Sud vers le Nord (Pl. h.-t.II, coupes a,b et c), le redressement, puis le renversement du flanc oriental du synclinal de Koubba et enfin le chevauchement de la tête anticlinale contigue orientale rabotée par la faille et qui vient reposer sur le flanc normal du synclinal de Koubba. Dans sa partie septentrionale où la composante chevauchante est la plus importante, la faille oblitère complètement le flanc oriental du synclinal de Koubba. Une klippe tectonique, au Nord du Douar Koubba, témoigne de l'avancée du compartiment oriental vers le NW. La direction du déplacement est déduite de la striation relevée sur les plans de diaclases peu pentés au NW de la klippe (Pl.h.t.II, stéréogramme C). La flèche du chevauchement peut être estimée à deux kilomètres minimum à cet endroit en reconstituant la continuité des structures avant le recouvrement.

2) Les plis :

- *Le synclinal du Lakhdar* est un synclinal perché. L'érosion a laissé en relief les niveaux gréseux durs qui occupent le coeur de la structure et creusé les niveaux silteux plus tendres. La géométrie de ce synclinal est celle d'un pli coffré à fond plat. Son plan axial, subvertical, présente une virgation sigmoïde importante avec une direction qui passe de N-S au Sud à N50 au Nord. La schistosité de plan axial, très discrète, n'est marquée que dans les niveaux pélitiques tendres (formation 5). Le plongement de son axe est d'environ 10° vers le Nord. Sa terminaison périclinale Nord est masquée par les formations mésozoïques. Au Sud, par contre dans le secteur du Koudiat Chaouch, la terminaison synclinale est bien dessinée par le niveau repère des grès de la formation 4b du Cambrien : les bancs quartzitiques intensement plissés sont coincés entre les deux flancs verticalisés du synclinal fortement pincé à cet endroit.

- *L'anticlinal de Roukaïna* est une structure dont la géométrie est celle d'un pli coffré déversé vers l'Ouest. L'orientation de son axe est N30 avec un plongement de 15° vers le Nord. La schistosité de plan axial encore faiblement exprimée sur le flanc occidental, est plus nettement marquée en allant vers l'Est dans les niveaux relativement incompétants (formation 3) qui occupent le coeur de la structure. Il s'agit d'une schistosité de dissolution naissante (type 1). Son flanc occidental présente localement de très forts pendages. Au Nord, sa terminaison périclinale est conique; au sud elle est coupée net par la faille du Lakhdar.

- *Le synclinal de Koubba* a une orientation N30 avec un plongement axial de 10° vers le Nord. La schistosité de plan axial est bien exprimée dans les niveaux de la formation 5 et son intensité augmente en allant vers l'Est où elle se resserre progressivement. Elle correspond toujours à une schistosité de dissolution naissante (type 1). Sa terminaison périclinale méridionale est très évasée avec des pendages très faibles de l'ordre de 10°. Son flanc oriental se renverse en allant vers le Nord, puis est tronqué par la faille chevauchante du Draa Cheguig qui amène le compartiment oriental (tête anticlinale et synclinal du Kaou-Kaou) sur le synclinal de Koubba en recouvrant complètement sa terminaison périclinale nord.

B. L'individualisation de l'amygdale tectonique : les jeux successifs de la faille du Lakhdar

1) le jeu pendant l'épisode de déformation majeure hercynienne

La faille du Lakhdar est parallèle aux plis et à la schistosité S1 régionale et une surcharge de la schistosité apparaît sur ses bordures immédiates. L'obliquité de l'anticlinal des Aït Taleb (Pl. h.-t.II), orienté NW-SE, par rapport à la faille du Lakhdar, subméridienne, s'accorde avec un jeu décrochant dextre de cet accident (Vialon *et al.*, 1976). Le coulissage horizontal dextre a probablement débuté pendant ou à la fin de l'édification des grandes structures plicatives synschisteuses alors que le serrage était maximal. Le jeu en décrochement dextre de la faille du Lakhdar pendant la phase majeure hercynienne est cohérent dans le contexte général de la déformation qui affecte l'ensemble de la Meseta nord-occidentale.

D'autre part la schistosité S1 est sécante par rapport à l'anticlinal des Aït Taleb : le pli s'est donc individualisé dans un stade précoce de la déformation avant l'apparition de la faille du Lakhdar qui par ailleurs le cisaille (Pl. h.-t.II).

2) le jeu hercynien tardif

La présence de microplissements décimétriques (fig.75) qui replissent la schistosité initiale (S1) en bordure des failles majeures montre que ces dernières ont rejouées après l'épisode de plissement synschisteux (Pl. h.-t.II, stéréogrammes F, G et J).

Le sens des déplacements qui se sont effectués sur ces failles peut être déduit de la géométrie particulière (dissymétrie) et de l'attitude dans l'espace de l'axe et du plan axial de ces microplis P2 :

- *pour la faille du Lakhdar* , la répartition de ces plis P2 indique clairement un jeu en décrochement de sens senestre (fig.75), qui est par ailleurs confirmé par le rebroussement général de la schistosité en bordure de la faille (fig.66). Le jeu en décrochement de la faille du Lakhdar est également attesté par la présence de très nombreuses stries de glissement horizontales inscrites sur les plans de schistosité et les miroirs verticaux. Le serrage induit par le décrochement est responsable du pincement de la terminaison méridionale du synclinal du Lakhdar et du cisaillement qui affecte le flanc occidental de l'anticlinal de Roukaïna.

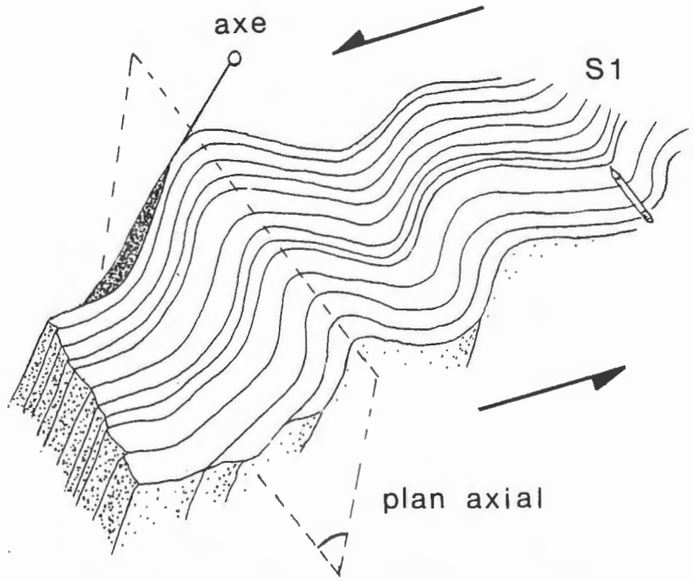


Fig. 75 : Pli P2 déformant la schistosité S1 en bordure de l'accident du Jbel Lakhdar

- *pour la faille du Draa Cheguig* , les plis P2 indiquent un jeu en décrochement inverse de sens senestre qui déplace le compartiment supérieur vers le NW. Le relevé des stries de glissement sur les microfailles subhorizontales qui se trouvent au niveau de la faille du Draa Cheguig (Pl. h.-t.II, stéréogramme C) confirment le sens du mouvement post-schisteux enregistré par cette faille avec déplacement du compartiment supérieur du SE vers le NW. C'est donc à cet épisode de serrage postschisteux que nous attribuons le chevauchement du synclinal du Kaou-Kaou sur le synclinal de Koubba avec troncature de la charnière anticlinale séparant les deux synclinaux. L'existence de "rampes" (fig.74), les troncatures des plis et de la schistosité S1par le chevauchement et son obliquité par rapport aux stuctures P1 témoignent également de ce jeu post-schisteux de la faille du Draa Cheguig.

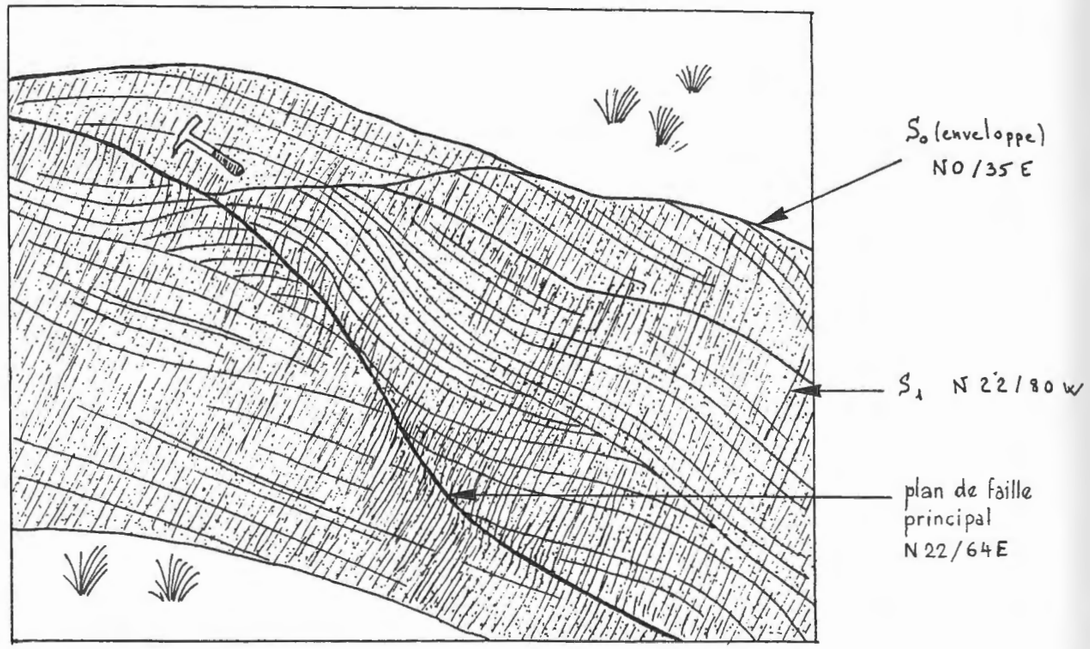


Fig.76 : Système de Duplex à plongement arrière ("Rampes") affectant les quartzites de la formation 4b dans le flanc occidental du synclinal du Kaou-Kaou lors de la phase de déformation post-schistosité S1

3) le jeu en distension post-hercynien

Le jeu normal à regard Est de la faille du Lakhdar peut être apprécié par des décalages stratigraphiques et par la différence d'intensité de la schistosité qui caractérise les roches de part et autre de la faille.

Dans sa partie septentrionale la faille du Lakhdar est jalonnée par des filons de roches basiques. Ces filons qui scellent le jeu senestre post-schistosité S1 ne portent aucune trace de déformation postérieure à leur mise en place. Dans les Jebilet l'épisode de distension correspondant à la mise en place de roches éruptives basiques est postérieur aux plis intra-permiens et recoupe les conglomérats wesphalo-permien (Huvelin, 1974). A l'Ouest des Rehamna sud-occidentaux, au SW de Mtal, une faille de direction également subméridienne traverse les molasses post-orogéniques discordantes et le Permo-Trias; elle est injectée par des filons de dolérites qui rappellent ceux de la faille du Lahkdar.

Cependant faute de marqueur stratigraphique, il est impossible de préciser si l'intrusion des roches basiques du Lakhdar correspond à un épisode distensif tardi-hercynien ou à un épisode plus récent lié à l'ouverture de l'océan atlantique (Bertrand et Prioton, 1975).

En définitive la faille du Lakhdar d'orientation subméridienne joue pendant l'orogenèse hercynienne d'abord en décrochement de sens dextre pendant la phase majeure, puis en décrochement senestre pendant la phase tardive; il se produit donc une *rotation de la direction principale de raccourcissement* entre la phase de déformation majeure hercynienne et la phase de déformatio tardi-hercynienne (fig.77).La faille du Lakhdar enregistre enfin un jeu normal pendant la période de distension permo-liasique liée à l'ouverture de l'Atlantique.

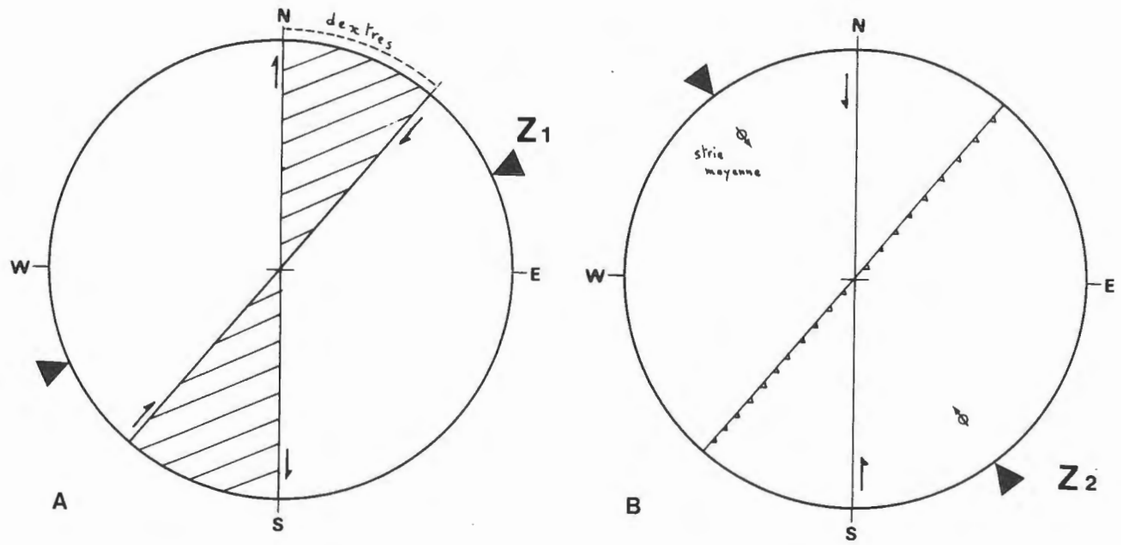


Fig. 77 : Directions principales de raccourcissement tirées du déplacement observé sur les failles considérées comme synchrones
A. pendant l'épisode de déformation majeure (Z 1)
B.pendant l'épisode tardi-hercynien (Z 2); complétées par les stries de friction

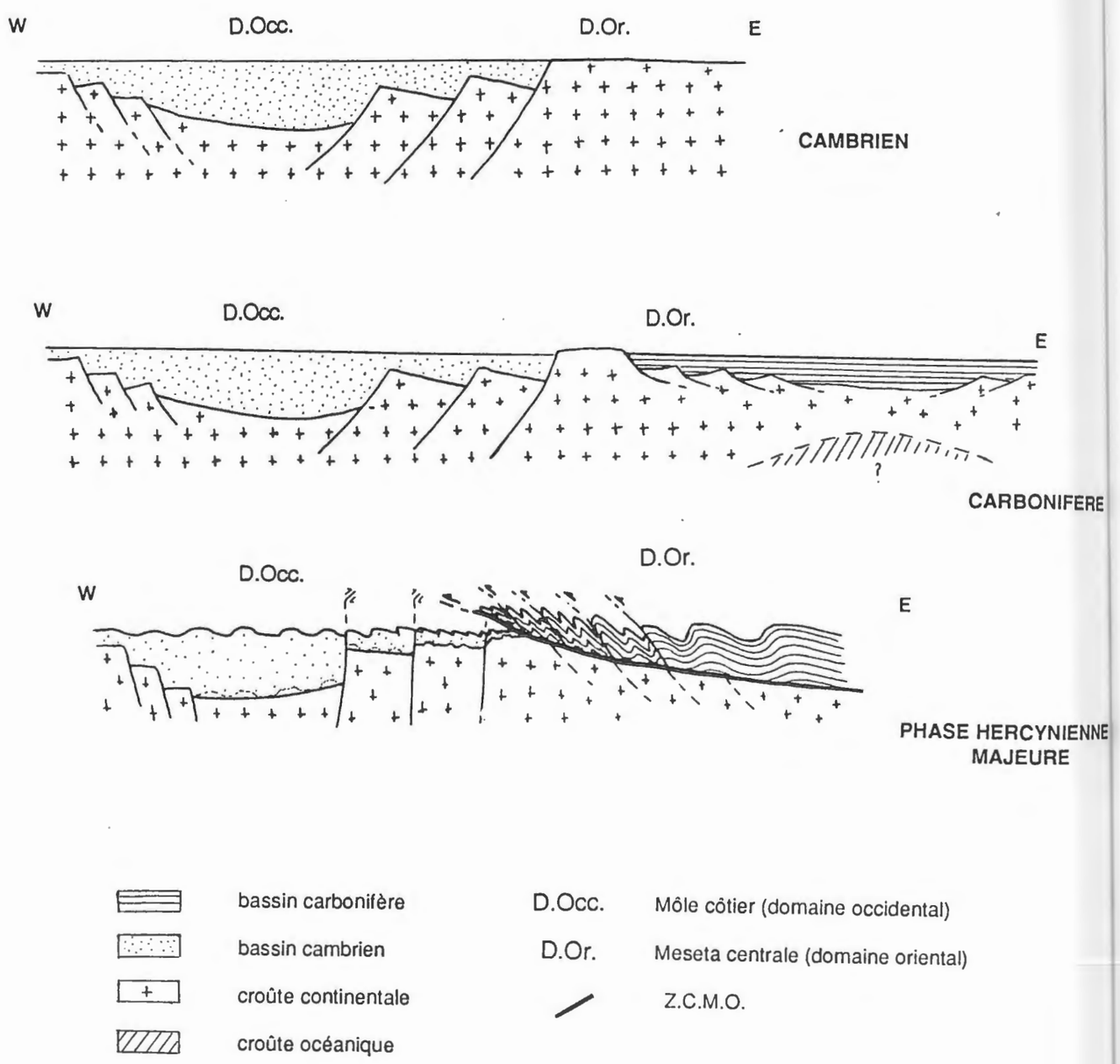


Fig. 78 : Schéma interprétatif de l'évolution de la Meseta nord-occidentale selon une transversale E-W

CHAPITRE VI. DISCUSSION GENERALE

I. INFLUENCE DE L'HERITAGE TECTONO-SEDIMENTAIRE

La paléogéographie du Paléozoïque de la Meseta nord-occidentale est marquée par l'individualisation de deux grands bassins sédimentaires qui se succèdent dans le temps et qui se placent de part et d'autre de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale :

- *au Cambrien*, un bassin subsident, correspondant à *un rift intra-continental*, s'installe dans le domaine occidental (fig.56) avec le dépôt d'une puissante série terrigène (5000 m minimum). La marge orientale de ce bassin avec des séries réduites (environ 1000 m) coïncide approximativement avec le tracé de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (fig.49) .

- *au Carbonifère*, un autre bassin, présentant un caractère de *bassin marginal*, s'individualise dans le domaine oriental (fig.56). Ce bassin s'ouvre largement à l'Est en direction de la Meseta Centrale (fig.54). La ride de Zaër, zone haute à cette époque, sépare le bassin de Sidi Bettache (Piqué, 1979) et sa prolongation méridionale dans les Rehamna septentrionaux (El Kamel, 1987) du bassin principal de la Meseta Centrale. La limite occidentale du bassin principal correspond précisément à la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (fig.54) .

Entre le Cambrien et le Carbonifère se produit donc *un déplacement de la zone de subsidence de part et d'autre de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale* : le bassin cambrien occidental à très forte subsidence devient une zone haute au Carbonifère. Cependant la subsidence reste assez faible dans le bassin carbonifère et n'est jamais aussi active que dans le bassin occidental au Cambrien. Ceci entraîne une différence d'épaisseur notable de la pile sédimentaire : environ 3000 m à l'Est et de 5000 à 10 000 m à l'Ouest de la Z.C.M.O. (Bernardin, 1987). Dans les Rehamna centraux à la charnière entre ces deux domaines, on observe précisément une remontée du socle précambrien qui affleure à Sidi Ali à proximité immédiate de la Z.C.M.O. (fig.78). Cette remontée coïncide avec une épaisseur réduite des sédiments et une culmination tectono-métamorphique ultérieure.

La tectonique en extension synchrone de la sédimentation a probablement aussi une influence déterminante sur le style de la déformation qui affecte la Meseta marocaine occidentale pendant la tectogenèse hercynienne. En effet, dans les Rehamna centraux, la Z.C.M.O. pourrait correspondre à une ancienne faille listrique ayant commandé l'ouverture du bassin carbonifère et provoqué un amincissement progressif de la croûte continentale (fig. 78). Remobilisée pendant la phase compressive hercynienne majeure, cette surface de discontinuité à faible pendage Est aurait rejoué en zone de découplage crustal dans laquelle se sont concentrés la déformation et le métamorphisme.

En Meseta nord-occidentale (Piqué, 1979), mais également dans les Jebilet (Mayol, 1987) et dans le Haut-Atlas occidental (Cornée *et al.*, 1987b), *la Z.C.M.O. est une zone paléogéographique remarquable qui se place également à la limite des bassins cambrien et carbonifère.* Individualisée dès le Paléozoïque inférieur, elle constitue donc pendant l'orogenèse hercynienne une zone de faiblesse privilégiée de plus de 300 km de long, qui guide la déformation.

II. RELATIONS ENTRE LE SUBSTRATUM PRECAMBRIEN ET LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE

Partout où le substratum de la série paléozoïque affleure en Meseta marocaine occidentale (Meseta côtière, Rehamna , Maroc Central et Haut- Atlas), il présente une nature sialique. Il y est constitué par des granites, des volcanites acides et du matériel sédimentaire métamorphisé, c'est-à-dire appartenant à une croûte continentale.

Au point de vue sédimentaire il n'existe aucune discordance majeure entre ce substratum et la série paléozoïque sus-jacente :

- *en Meseta côtière*, à El Jadida, les dolomies du Cambrien inférieur probable reposent sur les rhyolites du Précambrien supérieur ou de l'Infracambrien probables par l'intermédiaire d'une surface de ravinement marquée par des brèches sédimentaires.

- *dans le massif des Rehamna*, à Sidi Ali, aucune discordance n'a pu être mise en évidence entre le substratum rhyolitique précambrien probable et les calcschistes du Cambrien inférieur présumé. Un niveau arkosique et conglomératique remaniant des éléments du substratum marque cependant la base de la série paléozoïque (formation 1).

Au point de vue tectonique, ni à El Jadida où la déformation est faible, ni à Sidi Ali à la limite du môle côtier, où la déformation est maximale, n'apparaît de niveau de décollement entre le substratum et la série sédimentaire qu'il supporte; ils sont *restés solidaires* et ont subi la même évolution tectonique pendant l'orogenèse hercynienne. Cependant à El Jadida comme à Sidi Ali la couverture sédimentaire est réduite. A Sidi Ali le flux thermique très élevé qui accompagne la tectogenèse hercynienne a fortement réduit les contrastes rhéologiques entre les roches du substratum et celles de sa couverture, si bien que tous les deux sont affectés par les mêmes déformations ductiles.

Par contre *à l'intérieur du môle côtier où la pile sédimentaire est très épaisse*, il est probable que le *substratum précambrien rhyolitique*, du fait de sa nature lithologique plus rigide, *se désolidarise partiellement* des terrains sédimentaires paléozoïques. La désolidarisation du "socle" et de sa "couverture" pourrait alors se réaliser par l'intermédiaire de plusieurs niveaux de décollement intervenant de manière diffuse à la faveur des contrastes lithologiques des principales formations paléozoïques, en particulier au sein des épaisses séquences argileuses. En effet, dans la partie axiale du môle côtier, la présence de niveaux dolomitiques et évaporitiques à la base de la série cambrienne, connus dans le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas, n'est pas exclue (Destombes *et al.*, 1985; Killick, 1986). Les niveaux carbonatés du Cambrien inférieur, rendus plastiques sous la charge importante de la pile sédimentaire particulièrement épaisse, peuvent servir de niveau de décollement principal entre la couverture sédimentaire et le socle précambrien, comme dans l'Anti-Atlas (Leblanc, 1972; Massacrier, 1980). D'autre part la géométrie particulière des plis isopaques plus ou moins coffrés tels que le synclinal de Dar Bou Azza (fig.22), le synclinal du Lakhdar (fig.57) ou l' anticlinal de Sidi Larbi ben el Haj (fig.64) suggère un tel décollement (Dahlstrom, 1970). De même la présence de plis en échelon en bordure des principaux accidents (basse vallée de l'oued Oum er Rbia, région de Ben Slimane) indique également l'existence d'un ou de plusieurs niveaux de décollement au sein de la couverture sédimentaire (Odonne, 1981). Ainsi, pendant la tectogenèse hercynienne, le raccourcissement global du socle précambrien pourrait s'accorder avec celui de la couverture sédimentaire par un simple *coulissage horizontal* des différents blocs le long des accidents profonds qui induisent dans la couverture la formation des plis en échelon.

III. EXTENSION ET MODELE D'EVOLUTION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MESETA OCCIDENTALE

La Z.C.M.O. est une structure majeure à l'échelle de la Meseta marocaine occidentale (fig.79) : elle coïncide systématiquement avec la limite paléogéographique des bassins dévono-carbonifères, dont le matériel chevauche très souvent ses anciennes marges avec des contacts peu pentés (Oued Cherrat, Ouled Zednes, Smaala).

Au Sud, dans le Haut-Atlas occidental, elle a une direction sub-méridienne et constitue la limite orientale du bassin dévonien (Cornée *et al.*, 1987b); elle ne se prolonge pas plus au Sud au-delà de la faille du Tizi n'Test et n'a aucun équivalent dans l'Anti-Atlas (Hassenforder,1987).

Dans les Jebilet, elle correspond à plusieurs zones où les cisaillements sont dextres avec une direction subméridienne (Ouled Delim, Mayol, 1987) et senestres avec une direction N160 (Zone de Cisaillement de Marrakech, Lagarde et Choukroune,1982).

Elle adopte ensuite une direction N30 dans les Rehamna méridionaux et constitue une importante zone de cisaillement ductile avec un métamorphisme syntectonique paroxysmal (Lagarde et Michard, 1986; Corsini *et al.*, 1988). Dans les Rehamna septentrionaux cette zone de cisaillement s'infléchit et passe à la faille de l'Aïn el Melah de direction N70 (El Kamel, 1987).

Au Nord du massif des Rehamna, elle se ramifie avec une branche sub-méridienne, la zone de cisaillement de l'Oued Cherrat (Chalouan,1977), limite occidentale du bassin de Sidi Bettache, et d'autre part la faille des Smaala (Cailleux, 1974) globalement orientée N70, qui borde à l'Est l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, zone haute au Carbonifère dans laquelle se sont mis en place les granites hercyniens de Zaër et d'Oulmès (Piqué, 1979; Diot *et al.*, 1986).

Plus au Nord encore, la faille des Smaala semble se prolonger plus à l'Est alors que la zone de cisaillement de l'Oued Cherrat vient probablement buter contre la faille de Rabat-Tiflet. Cette grande faille N70 qui sépare un domaine septentrional à structuration essentiellement calédonienne d'un domaine où la déformation majeure est hercynienne est une limite structurale majeure qui a certainement joué un rôle très important au cours de l'orogenèse hercynienne.

En définitive plus qu'une zone de cisaillement unique et rectiligne, comme l'envisagent les auteurs précédents, la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale correspond plutôt à des *zones disposées en relais qui épousent le contour des blocs de socle* isolés par le découpage tectono-sédimentaire dont la géométrie est en relation avec l'ouverture des bassins devono-carbonifères.

Dans le môle côtier en général, les grands plis ont une orientation subméridienne N10-N15, sauf au droit des grandes zones faillées dont ils soulignent le jeu décrochant dextre du socle en adoptant une disposition caractéristique en échelon et une orientation N140 (oued Cherrat, basse vallée de l'Oum er Rbia).

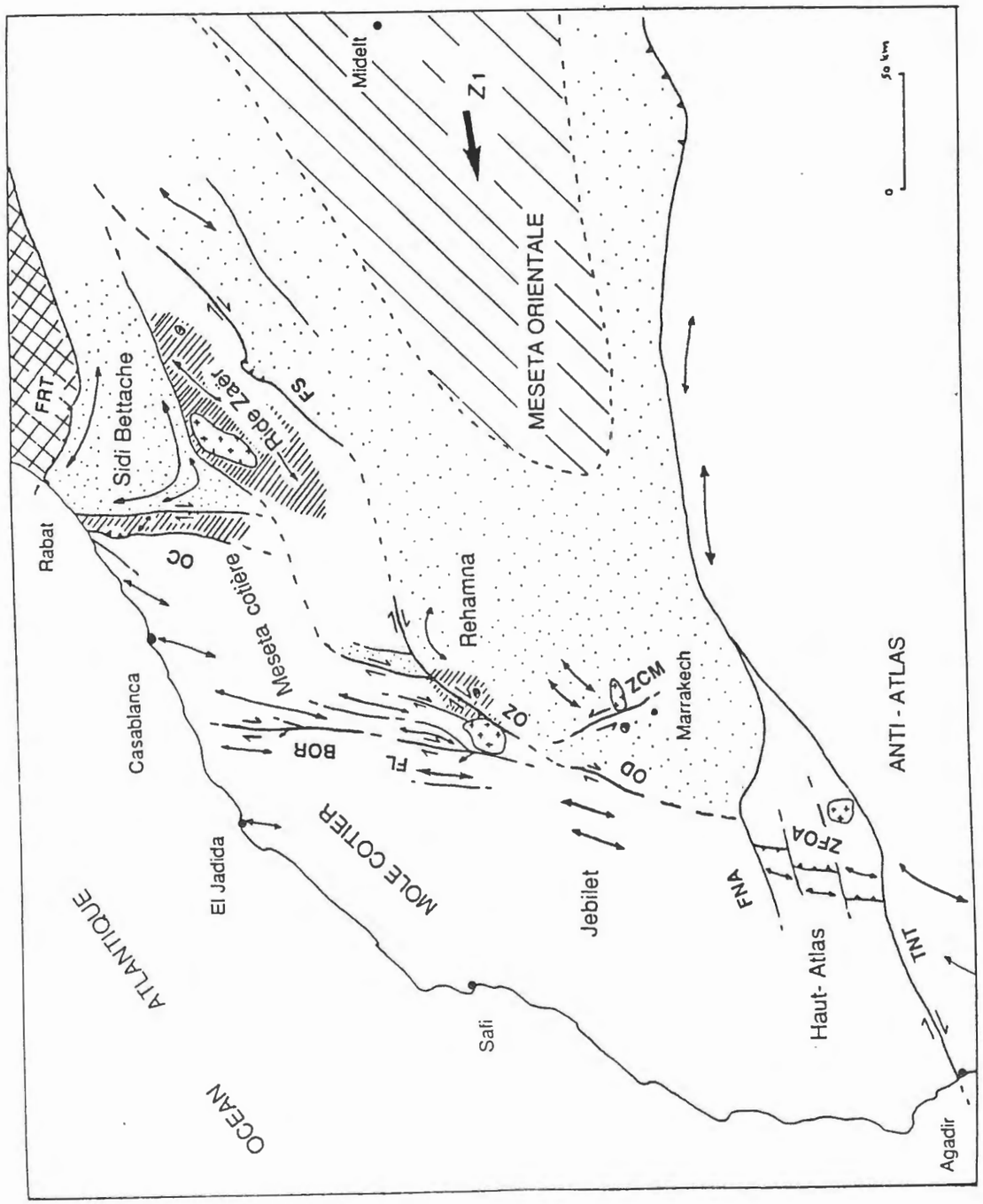


Fig. 79 : Modèle cinématique de la zone de cisaillement de la Meseta occidentale pendant l'épisode de déformation *hercynienne majeure*

A la limite orientale du môle côtier, ils subissent une virgation importante et sont orientés N30-N40, parallèlement à la direction générale du transport enregistrée par la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale; ils sont déversés vers l'Ouest et montrent une extension maximale parallèle à leur axe.

A l'intérieur des anciens bassins carbonifères, les grands plis ont tendance à se mouler sur les marges du bassin et sont directement conditionnés par les mouvements qui s'effectuent sur les failles qui les limitent. Ils s'adaptent au serrage général qui s'opère à l'intérieur de ces blocs, tectoniques par des virgations très importantes (Sidi Bettache, Rehamna orientaux).

Un de ces blocs, limité au Nord par la faille des Smaala, au Sud par la faille nord-atlasique et à l'Ouest par la zone de cisaillement ductile des Ouled Zednes dans les Rehamna et par la Zone de Cisaillement de Marrakech dans les Jebilet, constitue un véritable *promontoire* dont l'avancée vers l'Ouest détermine les grands traits structuraux de toute la Meseta nord-occidentale.

Ainsi la position privilégiée qu'occupent les Rehamna centraux au front de ce bloc en forme de coin d'une part, et *la remontée du socle précambrien* d'autre part, permettent de comprendre le métamorphisme d'intensité paroxysmale et la déformation ductile cisaillante qui caractérise ce secteur. Le mouvement vers le SW qui se produit sur la zone de cisaillement ductile des Ouled Zednes originellement peu pentée correspond alors à un coulissage horizontal du bloc oriental chevauchant dont la cinématique est guidée par la géométrie des failles qui le limitent. Le bloc oriental a été entraîné vers le Sud après son poinçonnement dans le môle côtier mésétien et la zone de cisaillement ductile des Ouled Zednes correspond donc à un décrochement plat et non à un véritable charriage.

Au point de vue cinématique, le segment de la chaîne hercynienne du Maroc oriental (région de Midelt) structuré avant le Viséen supérieur se comporte comme un bloc rigide indéformable et son déplacement vers l'Ouest entraîne la fermeture progressive du bassin viséen supérieur à croûte continentale amincie. La convergence entre ce bloc oriental en position de "zone interne" et le môle côtier en position de "zone externe" est marquée dans un premier temps par la formation d'olistostromes qui précèdent eux-mêmes l'avancée de nappes gravitaires qui se disposent en arc autour de ce promontoire. Au cours de la phase majeure hercynienne (post Viséen supérieur - Namurien inférieur) le serrage résultant de la poussée vers l'Ouest du promontoire oriental induit la formation de plis sub-méridiens à l'intérieur du môle côtier, suggérant *un raccourcissement global E-W* qui s'accorde également avec le jeu décrochant dextre des accidents N10 à N70.

Par contre lors de la phase de déformation hercynienne tardive, le jeu décrochant senestre de ces mêmes accidents et les déplacements du SE vers le NW enregistrés sur les plans d'écaillages et de chevauchements tardifs sont compatibles avec une direction principale de *raccourcissement NW-SE*.

Les deux épisodes de déformation sont donc marqués par *une rotation de la direction principale de raccourcissement* qui passe de N80-N90E pendant l'épisode de déformation hercynienne majeure à N140 pendant l'épisode tardi-hercynien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AARAB E.M. et BEAUCHAMP J. (1987).- Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentologiques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, série II, Paris, t. 304, p.169-175.

ALLARY A. (1972).- Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Thèse 3ème cycle*, Montpellier, Fr. 44 p.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1972a).- Présence de décrochements dans la Meseta sud-orientale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p.653-656 .

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1972b).- Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D., t. 274, p.2284-2287.

ALLIX P. (1978).- Coupes lithologiques mesurées dans les terrains paléozoïques de la Meseta côtière, entre Imfout et Oulad Abbou (Maroc). Rapport de mission (juillet-septembre 1978). *Trav. Lab. Sci. Terre Saint-Jérôme* , Marseille, Fr., série X, n°28 .

ANDRE J.P. (1986).- Bioconstruction carbonatée et faciès associés du Koudiat Lahmara, Jebilet orientales (Maroc hercynien) : un épisode récifal au Viséen supérieur. *Eclogae geol. Helv.*, vol.69, n° 2, p.295-317.

ANDRE J.P., BOISSIN J.P., CORSINI M. et RENARD J.P. (1987).- Sur le Cambrien de la région de Casablanca (Maroc) : la série de Dar Bou Azza. *Bull. Soc. géol. France*, série 8, t.III, 6, p.1161-1170.

BAEKER H., GENDROT C. et NEGRONI P. (1965).- Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta Marocaine. *B.R.P.M.*, Rabat, rapport inédit.

BARBU A. (1977).- Le concept de zone pétrolière potentielle dans l'exploration du bassin des Doukkala (Maroc central). *Mines, Géologie et Energie*, Rabat, 42, p.49-57.

BARD J.P. (1980).- Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. *Masson édit.*, Paris Fr., 192 p.

BARTHOUX J. (1924).- Les massifs des Jebilet et des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 1799 , p.504-506 .

BEAUCHAMP J. et PETIT J.P. (1981).- Sédimentation et déformations synsédimentaires au Viséen inférieur dans le Haut-Atlas de Marrakech : généralité des glissements intraviséens dans le domaine atlaso-mésétien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.293, p.707-710.

BERTRAND H. et PRIOTON J.M. (1975).- Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrographique et géochimique. *Thèse 3ème cycle*. Lyon, 321 p.

BERNARDIN C. (1987).- Interprétation gravimétrique et structure profonde de la Meseta marocaine et de sa marge atlantique. *Thèse Univ.* Aix-Marseille III, Fr., 178 p.

BERNARDIN C., CORNEE J.J., CORSINI M., MAYOL S., MULLER J. et TAYEBI M. (1988).- Les variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale. Données de surface et de subsurface. Signification géodynamique. *Can. J. Earth. Sci.*, (sous presse).

BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971).- Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton., édit. Technip, Paris, Fr., 464 p.

BENZIANE F., PROST A. et YAZIDI A. (1983).- Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental ; comparaison avec l'Anti-Atlas occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. 25, n°4, p.549-556.

BINOT F., DRESEN G. STETS J. et WURSTER P. (1986).- Die Tizi n'Test Werwerfungszone im Hohen Atlas (Marokko). *Geol. Rund.*, Stutgart, RFA, t. 75, n°3, p.647-664.

BORDONARO M., CAILLEUX Y., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., MICHARD A. et PIQUE A. (1977).- Les zones structurales de la Meseta côtière. *5ème Réun. ann. Sci. Terre*, Rennes, Fr., 19-24 avril, p.89.

BORDONARO M., GAILLET J.L. et MICHARD A. (1979).- Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc) ; une corrélation avec la province pyriteuse sud-ibérique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t.313, p.313-316.

BORDONARO M. (1983).- Tectonique et pétrographie du district a pyrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr., 132 p.

BOULIN J., BOUABDELLI M. et HOUICHA M. (1988).- Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc : un essai de modélisation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t.306, p.1501-1506.

BOUYBAOUENE M. (1984).- Le métamorphisme de contact du granite des Rehamna. *Thèse 3ème cycle*, Université Mohamed V, Rabat , Maroc , 144 p.

CAILLEUX Y. (1974).- Géologie de la région des Smaala (Massif Central marocain). Stratigraphie du primaire et tectonique hercynienne. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr., 97p.

CAILLEUX Y. (1975).- Tectonique tangentielle et décrochements hercyniens dans la région des Smaala Maroc Central). *Sci. géol. Bull. Strasbourg*, Fr., 28 (3).

CAILLEUX Y. (1981).- Une carte du métamorphisme hercynien dans l'Ouest du Maroc central ; structures thermiques syntectoniques du socle et phénomènes de retard à la cristallisation des illites. *Sci. Géol., Bull.* , 34 , 2 , p. 89-95.

CHALOUAN A. (1977).- Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de la Meseta occidentale (Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr.

CHALOUAN A. et PIQUE A. (1979).- La région de l'Oued Cherrat, un segment du couloir de cisaillement de la Meseta marocaine occidentale. *C.R. Somm. Scéances Soc. Géol. France*, p.144-147.

CHOUBERT G. (1957-58).- L'Adoudounien et le Précambrien III dans l'Anti-Atlas, *in :* Les relations entre Précambrien et Cambrien. *Colloque intern. Centre nat. Rech. sci.*, Paris, 76, p. 143-162.

CHOUBERT G. (1963).- Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc.*, t. 1, 162, 352 p.

CHOUBERT G. (1967).- Division du Précambrien, en particulier dans l'Anti-Atlas. *C.R. somm. Soc. géol. France* , 4, p.129-131.

CORNEE J.J. (1980a).- Déformations superposées dans le Sud des Rehamna (Maroc hercynien). Etude de la nouvelle tranchée de chemin de fer des phosphates de Benguerir. *8ème Réun. ann. Sci. Terre*, Marseille, Fr., 21-23 février , p.106 .

CORNEE J.J. (1980b).- Déformations superposées dans le Sud du massif hercynien des Rehamna dans la région de Benguerir (Maroc). Tectonique tangentielle tardi-hercynienne. Rapport de mission (oct., nov., déc. 1979). *Trav. Lab. Sci. Terre, Saint Jérôme* , Marseille, Fr., série X, n°37, 21 p., 5 pl. h.-t.

CORNEE J.J. (1982).- Etude lithostratigraphique et tectonométamorphique des Rehamna sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine.*Trav. Lab. Sci. Terre Saint Jérôme*, Marseille, Fr., série B, n°20, p.175, 7 pl. h.-t.

CORNEE J.J. (1988).- Stratigraphie et tectonique du massif ancien du Haut-Atlas occidental (Maroc hercynien). *Thèse d'Etat.* Univ. Aix- Marseille III. (en cours)

CORNEE J.J. et MULLER J. (1981).- Evolution tectonique des roches métamorphiques de la partie orientale du massif hercynien des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t.293 , p. 453-455 .

CORNEE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1982).- Style et âge des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t. 293, p.453-455.

CORNEE J.J., MULLER J., RAIS ASSA R. et SIMON B. (1983).- Etude du massif hercynien des Rehamna (Maroc occidental) sur compositions colorées d'images Landsat. Photointerprétation, *Technip édit.*, Paris, 6, fasc. 4, p.41-51.

CORNEE J.J., COSTAGLIOLA C. et LEGLISE H. (1984).- Lithostratigraphie et tectonique des terrains Anté-Cénomaniens d'El Jadida, Meseta Marocaine Hercynienne. *Bull. Fac. Sci. Marrakech*, 2 , p.23-42.

CORNEE J.J., COSTAGLIOLA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (1985).- Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien. Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, Fr., t.CIV, p.141-146.

CORNEE J.J. et FERRANDINI J. (1985).- Sur la tectonique précoce hercynienne et le rôle des accidents anté-schisteux dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque au Sud d'Imi-n-Tanoute (Maroc). Relations avec les Jebilet occidentales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.301, 15, p.1157-1162.

CORNEE J.J., DESTOMBES J. et WILLLEFERT S. (1987a).- Stratigraphie du Paléozoïque de l'extrémité nord-ouest du Haut-Atlas occidental (Maroc) ; interprétation du cadre sédimentaire du Maroc occidental. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, t.III, n° 2, p.327-335.

CORNEE J.J., FERRANDINI J., MULLER J. et SIMON B. (1987b).- Le Haut-Atlas occidental paléozoïque : un graben cambrien moyen entre deux décrochements dextres N60°E hercyniens (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.305, p.499-503.

CORNEE J.J., TAYEBI M. et HAVLICEK. (1987c).- Découverte de *Saccogonum cf. saccatum*, brachiopode du Cambrien (supérieur?), dans le Haut-Atlas (Maroc). Conséquences stratigraphiques et structurales. *Geobios*, Lyon, n°20, fasc.4, p.517-527.

CORSINI M., MULLER J., CORNEE J.J. et DIOT H. (1988).- Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna Centraux, haut-fond au Cambrien (Meseta marocaine). Prémices de l'orogenèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.306, p.63-68.

CORSINI M., CORNEE J.J., MULLER J. et VAUCHEZ A. (1988).- Cisaillement ductile synmétamorphe et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.306, p.1389-1394.

DAHLSTROM C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the canadian rocky montains. *Bull. Can. Petro. Geol.*, vol. 18, 3, p.332-406.

DEBRENNE F. (1964).- Archaeocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. *Notes et Mém. Serv. Mines Carte Géol. Maroc*, 179, (1), 265 p.

DEBRENNE F. (1975).- Archeocyathes du Jbel Irhoud (Jebilet - Maroc). *Bull.Soc.géol. minéral. Bretagne*, C, 2, p.93-136.

DESTOMBES (1971).- L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Colloque Ordovico-Silurien, Brest, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 73, p.237-263.

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1954).- Observations stratigraphiques nouvelles dans la Meseta côtière marocaine, aux environs de Casablanca. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 8 p.149-151.

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1955).- Etude pétrographique et sédimentologique de la série acadienne de Casablanca , présence de glissements sous-marins (slumping). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc* , n°123, t.2 , p.75-98.

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1956).- Etude géotechnique de la région de Casablanca. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°130, 1 carte au 1/50 000.

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1958).- Sur l'âge acadien des schistes de Bouznika et des quartzites d'El Hank (Maroc). *C.R. Acad. Sci.* , Paris , t. 246, p.2912-2915 .

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966).- Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca . Région de Mohammedia, Bouznika et Ben Slimane. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 180 bis, 104 p.

DESTOMBES J., JEANNETTE A. et NERAT DE LEGUISE M. (1954).- Quelques précisions sur la tectonique hercynienne dans la Meseta côtière, aux environs de Casablanca. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 10, p.195-197.

DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1985).- Lower Paleozoïc rocks of Morocco; *in :* Lower Paleozoïc rocks of the world. C.H. Holland éd., London, vol.4, p.91-336.

DESTOMBES J. et FEIST R. (1987).- Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas, Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.304, 13, p.719-724.

DIOT H. (en cours).- Etude et mise en place des granitoïdes hercyniens au sein de la Meseta marocaine. *Thèse d'Etat.* Univ. Toulouse III, Fr.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1964).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 29, Strasbourg, Fr.

EL KAMEL F., MULLER J. et SOUGY J. (1985).- Dispositif sédimentaire et évolution tectonique hercynienne du Paléozoïque de Mechra Ben Abbou, Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.301, 19, p.1361-1364.

EL KAMEL F. (1987).- Géologie du Paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Evolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogéniques. *Thèse d'Univ.* Aix-Marseille III, Fr., 311p.

EL KAMEL F. et MULLER J. (1988).- Histoire sédimentaire et tectonique d'un bassin molassique post-orogénique : l'exemple des conglomérats permo-carbonifères de Mechra ben Abbou, Rehamna (Maroc). *Hercynica* (sous presse).

EL HASSANI A. (1980).- Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othman (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 114 p.

ESQUEVIN J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA*, Fr., 3, 1, p. 147-153.

FADLI D. (1983).- Géologie structurale de la partie nord du massif du Khatouat : un segment hercynien de la Meseta nord occidentale. *Thèse 3ème cycle.* Univ. Rabat, Maroc, 139 p.

FERRANDINI J., CORNEE J.J. et SABER H. (1987).- Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental (Maroc). Evolution de l'ellipsoïde de la déformation depuis l'orogenèse hercynienne jusqu'à la distension triasique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris,.

GAILLET J.L. (1979).- Sur les relations entre les schistes du Sarhlef et le flysch de Kharrouba dans le massif hercynien des Jebilet (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t.288, p.791-794.

GAMOND J.F. et ODONNE F. (1984).- Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. *Bull. Soc.géol. France*, série 7, t. 26, n°1, p.115-128.

GENDROT C., KERGOMARD D. et RABATE J. (1969).- Etude des formations récifales du Dévonien de la Meseta occidentale. *B.R.P.M.*, Rabat, rapport inédit.

GIGOUT M. (1937).- Sur la rhyolite du Jebel Bou-Ourioul (Haut-Atlas marocain). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 14, p.2210-211.

GIGOUT M. (1951).- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n°86, t. 1 et 2, 507p.

GIGOUT M. (1952).- La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes Mém. Serv. géol.Maroc*, n°95, p.33-43 .

GIGOUT M. (1955a).- Recherches géologiques à Mechra Ben Abbou. *Trav. Inst. sci. chérifèen*, Rabat, sér. Géol. Géogr. Phys., 3 , 67 p., 1 carte.

GIGOUT M. (1955 b).- Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. *Trav. Inst. sci. chérifèen*, Rabat, sér. Géol. Géogr. Phys. , 4 , 149 p.

GIGOUT M. (1956).- Sur les déformations plastiques, dans les conditions du métamorphisme régional des conglomérats du Nord des Rehamna (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 242, 3, p.390-392 .

GIGOUT M. (1956).- Le volcan sous-marin d'âge acadien de Sidi Saïd Maâchou (Maroc occidental). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, série 6, p.559-574.

GIGOUT M. (1965).- Notice explicative de la carte de Mechra Ben Abbou. *Notes Mém.Serv. géol. Maroc* , Rabat, n°84 bis.

GUEZOU J.C. (1975).- Lithostratigraphie et évolution du style tectonique dans les Rehamna occidentaux. Rapport de mission, Strasbourg, Fr., 13 p., inéd.

GUEZOU J.C. et MICHARD A. (1976).- Note sur la structure du môle côtier mésétien dans l'ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., t.29, 3, p.1671-182.

HASSENFORDER B. (1987).- La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). *Thèse d'Etat.* Strasbourg, Fr., 249p.

HOEPFFNER C. (1974).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr., 92 p.

HOEPFFNER C. (1987).- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse d'Etat.* Strasbourg, Fr., 280 p.

HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A. (1974).- Cristallogénèse mésozonale, cisaillements intrafoliaires et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *2ème Réun. ann. Sci. Terre,* Pont-à-Mousson, Fr., 22-26 avr.

HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A. (1975).- Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér.7, t.17, 3, p. 421-429.

HOEPFFNER C., JENNY P. ,MICHARD A. et PIQUE A. (1972).- Nouvelles observations sur la stratigraphie dans le Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér.D, t. 275, p.1737-1740 .

HOEPFFNER C., JENNY P. et PIQUE A. (1975).- La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphiques en bordure du môle côtier mésétien. *Sci. géol.* Strasbourg, Fr., t. 28, 3, p.179-203 .

HOLLARD H. (1967).- Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern. Symp. Devonian. Syst.*, Calgary, vol. 1, publ. *Alberta Soc. Petrol. Geol.*, p.203-244.

HOLLARD H., MICHARD A. et PIQUE A. (1976).- L'orogenèse acadienne dans les Hercynides marocaines. *4ème Réun. ann. Sci. Terre* .

HOLLARD H., HUVELIN P. et MAMET B. (1977).- Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet orientales (Maroc). Notes Mém. Serv. géol. Maroc, n°267, t.37, p.7-22.

HUPE P. (1952).- Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 103, 402 p.

HUVELIN P. (1977).- Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental) . *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, t.232 bis, 308 p.

JENNY P. (1974).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif.*Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr., 111 p.

KERGOMARD D. (1970).- Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien de la Meseta occidentale. *B.R.P.M.*, Rabat, rapport inédit.

KHARBOUCH F. (1982).- Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Meseta nord-occidentale et orientale marocaine. *Thèse 3ème cycle,* Univ. Strasbourg, 140 p.

KHARBOUCH F., JUTEAU T., TREUIL M., JORON J.L., PIQUE A. et HOEPFFNER C. (1985).- Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Sci. Géol. Bull.*, 38, 2, p.155-163.

KILLICK M. (1986).- Sédimentation du Cambrien inférieur à l'Est du massif ancien du Haut-Atlas. *Journées géologiques et minières marocaines*, Rabat, résumé 1p.

KREUSER H., MULLER P., REINECKE T. et WISSMAN G. (1984).- Petrography and K/Ar dating of the Mazagan granodiorite, deep sea drilling project Leg 79, holes 544A and 547B. *in* HINZ *et al.*, Initial reports DSDP Leg 79, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p.543-549.

KUBLER B. (1964).- Les argiles indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. franc. Pétrole,* 19 p.1093-1112.

KUBLER B. (1967). - Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, Fr., 1, 2, p.259-278.

KUBLER B. (1968).- Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etats des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, Fr., 2, , p. 385-397.

LAGARDE J.L. (1980).- Déformation progressive et réorientation des structures linéaires en régime cisaillant : l'exemple du massif des Jebilet (Maroc).*8ème réunion ann. Sci. Terre*, Marseille, p.208.

LAGARDE J.L. (1987).- Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale : l'exemple de la Meseta marocaine. Thèse d'Etat, Univ. de Rennes.

LAGARDE J.L. et CHOUKROUNE P. (1982).- Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques ; l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 24, p.299-307.

LAGARDE J.L. et MICHARD A. (1986).- Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *J. Struct. Geol.*, v.8, p.483-492.

LAVILLE E. et PETIT J.P. (1984).- Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Morrocan Triasic basins. *Géology,* v. 12, p.424-427.

LEBLANC M. (1972).- Sur le style disharmonique des plis hercyniens à la base de la couverture dans l'Anti-Atlas central (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 (D), p. 803-807.

LECA X. (1964).- Etude géologique de la région de Ouled Hamida (Jebilet occidentales, Maroc). *Dipl. Et. sup.* Univ. Paris, Fr., 66p.

LECOINTRE G. (1918).- Sur la présence du Cambrien et du Silurien à Casablanca. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.166, p.173 .

LECOINTRE G. (1926).- Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém.Soc. Sci. natur. Maroc*, t. 14 , p.158 .

LECOINTRE G. et GIGOUT M. (1950).- Carte géologique provisoire des environs de Casablanca au 200 000e, notice explicative. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, 72bis, p.7-25.

LE CORRE Cl. (1975).- Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XVII, 4, p. 548-553 .

LE CORRE Cl. (1978).- Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse Univ. de Rennes, 381 p.

LE CORRE Cl. (1979).- L'évolution typologique et texturale des roches argilo-silteuses au cours de la schistogenèse. Notion de trajectoire de fabrique. *Bull. Minéral.*, 102, p.273-281.

MASSACRIER P. (1980).- Les boutonnières précambriennes d'Ait Abdallah-Alma et leur couverture adoudounienne (Protérozoïque supérieur et terminal de l'Anti-Atlas occidental - Maroc). *Thèse 3ème cycle.* Univ. Marseille, Fr., 124 p.

MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1972).- Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature,* 237, p.160-162.

MATTAUER M., BRUNEL M. et MATTE P. (1988).- Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér.II, t. 306, p.671-676 .

MAYOL S. (1987).- Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jebilet, Maroc. *Thèse d'Univ.* Aix-Marseille III, Fr., 241 p.

MAYOL S. et MULLER J. (1985).- Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (antéschisteuse) dans les Jebilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, t. 300, p.369-372.

MICHARD A. (1967).- Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C.R. somm. Séances Soc. géol. Fr.* , 8, p. 347-348.

MICHARD A. (1968a).- Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér.D, t.266, p. 1639-1642.

MICHARD A. (1968b).- La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien). Une échine tardi-tectonique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér.D, t.266, p.1813-1816.

MICHARD A. (1969).- Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. somm. Séances Soc.géol. Fr.*, p.89-90 .

MICHARD A. (1976).- Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n°252, 408 p., 1 carte h.-t.

MICHARD A. (1978).- Brève description du segment calédono-hercynien du Maroc. *Géol. Surv. Can. Paper* , 78-13, p.213-230.

MICHARD A. et SOUGY J. (1974).- L'orogenèse hercynienne à la lisière Nord-Ouest de l'Afrique; structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. *in :* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. inter. C.N.R.S.*, Paris, p.363-368.

MICHARD A., WESPHAL M., BOSSERT A. et HAMZEH R. (1975).- Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24, p.363-368.

MICHARD A., HOEPFFNER C. et JENNY P. (1978a).- Le couloir de cisaillement calédono-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra Ben Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t.20, 6, p.889-894.

MICHARD A. et PIQUE A. (1981).- Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., t. 34, n° 2, p.135-146

MICHARD A., coord. (1982).- Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n°303, 180p., 1 carte h.-t.

MORIN P. (1962).- Première preuve paléontologique de l'existence du Cambrien dans le Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.254, p. 2198-2199.

MORIN P. (1962).- Les séries volcano-sédimentaires cambriennes du Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.254, p. 2396-2398.

MORIN P. (1962).- Preuve de l'existence de granites précambriens et probabilité de la présence de rhyolites du Précambrien III dans le Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.254, p. 3227-3229.

MORIN P. (1962).- Une vue d'ensemble nouvelle des formations antéviséennes du pays des Zaïan (anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.254, p. 3385-3387.

MORIN P. et PERMINGEAT F. (1948).- Carte géologique des Massifs granitiques des Rehamna et de Ras el Abiod. *Inédit. Arch. Sci. géol. Maroc.*

MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. et STURT B. (1979).- Structures en nappes des Jebilet hercyniennes, Meseta marocaine. *C.R. 10ème Coll. Géol. afr.*, Montpellier, Fr., 25-27 avr., p. 121.

MULLER J., RAIS-ASSA R. et CORNEE J.J. (1983).- Evolution du segment hercynien de la Meseta marocaine : styles, âge et origine des nappes. *C.R. 12ème Coll. Géol. afr.* , Tervuren, Belg., p. 70.

MURPHY J.B., CAMERON K., DOSTAL J., KEPPIE J.D. et HYNES A.J. (1985).- Cambrian volcanism in Nova Scotia, Canada. *Can. J. Earth Science*, 22, p.599-606.

MRINI Z. (1985).- Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique. *Thèse 3ème cycle*. Univ. Clermont-Ferrand, 150 p.

NELTNER L. (1938).- Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut-Atlas et Anti-Atlas). *Notes et Mém. Serv. Mine et Carte géol. Maroc*, 42, 298 p.

NICOLAS A. (1984).- Principe de tectonique. Masson, Paris.

ODONNE F. (1981).- Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle ; aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle couverture. *Thèse 3ème cycle*. Univ. Grenoble.

OUKEMENI D. (1987).- Les nappes hercyniennes des Jebilet orientales et leur substratum carbonifère (région du Jbel Tekzim et du Bou Marhara). Lithostratigraphie, relations structurales et évolution tectonique. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne du Maroc. *Thèse 3ème cycle* , Univ. Aix-Marseille III, 152 p.

PIQUE A. (1972).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Strasbourg, Fr., 101 p., 1 carte h.-t..

PIQUE A. (1973).- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). I : passage de la fracturation au flux plastique. *Bull Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., v. 26, n° 2-3, p. 219-244.

PIQUE A. (1975a).- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). II : passage du plissement au cisaillement. *Bull. Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., v. 28, 3, p. 205-213.

PIQUE A. (1975b).- Différenciation des aires de sédimentation au Nord-Ouest de la Meseta marocaine : la distention dévono-dinantienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.281, p.767-770.

PIQUE A. (1979).- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Thèse d'Etat*, Univ. Strasbourg, Fr., 253 p.

PIQUE A. (1981a).- Développement de la schistosité dans les grauwackes cambriennes de la Meseta côtière (Maroc). *Bull. Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., v.34, 2, p.107-116.

PIQUE A. (1981b).- Un segment de chaîne intracontinentale : la Meseta marocaine nord-occidentale. Influences des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér.7, t. XXIII, 1, p.3-10.

PIQUE A. (1981c).- Northwestern Africa and Avalonian plate : relations during late Precambrian and late paleozoic time. *Geology*, 9, p.319-322.

PIQUE A. (1982).- Relation between stages of diagenetic and metamorphicevolution and the development of a primary cleavage in northwestern Moroccan Meseta. *J. Struc. Géol.*, v.4, 4, p.491-500 .

PIQUE A., JEANNETTE D. et MICHARD A. (1980).- The Western Meseta Shear Zone, a permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *J. Struct. Geol.*, v.2, 1-2, p.55-61.

PIQUE A. et MICHARD A. (1981).- Les zones structurales du Maroc hercynien. *Bull. Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., t. 34, 2, p.135-146.

PIQUE A., CHALOUAN A. et FADLI D. (1985).- Des rides paléogéographiques aux anticlinaux. Permanence des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. *Bull. Sci. Géol.*, Strasbourg, 38, 2, p.147-153.

PONS D. (1979).- Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Kricha, Jebilet centrales. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, Fr., série X, n°49, 35p.

POUTCHKOVSKY A. (1978).- Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 74 p.

RABATE J. (1976).- Etude morphostructurale et tectono-sédimentaire du bassin des Doukkala. Ecorché géologique anté-viséen des récifs dévoniens : paléogéographie et problème pétrolier. *Rapport B.R.P.M.*, inédit.

RAIS-ASSA R. (1984).- Etude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales. Lithostratigraphie, plissements et métamorphisme, chevauchements et nappes. *Thèse 3ème cycle*. Univ. Aix-Marseille IIII, Fr., 200 p.

RAIS-ASSA R., CORNEE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1983).- Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t.296 , p. 783-786 .

RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Gray Hill ed., London , 568 p.

RAMSAY J. et HUBER M. (1983).- The technics of modern structural geology. Vol. 1 et 2, Academic Press, London.

RICHERT J.P. et PERRIN G. (1972).- Reconnaissance structurale de la bordure orientale du permis des Doukkala. *Rapp. S.N.P.A.*, Pau, Fr., 11p., inéd.

RUELLAN E. (1985).- Géologie des marges continentales passives : évolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan. Etude par submersible Seabeam et sismique réflexion. Comparaison avec la marge N.O. Africaine et la marge homologue E. Américaine. *Thèse Univ.* Bretagne occidentale, Brest, Fr., 295 p.

RUSSO P. (1918).- Quelques particularités des roches granitoïdes du pays Rehamna. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.166, p.168.

RUSSO P. (1919).- Rapports latéraux et signification tectonique de l'ellipse granitique des Rehamna. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.168, p.778.

SCHAER J. (1962).- Problèmes de granitisation dans la partie occidentale du massif ancien du Haut-Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, série D, p.2270-2272.

SCHAER J. (1964a).- Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, p.2114-2117.

SCHAER J. (1964b).- Aspect de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut-Atlas. *C.R. Acad Sci.*, Paris, série D, 258, p.2353-2355.

SOUGY J. (1976).- Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jebilet occidentales et centrales (Meseta marocaine hercynienne). *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, Fr., sér. B, 12, 41 p.

SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A. (1978).- Tectonique de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne, Jebilet-Rehamna. *C.R. 6ème Réun. ann. Sci. Terre*, Orsay, Fr., 25-27 avr., p. 371 .

TAHIRI A. (1982).- Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. *Thèse 3ème cycle* . Univ. Aix-Marseille III, Fr., 171 p.

TAYEBI M. et CORNEE J.J. (1988).- La tectogenèse hercynienne du tronçon méridien du couloir de cisaillement de l'Ouest marocain dans l'Atlas occidental (Aït Chahib). *12ème Réunion des Sciences de la Terre*, Lille, 1 p.

TISSERANT D. (1977).- Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg, 100 p.

VAN DEN BOSCH J.W.H. (1971).- Carte gravimétrique du Maroc au 1/50000. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 234, 6 feuilles.

VAUCHEZ A. (1987).- Mécanismes de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. *Thèse d'Etat*, Univ. Aix-Marseille III, Fr.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976).- Eléments de tectonique analytique. Masson éd., Paris, 117 p.

WEAVER C. E. (1960).- Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. amer. Ass. Petr. Geol.*, 44, p.1505-1518.

WEGMANN C.E. (1961).- Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot*, t.II, p.99-104.

WYBRECHT E. (1984).- Front supérieur de la schistosité et cristallisations associées. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Thèse 3ème cycle* Univ. Strasbourg, Fr., 170 p.

WYBRECHT E., DUPLAY J., PIQUE A. et WEBER F. (1985).- Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism ; data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Morocco). *Minéral. Mag.*, v. 49, p. 401-411.

YOVANOVITCH B. (1933a).- Les boutonnières paléozoïques entre Casablanca et Azemmour. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 3, p. 31-33.

YOVANOVITCH B. (1933b).- Observations complémentaires sur l'anticlinal de Casablanca. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 3, p.81-83.

YOVANOVITCH B. (1938).- Sur l'existence et la signification des microgranites de Casablanca. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, p.106.

YOVANOVITCH B. et FREY R. (1934).- Sur la présence de phonolites dans la région de Mazagan. *C.R. Somm.Soc. géol. France*, Paris, p163.

ZAHRAOUI M. (1981).- Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jbel Tekzim (Jebilet centrales, Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 115 p.

ZWART H.J. (1986).- A case study of mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrénées (Andora, France). *Utrecht Geol. Ultra*, n°45, 178 p.

LISTE DES FIGURES

		page
Fig. 1 :	Localisation du secteur étudié dans les boutonnières hercyniennes du Maroc	4
Fig. 2 :	Carte géologique simplifiée de la Meseta N-W	5
Fig. 3 :	Localisation des principaux travaux cartographiques consultés	8
Fig. 4 :	Les affleurements anté-cénomaniens d'El Jadida (ex-Mazagan)	14
Fig. 5 :	Log synthétique des affleurements anté-cénomaniens d'El Jadida	15
Fig. 6 :	Localisation des sources de données sur le socle paléozoïque ou précambrien au NW d'El Jadida "offshore"	16
Fig. 7 :	Localisation des coupes lithographiques dans les Rehamna sud-occidentaux	18
Fig. 8 :	Carte géologique du dôme de Sidi Ali (Rehamna centraux)	19
Fig. 9 :	Coupe lithologique à travers le dôme de Sidi Ali	20
Fig. 10 :	Log synthétique du dôme de Sidi Ali	20
Fig. 11 :	Echantillon macroscopique du substratum de Sidi Ali	21
Fig. 12 :	Colonne stratigraphique des niveaux inférieurs du Cambrien des Rehamna occidentaux	23
Fig. 13 :	Coupes lithologiques dans les formations du Cambrien inférieur probable des Rehamna sud-occidentaux	24
Fig. 14 :	Ravinement des niveaux silteux fins par les niveaux arkosiques grossiers (Formation 1)	24
Fig. 15 :	Log synthétique des formations du Cambrien inférieur probable des Rehamna SW	25
Fig. 16 :	Equivalence entre les séries carbonatées du Cambrien inférieur des Jebilet et des Rehamna occidentaux	26
Fig. 17 :	Les affleurements de Précambrien et de Cambrien inférieur du Maroc central	27
Fig. 18 :	Limites et subdivisions du Cambrien inférieur de l'anti-Atlas	29
Fig. 19 :	Le bassin cambrien inférieur de l'ouest marocain	31

Fig. 20 : Corrélations entre Jebilet et Rehamna occidentaux au Cambrien inférieur 32

Fig. 21 : Carte géologique de la région de Dar Bou Azza 34

Fig. 22 : Coupe géologique de la région de Dar Bou Azza 35

Fig. 23 : Log synthétique de la région de Dar Bou Azza 36

Fig. 24 : Corrélation entre les formations du Cambrien supérieur du Maroc 37

Fig. 25 : Coupe lithologique de l'oued Thiourighet 39

Fig. 26 : Log synthétique des formations cambriennes de l'oued Thiourighet 41

Fig. 27 : Les variations d'épaisseur de la "série de Dar Bou Azza" (fm 7) et des quartzites d'El Hank (fm 6) dans la région de Casablanca 43

Fig. 28 : Corrélations entre les formations cambriennes des Rehamna SW 46

Fig. 29 : Coupes lithologiques dans les formations cambriennes du secteur occidental (Rehamna sud-occidentaux) 47

Fig. 30 : Log synthétique des formations cambriennes du secteur occidental (Rehamna sud-occidentaux) 48

Fig. 31 : Coupes lithologiques dans les formations cambriennes du secteur médian des Rehamna sud-occidentaux 51

Fig. 32 : Log synthétique des formations cambriennes du secteur médian (Rehamna sud-occidentaux) 52

Fig. 33 : Figures de déformation synsédimentaire en boules et coussins (formation 5b et 6) 53

Fig. 34 : Scolithes dans les niveaux gréseux de la formation 6 54

Fig. 35 : Croquis géologique de la région du Jbel Lakhdar 55

Fig. 36 : Corrélation entre les formations du Cambrien des Rehamna sud-occidentaux et septentrionaux 55

Fig. 37 : Coupes lithologiques dans les formations du Cambrien et de l'Ordovicien probable du secteur oriental des Rehamna centraux 56

Fig. 38 : Log synthétique des formations du Cambrien et de l'Ordovicien probable du secteur oriental (Rehamna centraux) 57

Fig. 39 : Corrélations entre les formations du Cambrien probable des Rehamna méridionaux 58

Fig. 40 : La succession des différentes séquences sédimentaires formées par les terrains cambriens 61

Fig. 41 : Tableau récapitulatif des différentes formations anté-ordoviciennes de la Meseta NW 62

Fig. 42 : Corrélation nord-sud au centre du bassin cambrien de la Meseta NW 63

Fig. 43 : Isopaques du Cambrien moyen en Meseta nord-occidentale 64

Fig. 44 : Carte des isopaques du Paléozoïque de la Meseta marocaine occidentale 65

Fig. 45 : Données de forages dans les Doukkala et calcul de l'épaisseur maximale des terrains cambriens. 66

Fig. 46 : Le graben cambrien moyen ouest-mésétien : isopaques des dépôts terrigènes du Cambrien moyen 67

Fig. 47 : Restauration du bassin cambrien moyen des Jebilet occidentales 68

Fig. 48 : Le Cambrien moyen du Haut Atlas occidental et central 69

Fig. 49 : Les zones tectono-sédimentaires du Maroc au Cambrien moyen 71

Fig. 50 : Corrélation entre les formations de l'Ordovicien de la Meseta NW 74

Fig. 51 : Corrélation entre les formations du Silurien de la Meseta nord-occidentale 75

Fig. 52 : Corrélation entre les formations dévoniennes probables des Rehamna 77

Fig. 53 : Paléogéographie de la Meseta nord-occidentale au Dévonien 79

Fig. 54 : Le bassin du Carbonifère inférieur de l'ouest marocain 81

Fig. 55 : Schéma géodynamique de la Meseta marocaine au Carbonifère 83

Fig. 56 : Carte structurale de la Meseta nord-occidentale 92

Fig. 57 : Transversales E-W dans la Meseta nord-occidentale 98
A. Basse vallée de l'oued Oum er Rbia
B. Rehamna sud-occidentaux

Fig. 58 : Zonéographie du métamorphisme en Meseta nord-occidentale 100

Fig. 59 : Stéréogramme des stries de glissement banc sur banc dans la basse vallée de l'oued Oum er Rbia 102

Fig. 60 : Stéréogramme des stries de glissement banc sur banc au coeur du synclinal d'Imfout 103

Fig. 61 : Les failles verticales dans la basse vallée de l'oued Oum er Rbia 103
A. Stéréogramme des stries de friction
B. Direction principale de raccourcissement

Fig. 62 : Contact chevauchant vers l'Est au niveau de l'oued Hennina 104

Fig. 63 : Schéma structural des Rehamna sud-occidentaux 106

Fig. 64 : Variations de l'indice de cristallinité de l'Illite, de la typologie de la schistosité et du style du plissement sur une transversale E-W dans les Rehamna sud-occidentaux 107

Fig. 65 : Déformation des tubes d'organismes fouisseurs dans les plans de la schistosité S1 108

Fig. 66 : Carte de la schistosité S1 et des linéations Le dans les Rehamna sud-occcidentaux 110

Fig. 67 : Les quatre types de la schistosité 111

Fig. 68 : Localisation des échantillons analysés pour la cristallinité de l'illite 113

Fig. 69 : Cristallinité des illites; caractérisation selon la méthode d'Esquevin 114

Fig. 70 : A. Localisation des Rehamna centraux ;
B. Carte géologique des Rehamna centraux 116

Fig. 71 : Tectonogramme semi-interprétatif des Rehamna centraux 117

Fig. 72 : Carte des schistosités et des linéations dans le secteur de Sidi Ali 118

Fig. 73 : Boudinage des niveaux gréseux dans les calcschistes de la formation 2 119

Fig. 74 : Pli en fourreau dans les micaschistes de la formation 3 120

Fig. 75 : Pli P2 déformant la schistosité S1 en bordure de l'accident du Jbel Lakhdar 125

Fig. 76 : Système de duplex à plongement arrière (Synclinal du Kaou-Kaou) 126

Fig. 77 : Directions principales de raccourcissement (Amygdales tectoniques du Lakhdar) 127

Fig. 78 : Schéma interprétatif de l'évolution géologique de la Meseta nord-occidentale sur une transverse E-W 128

Fig. 79 : Modèle cinématique de la Z.C.M.O. pendant l'épisode de déformation hercynienne majeure 132

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

PHOTO 1 : Conglomérat de base à galets de granite et de rhyolite étirés (formation 1, Cambrien inférieur probable). Sidi Ali, Rehamna centraux.

PHOTO 2 : Détail du conglomérat de Sidi Ali (formation 1, Cambrien inférieur probable)
- Noter l'allongement du galet dans le plan de la schistosité S1 (étirement parallèle au crayon) -

PHOTO 3 : Conglomérat de Sidi Ali (formation 1, Cambrien inférieur probable).
- Noter l'aplatissement des galets dans le plan de la schistosité S1 et leur allongement parallèlement à la linéation minérale marquée par l'alignement des agrégats quartzo-feldspathiques (allongement parallèle au crayon) -

PHOTO 4 : Conglomérat du Kef el Mouneb dévonien probable
- Vue perpendiculaire à la linéation d'étirment et aux plans des schistosités S1 et S2 (section YZ)

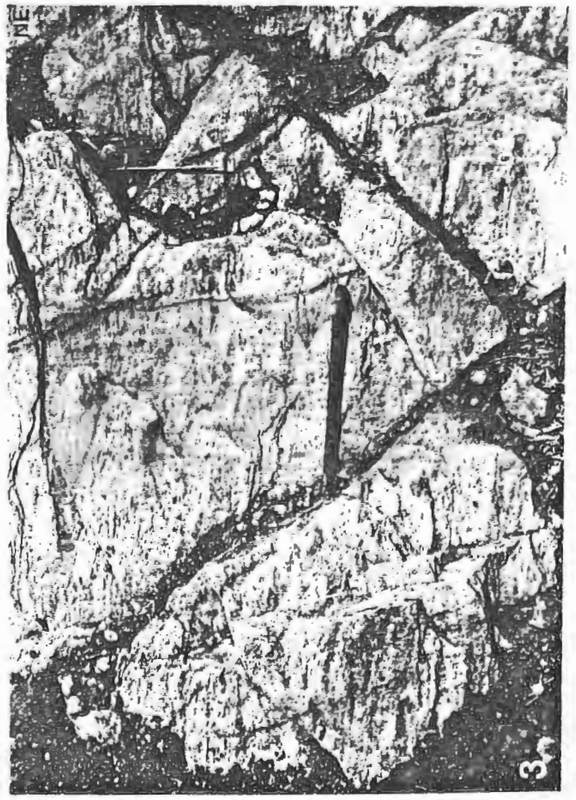


PLANCHE II

PHOTO 1 : Calcschistes (formation 2, Cambrien inférieur probable). Flanc occidental vertical de l'anticlinal du Koudiat el Hamra, Rehamna sud-occidentaux.
- Noter l'érosion différentielle qui met en relief les niveaux gréseux découpés par la schistosité S1 -

PHOTO 2 : Pli d'entraînement P1 dans les calcschistes (formation 2, Cambrien inférieur probable). Flanc oriental de l'anticlinal du Jbel Tentana.
- Noter la crénulation P2 affectant la schistosité S1-

PHOTO 3 : Crénulation P2 , marquée par une schistosité S2 recoupant un pli P1 dans les calcschistes (formation 2, Cambrien inférieur probable). Flanc oriental de l'anticlinal du Jbel Tentana.

PHOTO 4 : Pli P1 isoclinal dans les calcschistes (formation 2, Cambrien inférieur probable). Sidi Ali, Rehamna centraux.
- Noter la transposition totale de la stratification S0 dans la schistosité S1 en dehors de la charnière du pli -

PLANCHE III

PHOTO 1 : Moules internes de valves brachiales de l'espèce nouvelle de Billingsella du Cambrien supérieur. Gisement de Dar Bou azza (photo Mergl, Prague).

PHOTO 2 : Micrographie de traces de bioturbations dans les siltstones (formation 5a, Cambrien moyen). Synclinal du Lakhdar (Rehamna sud-occidentaux).

PHOTO 3 : Traces de reptation (Bilobites ?) à la surface des bancs de microconglomérats (formation 4b, Cambrien moyen). Anticlinal de Roukaïna, Rehamna sud-occidentaux.

PHOTO 4 : Micrographie d'un fragment d'échinoderme dans un galet calcaire du conglomérat dévonien probable du Kef el Mouneb, préservé dans la zone de métamorphisme mésozonal.Rehamna centraux.

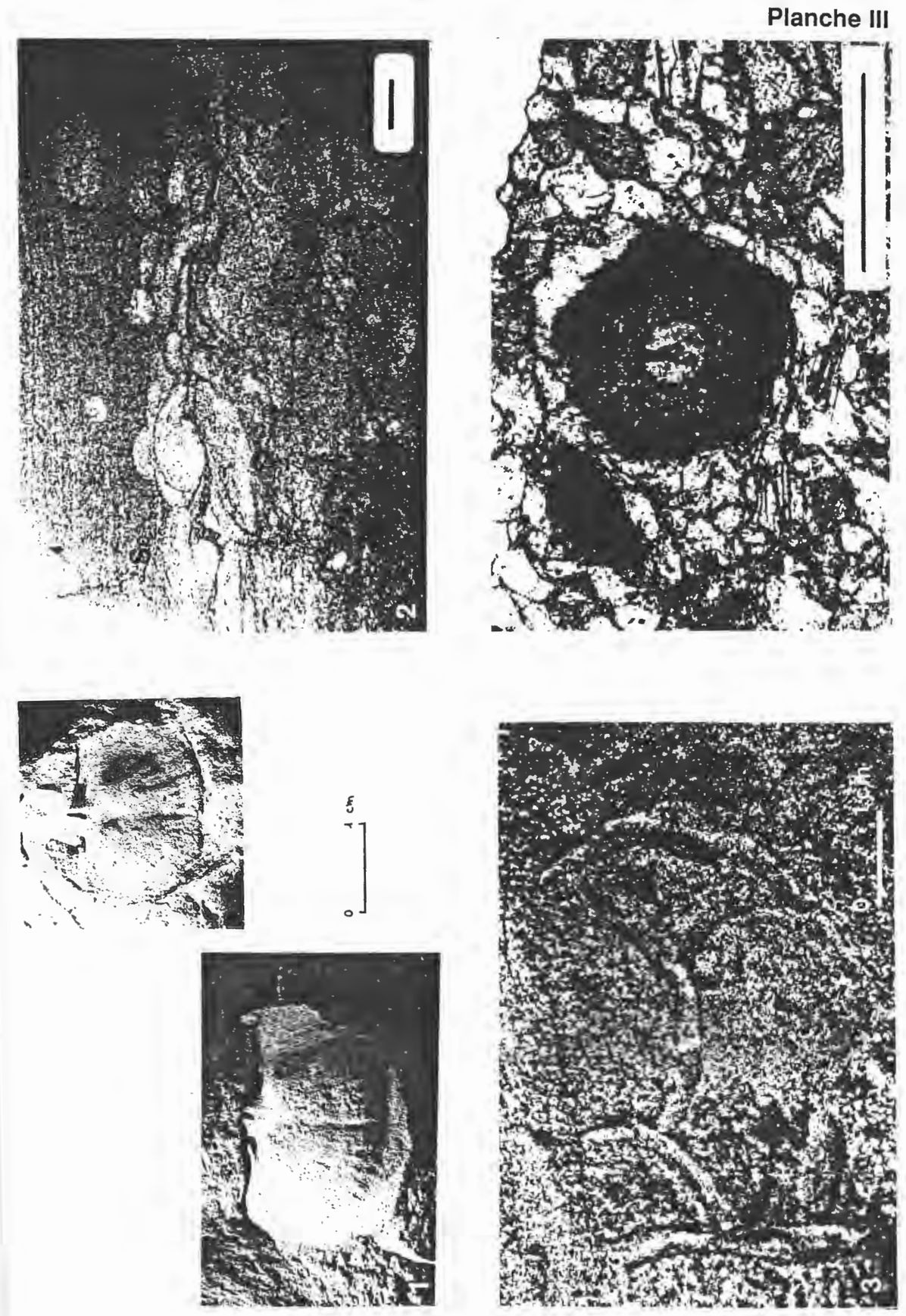


PLANCHE IV

Micrographies en lumière polarisée de lames minces taillées selon une section YZ (échelle 1mm)

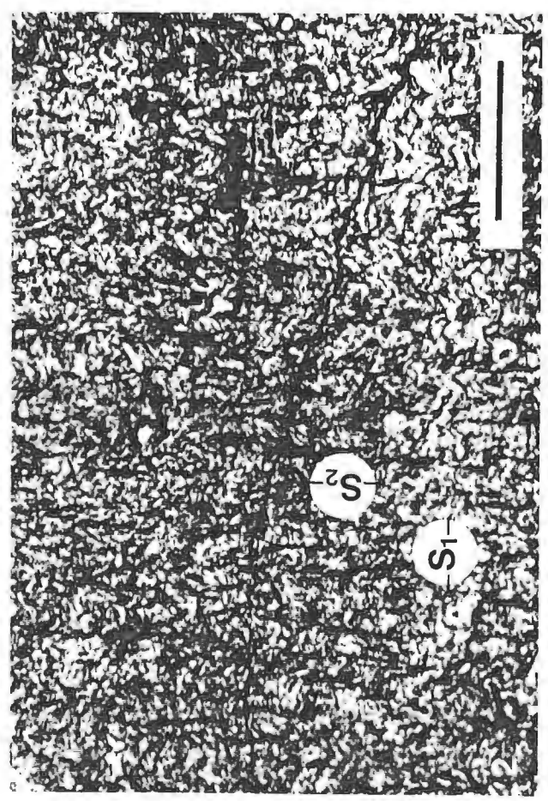
PHOTO 1 : Micaschistes à biotite (Bi), grenat (Gr) et staurotide (St) (formation 3, Cambrien probable). Sidi Ali, Rehamna centraux.
- Noter les inclusions de quartz (Qz) rectilignes dans les staurotides poecilitiques qui sont mouleés par les biotites. certains grenats se trouvent également en inclusion dans les staurotides -

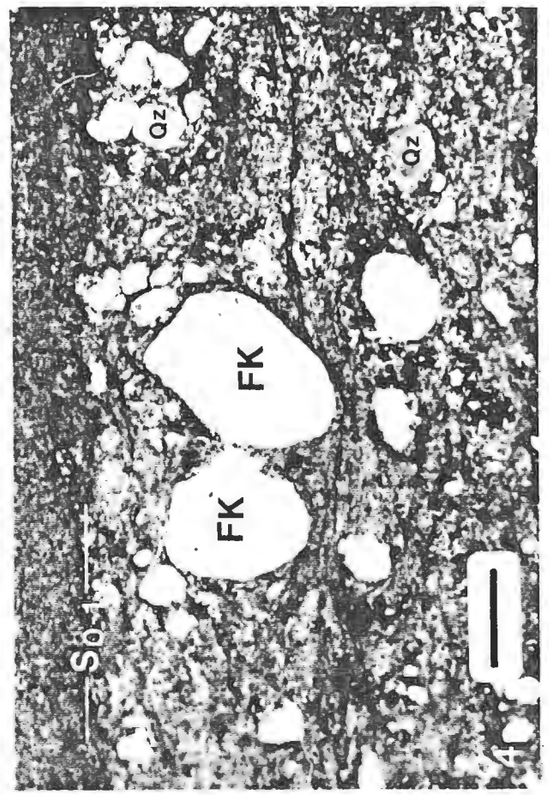
PHOTO 2 : Schistosité de crénulation S2 déformant la schistosité S1 (formation 3, Cambrien moyen). Repli P2 à l'Est du Jbel Tentana (Rehamna sud-occidentaux).

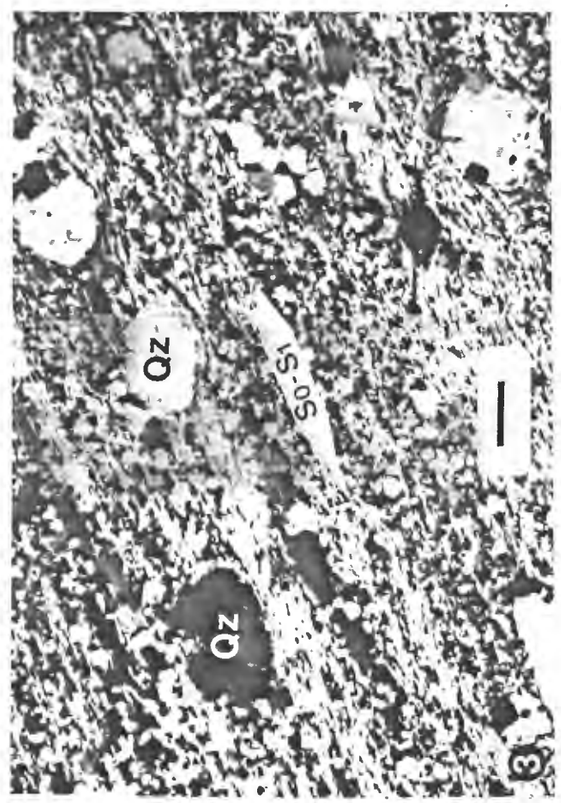
PHOTO 3 : Aspect des microconglomérats de la formation 1 (Cambrien inférieur probable). Sidi Ali, Rehamna centraux.
- Noter la texture milonitique (foliation), les porphyroblastes de quartz (Qz) et la matrice partiellement recristallisée -

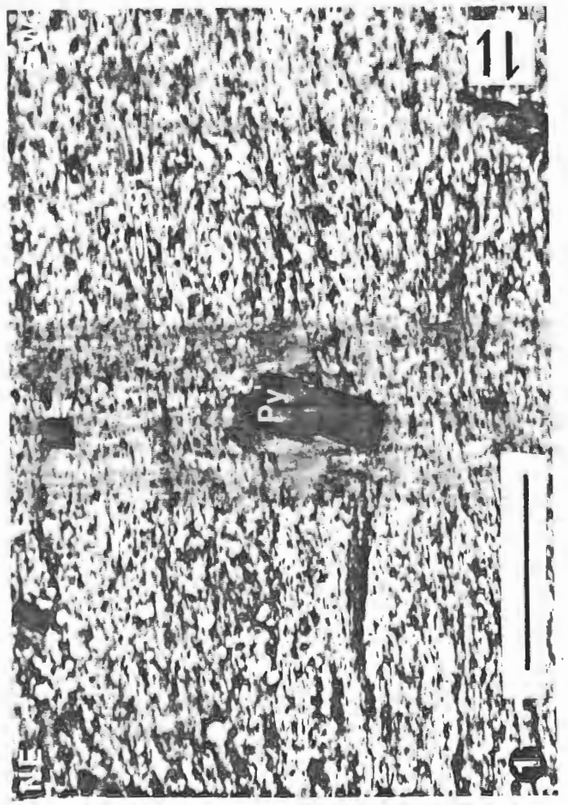
PHOTO 4 : Arkoses de la formation 1 (Cambrien inférieur probable). Jebel Tentana (Rehamna sud-occidentaux).
- Noter la forme arrondie des grains de feldspath potassique (F.K.) et la forme allongée de certains grains de quartz (Qz) -

Planche IV









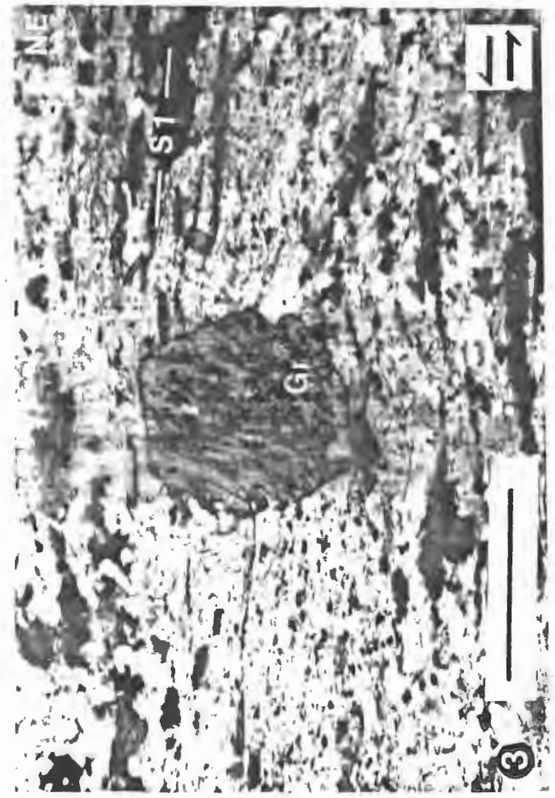


PLANCHE V

Micrographies en lumière polarisée de lames minces taillées selon une section YZ (échelle1mm)

PHOTO 1 : Pyrite (Py) avec recristallisations dissymétriques de muscovite en zone abritée dans la foliation mylonitique.Micaschistes de la formation 7 (Ordovicien probable). Sud de Mesmouta, Rehamna centraux.

PHOTO 2 : Pyrite (Py) avec des recristallisations dissymétriques de quartz en zone abritée ("ombres de pression"). Micaschistes de la formation 3 (Cambrien probable). Ouled Selmoun, Rehamna centraux

PHOTO 3 : Grenat (Gr) syncinématique à inclusions sigmoïdes de quartz prolongeant la schistosité de flux S1. Micaschistes de la formation 3 (Cambrien probable). Ouest du dôme de Sidi Ali, Rehamna centraux.

PHOTO 4 : Grenat (Gr) à inclusions de quartz rectilignes, obliques par rapport à la schistosité S1, et avec des recristallisations dissymétriques de muscovite et de quartz. Micaschistes de la formation 3 (Cambrien probable). Dôme de Sidi Ali, Rehamna centraux.
- Noter les plans C légèrement obliques par rapport au plan d ela schistosité S1-

Imprimé à la
Faculté des Sciences et Techniques
de Saint-Jérôme
13397 MARSEILLE CEDEX 13

RELATION ENTRE LA MARGE DU BASSIN CAMBRIEN ET LA CINEMATIQUE HERCYNIENNE DE LA MESETA OCCIDENTALE DU MAROC

Thèse présentée par

Michel CORSINI

pour obtenir le titre de Docteur de l'Université d'AIX-MARSEILLE III
mention Sciences option Géologie

Soutenue le 16 septembre 1988, devant la commission d'examen :

R. DARS	Rapporteur
B. GUERANGE	
J. MULLER	
A. PIQUE	Rapporteur
J. SOUGY	
A. VAUCHEZ	
J.J. CORNEE	Invité

Résumé :

La Meseta nord-occidentale est un segment de la chaîne hercynienne du Maroc. L'étude litho-stratigraphique et structurale de cette région montre que la paléogéographie joue un rôle déterminant au cours de l'évolution tectonique hercynienne : les grands bassins qui se sont individualisés au cours de la sédimentation du Paléozoïque vont gouverner la géométrie et la cinématique de la déformation.

La Meseta nord-occidentale se subdivise, d'Ouest en Est, en deux domaines où la sédimentation et le style de la déformation sont très différents :

- *le Môle côtier* ou domaine occidental, qui est marqué par l'ouverture d'un graben intra-continental actif et fortement subsident au Cambrien. Ce domaine est structuré à l'Hercynien par des grands plis concentriques subméridiens. A proximité des principales failles rectilignes, parallèles à la direction de la chaîne, les plis se disposent en échelon et s'accordent avec un coulissage horizontal dextre du bâti.

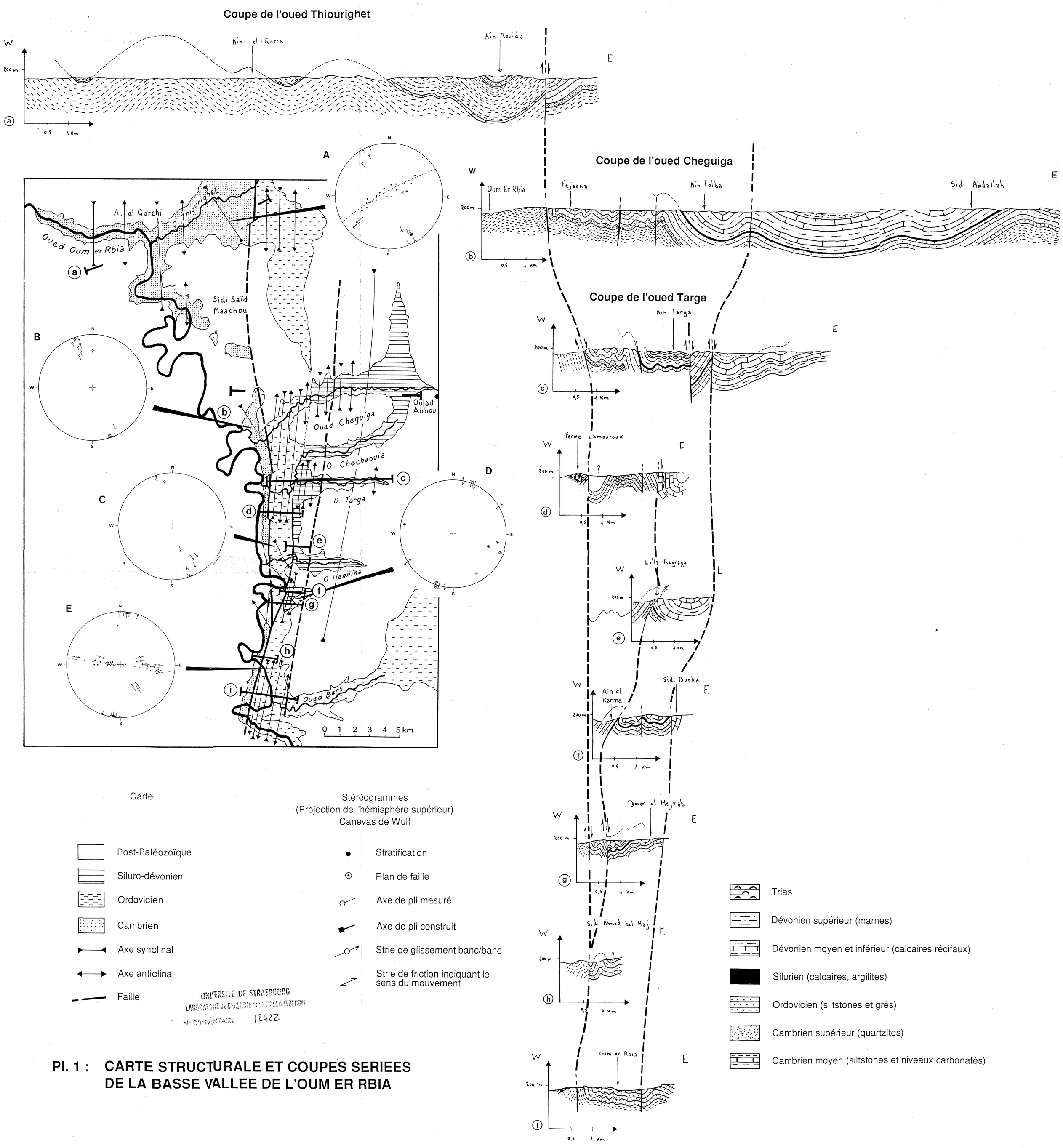
- *la Meseta centrale* ou domaine oriental, zone haute inactive au Cambrien, sur lequel s'installe au Dévonien supérieur-Carbonifère un bassin marginal dont la bordure occidentale est découpée en panneaux basculés et marquée par une intense activité volcanique de type alcalin à transitionnel. Dans ce domaine la direction des grandes structures plicatives hercyniennes est guidée par les anciennes failles bordières du bassin de direction N20-N30 et N70.

Ces deux domaines sont séparés par *la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (Z.C.M.O.)*, qui n'est pas une faille unique mais correspond à une succession d'accidents décrochants disposés en relai où se concentrent le métamorphisme et la déformation. Cette zone, qui coïncide à la fois avec la limite orientale du bassin cambrien et avec la limite occidentale du bassin dévono-carbonifère, s'étend depuis la zone faillée de Rabat-Tiflet en Meseta côtière au Nord jusqu'à la faille du Tizi'n Test dans le Haut-Atlas au Sud.

Dans la partie centrale du massif des Rehamna, la Z.C.M.O. est *une faille peu pentée à l'Est*, héritée du dispositif en extension du Carbonifère. Pendant la phase de déformation hercynienne majeure, *le compartiment supérieur oriental s'est déplacé vers le SW parallèlement aux structures majeures de la chaîne.* La cinématique particulière de cet accident et le métamorphisme mésozonal qui accompagne la déformation ductile s'expliquent par la forte *remontée du socle précambrien* qui affleure dans ce secteur.

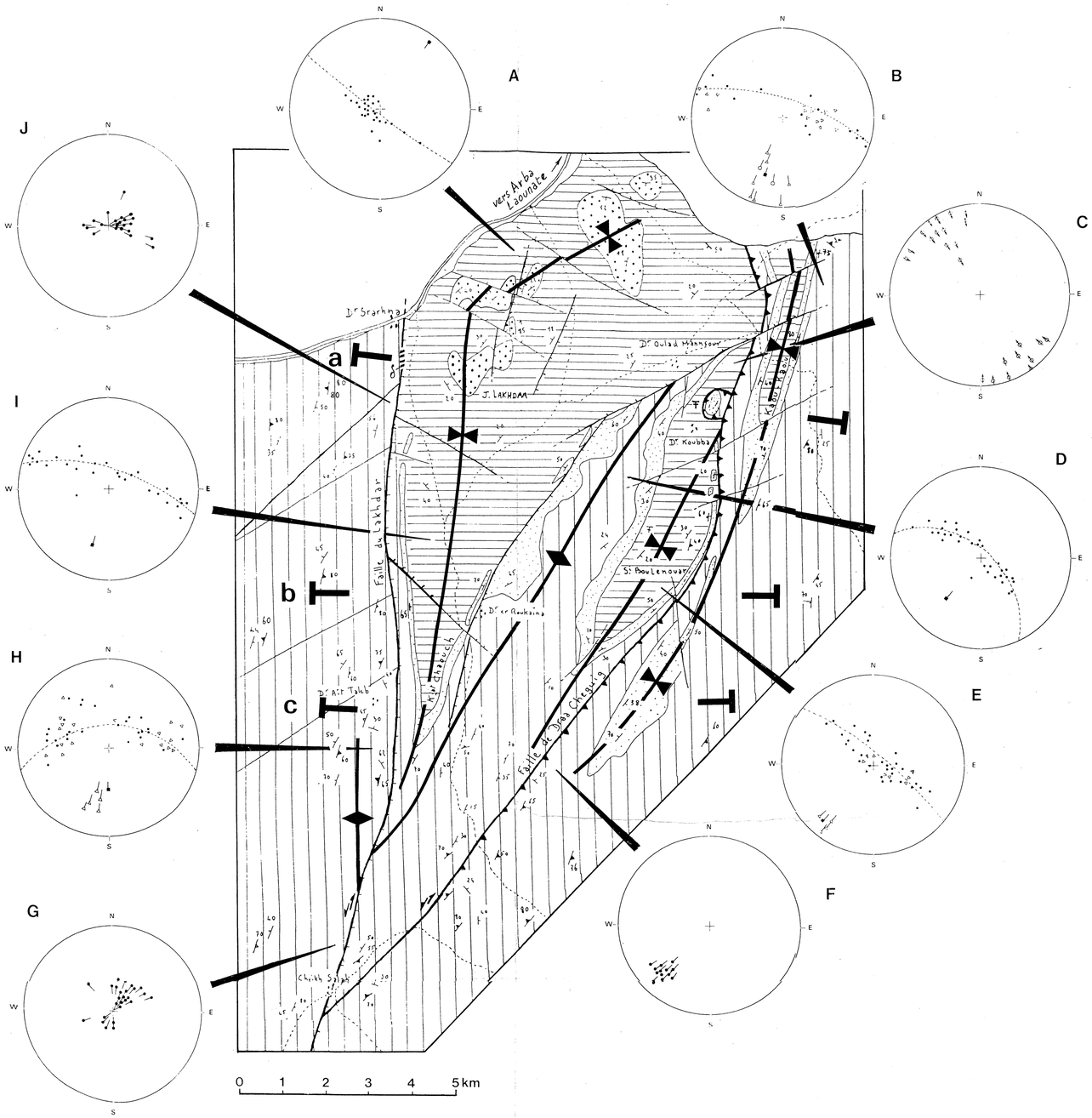
Mots clés :

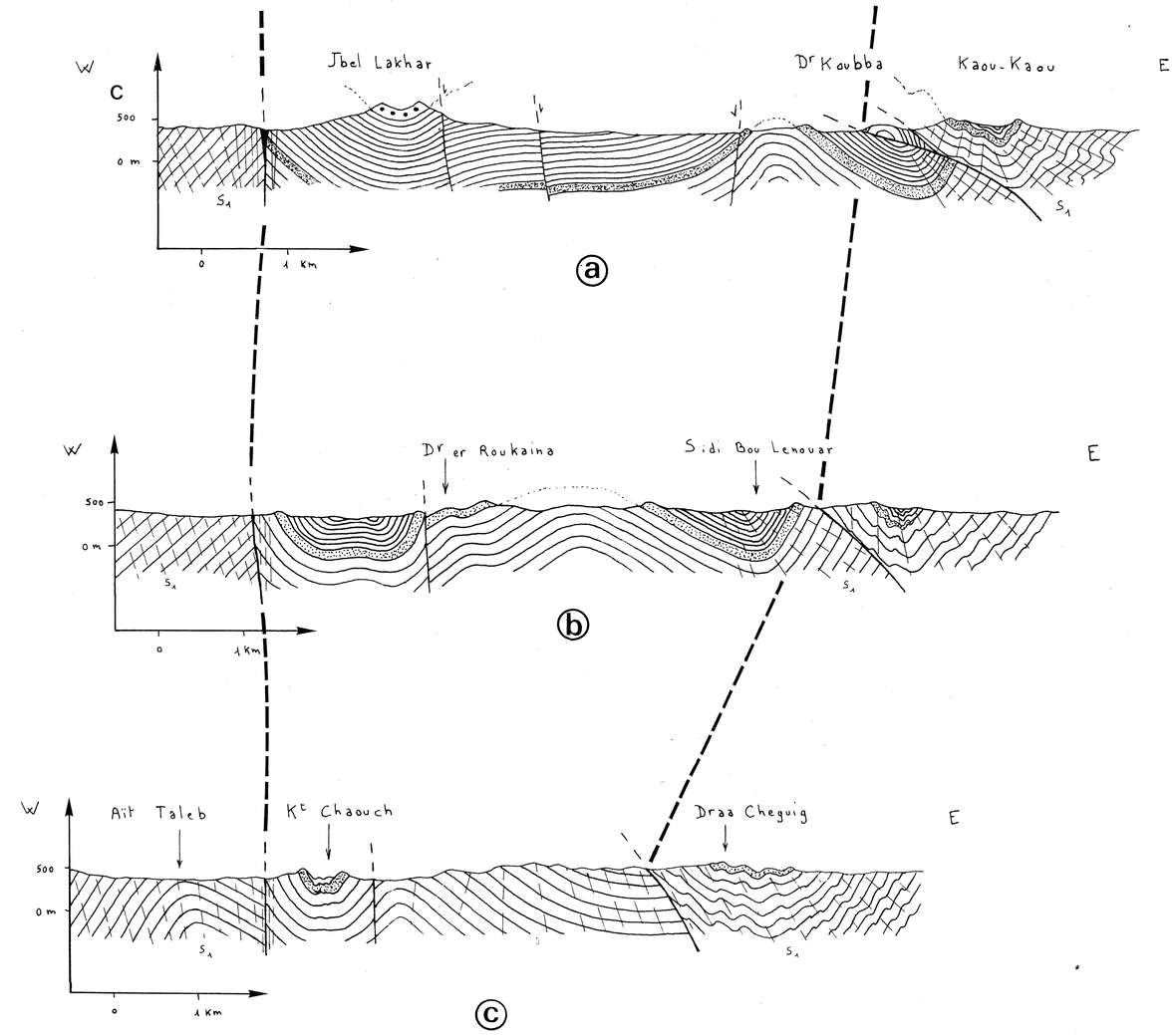
Chaîne hercynienne, Meseta marocaine, graben cambrien, héritage structural, décro-chevauchement ductile.



UNIVERSITE DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12422

Pl. 1 : CARTE STRUCTURALE ET COUPES SERIEES DE LA BASSE VALLEE DE L'OUM ER RBIA





Stereogrammes

- Stratification S0
- Schistosité S1
- Axe de pli P1 mesuré
- Linéation d'intersection L_1
- Axe de pli P1 calculé
- Axe de pli P2 mesuré
- Strie de friction

Légende de la carte

- Axe synclinal
- Axe anticlinal
- Faille normale
- Faille décrochante et à rejet vertical
- Chevauchement
- Stratification
- Schistosité S1

- Formations post-paléozoïques
- Dolérite post-hercynienne (δ)
- Quartzites fm6
- Psammites fm5
- Grès fm4
- Graywackes fm3

Légende des coupes

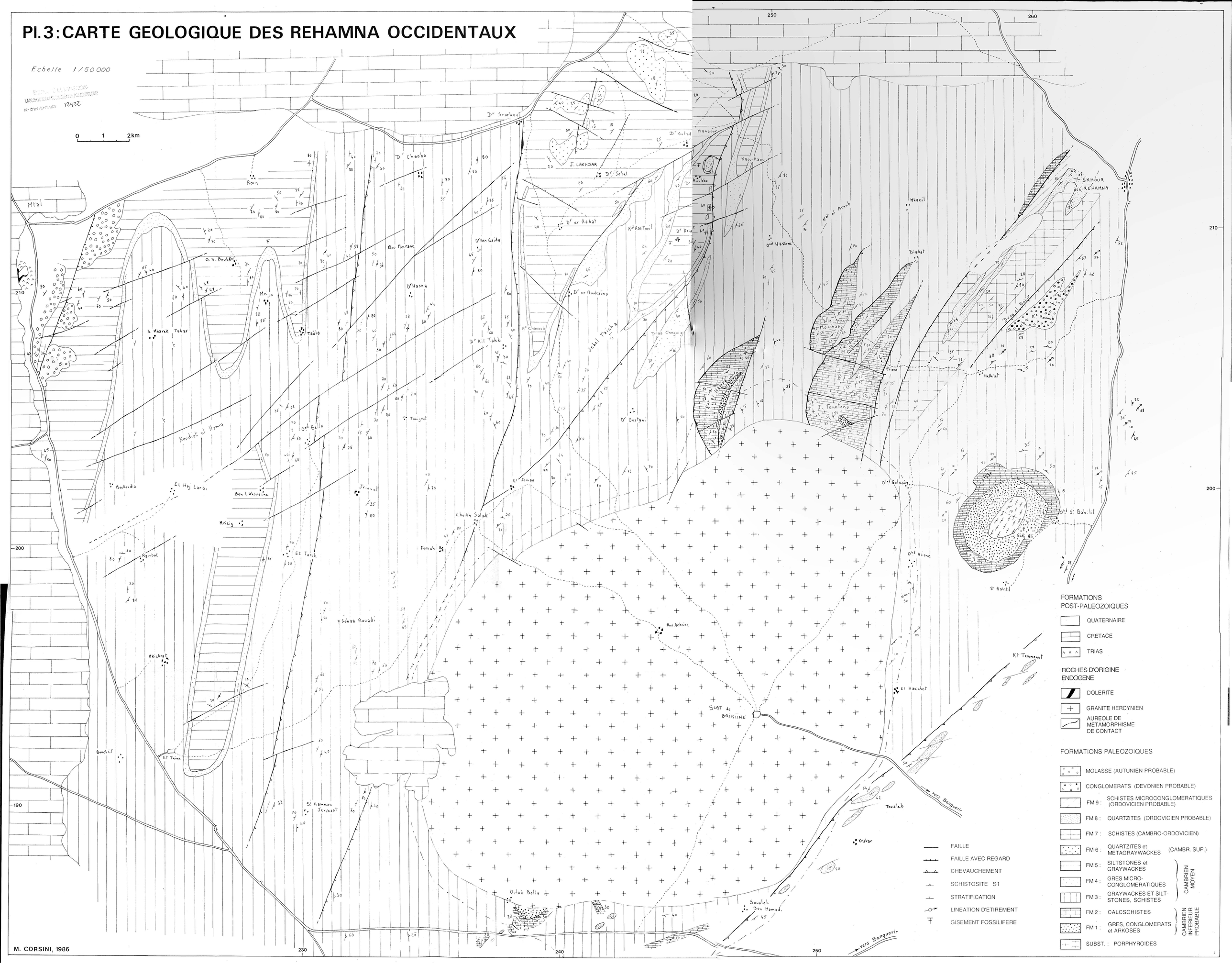
- Quartzites fm6
- Psammites et siltstones fm5
- Grès fm4
- Graywackes et siltstones fm3

} CAMBRIEN

Pl. 2 : CARTE STRUCTURALE ET COUPES SERIEES DE LA LENTILLE DU JBEL LAKHDAR

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12422

PI.3 : CARTE GEOLOGIQUE DES REHAMNA OCCIDENTAUX



M. CORSINI, 1986