Etude géologique de l'Atlas d'Afourer - Haut-Atlas central - Maroc

Jean Pierre Rolley

▶ **To cite this version:**

Jean Pierre Rolley. Etude géologique de l'Atlas d'Afourer - Haut-Atlas central - Maroc. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1973. Français. NNT : . tel-00759967

HAL Id: tel-00759967
https://theses.hal.science/tel-00759967

Submitted on 3 Dec 2012

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.

DOUBLE

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

205.142
1973
211

205142
1973
211

THESE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE I

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Jean Pierre ROLLEY

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

Etude géologique de l'Atlas d'Afourer

Haut Atlas central - Maroc

Soutenue le 18 Octobre 1973 devant la Commission d'Examen

J. DEBELMAS	- Professeur	Président
M. GIDON	- Maitre de conférence	Rapporteur
G. CHOUBERT	- Directeur de Recherche	
A. Faure Muret	- Maitre de conférence	Invités

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

205142
1973
211

THESE

PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE I

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Jean Pierre ROLLEY

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITÉ

Etude géologique de l'Atlas d'Afourer

Haut Atlas central - Maroc

T. 74 /97

Soutenue le 18 Octobre 1973 devant la Commission d'Examen

J. DEBELMAS	- Professeur	Président
M. GIDON	- Maitre de conférence	Rapporteur
G. CHOUBERT	- Directeur de Recherche	
A. Faure Muret	- Maitre de conférence	Invités

0520259255

- REMERCIEMENTS -

Arrivé au terme de ce mémoire, je voudrais exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui, à titres divers, en ont permis sa réalisation.

Tout d'abord à Monsieur le Professeur J. Debelmas qui a bien voulu m'accueillir parmi ses élèves à l'Institut Dolomieu et diriger ce travail. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude et mes remerciements sincères pour les conseils et l'aide bienveillante qu'il m'a toujours prodigué.

Mes remerciements iront ensuite à Monsieur M. Gidon qui a supervisé directement cette étude, ne ménageant ni son temps ni ses conseils ; qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je tiens à remercier aussi mes supérieurs hiérarchiques et mes collègues marocains ; en particulier Monsieur M. Saadi Chef de la Division de la Géologie et son prédécesseur Monsieur M. Diouri, ainsi que Messieurs Y. Ennadifi et A. Boudda qui se sont succédés à la tête du Service de la Carte Géologique du Maroc ; qu'ils trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements pour l'aide et la compréhension que j'ai toujours trouvé auprés d'eux.

Ma reconnaissance va également à tous ceux qui, de prés ou de loin, m'ont apporté au cours de ce travail leur aide ou leur amitié. Je pense tout particulièrement à Monsieur et Madame H. Arnaud avec qui j'ai toujours eu, lors de mes passages à Grenoble, de longues et fructueuses discussions.

J. P. ROLLEY

RABAT - SEPTEMBRE 1973

TABLE DES MATIERES

Pages

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION ..... A I

I - GENERALITES ..... A 3

II - APERÇUS STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE ..... A 5

IV - HISTORIQUE SOMMAIRE ..... A 7

DEUXIEME PARTIE - ETUDE STRATIGRAPHIQUE ..... B I

I - FORMATIONS RAPPORTEES AU JURASSIQUE ..... B 3

A. Introduction ..... B 5

B. "Trias" et "Lias inférieur" ..... B 6

C. La formation du Lias moyen ..... B 17

D. Les formations rapportées au Domérien ..... B 28

E. "Les marnes chocolat" ..... B 39

F. Formations rapportées au Dogger ..... B 46

II - FORMATIONS RAPPORTEES AU CRETACE ..... B 55

A. Considérations générales ..... B 57

B. L'Infra-Aptien ..... B 61

C. La barre aptienne ..... B 64

D. L'Albo-Cénomanien ..... B 68

E. La barre cénomano-turonienne ..... B 69

F. Description des affleurements ..... B 71

III - FORMATIONS RAPPORTEES AU TERTIAIRE ..... B 77

A. Introduction ..... B 79

B. La formation phosphatée ..... B 79

C. La formation sableuse rouge ..... B 81

D. La formation marno-conglomératique ..... B 82

IV - DEPOTS RAPPORTES AU QUATERNAIRE ..... B 83

A. Introduction ..... B 84
B. Le Quaternaire ancien ..... B 84
C. Le Quaternaire moyen ..... B 85
D. Le Quaternaire récent ..... B 94

V - LES ROCHES ERUPTIVES ..... B 87

A. Généralités ..... B 89
B. Roches éruptives rencontrées dans le "Trias" et le "Lias-basal" ..... B 90
C. Roches éruptives rencontrées dans les formations jurassiques ..... B 95
D. Coulées basaltiques crétacées ..... B 96
E. Conclusion ..... B 99

TROISIEME PARTIE - ETUDE STRUCTURALE ..... C 1

I - LA ZONE DES SYNCLINAUX ..... C 5

A. La région d'Ouzoud ..... C 6
B. La région de Karia-Zaléguène ..... C 8
C. Remarque sur le cours de l'oued El Abid ..... C 17

II - LA ZONE DE BORDURE ..... C 19

A. Région de Bezou ..... C 20
B. Lobe chevauchant du jbel Bou-Karoun ..... C 22
C. Redan de Bou-Hamza ..... C 26
D. La région des Béni-Ayat ..... C 30
I Zone de bordure ..... C 30
1 - Le saillant d'Oulad Ayad ..... C 30
2 - Le redan d'Aït Berli ..... C 35
3 - Le saillant de Tannfert ..... C 35
II Zone Sud ..... C 40
E. Redan de Tisgui ..... C 43
F. Lobe de Tazergount-Aourdéni ..... C 46
G. Essais d'interprétation de la zone de bordure ..... C 48

III - ESSAI D'INTERPRETATION D'ENSEMBLE DES STRUCTURES ..... C 53

QUATRIEME PARTIE - CONCLUSION GENERALE ..... D 1

I - RAPPORTS ATLAS-PLAINE DU TADLA ..... D 3

II - HYPOTHESE SUR LA STRUCTURE DE LA FOSSE ATLASIQUE ..... D 9

- PLANCHES DE PHOTOGRAPHIES
- CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE
- SCHEMA STRUCTURAL
- SITUATION DES COUPES ET DES TECTONOGRAMMES

B I B L I O G R A P H I E

ARAMBOURG C. (1952) : Vertébrés fossiles des gisements de phosphate (Maroc, Algérie, Tunisie). Notes & M. Serv. géol. Maroc n° 92.

BEAUDET G. (1969) : Le Plateau central marocain et ses bordures. Etude géomorphologique. Rabat. (thèse Lettre Paris).

BEAUGE A. (1920) : Une hypothèse sur la jonction du Moyen Atlas nord et du Haut Atlas marocains. B. Soc. géol. Fr. 4° sér. t. 20, fasc. 7-8, 3 mai, pp. 271279, 2 fig., I pl. h.t.

BEAUGE A. & RUSSO P. (1929) : Sur la continuité tectonique des Djebilet et du moyen Atlas (Maroc méridional). B. Soc. géol. fr. 4° sér. t. 29, fasc. 6-7, 4 nov., pp. 405-414, I fig.

BENZAQUEN M. (1963) : La bordure septentrionale de l'Atlas de Béni-Mellal. Contribution à l'étude géologique de la région d'El Ksiba. Notes Ser. géol. Maroc, t. 22, n° 170, pp. 45-80, 3 fig., 9 pl. phot. I pl. h.t. de coupes,I carte géol. au 50.000e.

BOURCART J. (1931) : Quelques données nouvelles sur le problème de la limite entre le Haut et le Moyen-Atlas marocain. C.R. Acad. Sci., Paris, 21 sept. publi. 5 oct., t. 193, n° 14, pp. 536-538.

BOURCART J. (1933) : Sur la situation stratigraphique et l'âge probable de la formation détritique subatlasique dans le Haut-Atlas de Marrakech. C.R. Acad. Sci., Paris, 25 sept. publ. 16 oct. t. 197, n° 16 pp. 845-847.

BOURCART J. (1933) : A propos de la formation subatlasique. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 18 déc., 16, pp. 255-256, I fig.

BOURCART J. (1934) : Le Crétacé de l'Atlas central (Territoire autonome du Tadla). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 5 févr. , 3, pp. 30-31.

BOURCART J. (1936) : Sur la transgression cénomanienne dans le Haut-Atlas. C.R. somm. Soc. géol., Fr., 8 Juin, II, pp. 188-189.

BOURCART J. (1942) : Carte géologique d'exploration du territoire autonome du Tadla au 200.000e. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 58 ; et Notice explicative, n° 58 bis.

BOURCART J. & ROCH E. (1942) : Carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizarht et de Dadès au 200.000e. Idem. n° 54 ; et Notice explicative, n° 54 bis.

BOURCART J. & RICOUR J. (1952) : Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 4 févr., 3, pp. 37-39.

BOURCART J. & RICOUR J. (1952-54) : Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. C.R. 19° Congr. géol. int. Alger, 1952, publ. Alger 1954, sect. 13, fasc. 13, pp. 35-47.

BUSSON G. (1969) : Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plate-formes du Mésozoïque : l'exemple du Cénomanien-Turonien du Nord-Est de la plateforme saharienne et de Berbérie. B. Soc. géol. Fr., 7° sér., t. II, n°. 5, pp. 687-703, 6 fig.

CAIA S. (1968) : Roches eruptives basiques et minéralisations en plomb, zinc et strontium de la région de Tirrhist (Haut-Atlas de Midelt) Notes et M. Serv. géol. Maroc N° 206.

CHOUBERT G. (1945) : Notes préliminaire sur le Pontien du Maroc. B. Soc. géol. Fr., 5° sér., t. 15, fasc. 9, 17 déc., pp. 677-764.

CHOUBERT G. & ENNOUCHI E. (1946) : Premières preuves paléontologiques de la présence du Pontien au Maroc. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 3 juin, II, pp. 207-208.

CHOUBERT G. (1948) : Essai sur la paléogéographie du mésocrétacé marocain. Vol. jubil. Soc. Sci. natur. Maroc, pp. 307-329.

CHOUBERT G. & MARCAIS J. (1952) : Aperçu structural, in : Géologie du Maroc. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 100.

CHOUBERT G., JOLY F., GIGOUT M., MARCAIS J., MARGAT J. & RAYNAL R. (1956) Essai de classification du quaternaire continental du Maroc. C.R. Acad. Sci., Paris, 23 Juil., t. 243, n° 5, pp. 504-506.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1956) : Lexique stratigraphique du Maroc. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 134.

CHOUBERT G. FAURE-MURET A., & LEVEQUE P. (1956) : Au sujet des grès de Guettioua et des empreintes de Dinosauriens de la région de l'Oued Rhzef. C.R. Acad. Sci., Paris, 19 nov., t. 243, n° 21, pp. 1639-1642.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62) : Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. in Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, M. h. sér. Soc. géol. Fr. T. I.

COLO G. (1961) : Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 139, (thèse univ. Paris-56).

DUBAR G. (1942) : Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes Térébratules et Zeilleries multiplissées. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 57.

../..

DUBAR G. (1948) : Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Faune domérienne du jbel Bou Dahar, id., n° 68.

DUBAR G. (1952) : Livret-guide de l'excursion A 34 Haut-Atlas centrale. XIX° Congr. géol. int., Alger 1952, Série Maroc n° 4, Rabat.

DUBAR G. (1954) : Compte rendu général de l'excursion A 34 : Haut-Atlas central. id., série Maroc n° 16, pp. 35-53.

DUBAR G. (1960-62) : Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). in Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, M. h. sér. Soc. géol. Fr. t I, pp. 529-544.

HOTTINGER L. (1967) : Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 209.

JEREMINE E. (1952) : Sur les gabbros et quelques roches associées du Haut Atlas ; Notes & M. Serv. géol. Maroc, t. 6, n° 95, pp. 215-235.

JEANNETTE A. & LUCAS J. (1955) : Sur l'extension au Maroc des niveaux à chlorite dans les argiles du Permo-Trias. Notes Serv. géol. Maroc t. 12, n° 125, pp. 129-136.

LAVOCAT R. (1961) : Le gisement de vertébrés de Béni-Mellal. Introduction géologique par G. CHOUBERT & A. FAURE-MURET. Notes & M. Serv. géol. Maroc, t. 155.

LEVEQUE P. (1952) : Les aménagements de l'Oued el Abid, in géologie appliquée aux grands travaux du Maroc (zone française) Fasc. I. Notes & M. Serv. géol. Maroc n° 98.

LEVEQUE P. (1961) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). Thèse Sci., Paris, 1961,

LUCAS J. (1962) : La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. M. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr., Strasbourg, n° 23,

MILLOT G. (1954) : Sur l'existence de roches composées essentiellement de Chlorites. C.R. Acad. Sci., Paris, II janv. t. 238, n° 3, pp. 363-364.

MILLOT G., PERRIAUX J. & LUCAS J. (1961) : Signification climatique de la couleur rouge des grés Permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. carte géol. Als.-Lorr., t 14, fasc. 4, pp. 91-100, Strasbourg.

MORET L. (1931) : Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 18.

MORET L. & ROCH E. (1933) : A propos de la formation attribuée à l'Oligo-Miocène dans l'Atlas de Marrakech. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 4 déc., 15, pp.238-240.

PERRIAUX J. (1961) : Contribution à la Géologie des Voges gréseuses. M. Serv. carte géol. Als.-Lorr., n° 18. Thèse Sci., Nancy, 1961.

RAOULT J.-F. (1966) : La chaine du Hacuz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar, in : Etudes géologiques sur la chaine du Rif. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 184.

ROCH Ed. (1932) : Observations géologiques dans la région d'Entifa et des Béni-Ayat, au Nord-Est de Marrakech (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, 13 juin, t. 194, n° 24.

ROCH Ed. 51932) : Interprétation de la série stratigraphique de la région d'Entifa et des Béni-Ayat (Maroc) et hypothèse concernant d'autres régions marocaines. Id. 27 Juin, t 195 n° I, pp. 64-66.

ROCH Ed. (1939) : Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. Notes & M. Serv. géol. Maroc, n° 51.

ROCH Ed. (1941) : Carte géologique des Régions de Demnate et de Télouet au 1/200 000. Notes & M. Serv. géol. Maroc n° 55 et notice explicative n° 55 bis.

ROCH Ed. (1950) : Histoire stratigraphique du Maroc Notes & M. Serv. géol. Maroc n° 80.

ROLLEY J.P. (1971) : Sur quelques paléoreliefs récifaux du Lias de l'Atlas de Béni-Mellal, (Maroc). Notes & M. Serv. géol. Maroc. n° 254 tome 34

ROUSSELLE L. (1965) : Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleriidae du Dogger marocain. Notes & M. Serv. géol. Maroc n° 187.

RUSSO Ph. & RUSSO L. (1927) Observationsgéologiques sur la région d'Azilal et le Haouz de Marrakech. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 7 nov., 14, pp. 161-163.

RUSSO Ph. (1933) : Au sujet des rapports des divers segments du Moyen Atlas et du Grand Atlas (Maroc). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 4 Déc., 15, p. 238.

RUSSO Ph. (1934) : Le sillon de l'Oued el Abid (Maroc). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 5 mars, 5 pp. 70-71.

SALVAN H.M. (1968) : L'évolution du problème des évaporites et ses conséquences sur l'interprétation des gisements marocains. Mines & géol. Rabat, 11° année, n° 27.

TRAVAUX INEDITS

ALEM (1971) : Rapport d'implantation du sondage Khemis des Oulad Ayad N° 1 (K.M.S. I). Rapport B.R.P.M. Département pétrole.

DUBAR G. (1950) : carte géologique provisoire de la région de Kasba-Tadla au 1/200 000.

HAMMADI A. & BOUSLOUK M. (1969) : Historique du coredrill Tanhasset 101 (TAN 101). Rapport B.R.P.M. Département pétrole.

EL OMARI (1971) : Les indices de cuivre des synclinaux d'Aït Attab et de Guettioua. Rapport S.E.G.M. SRG/MAR/N° 28.

ROLLEY J.P. (1971) : Quelques indices de minéralisation cuprifére dans les Béni-Ayat et les Aït Attab (Atlas de Béni-Mellal). Rapport S.C.G. N° 46.

ROLLEY J.P. (1971) : Recherches géologiques sur l'Atlas de Béni-Mellal ; compte rendu d'activité du Service de la Carte géologique du Maroc (S.C.G) 1971.

ROLLEY J.P. (1972) : L'Atlas de Béni-Mellal un Livret guide de l'excursion géologique et métallogénique du cinquantenaire du Service géologique du Maroc (4° journée).

SUBRA A. & FONTAIN F. (1969) : Rapport de mission à Tansrift.

PREMIERE PARTIE

***

I N T R O D U C T I O N

- P L A N -

I - G E N E R A L I T E S

II - APERÇUS STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

III - HISTORIQUE SOMMAIRE

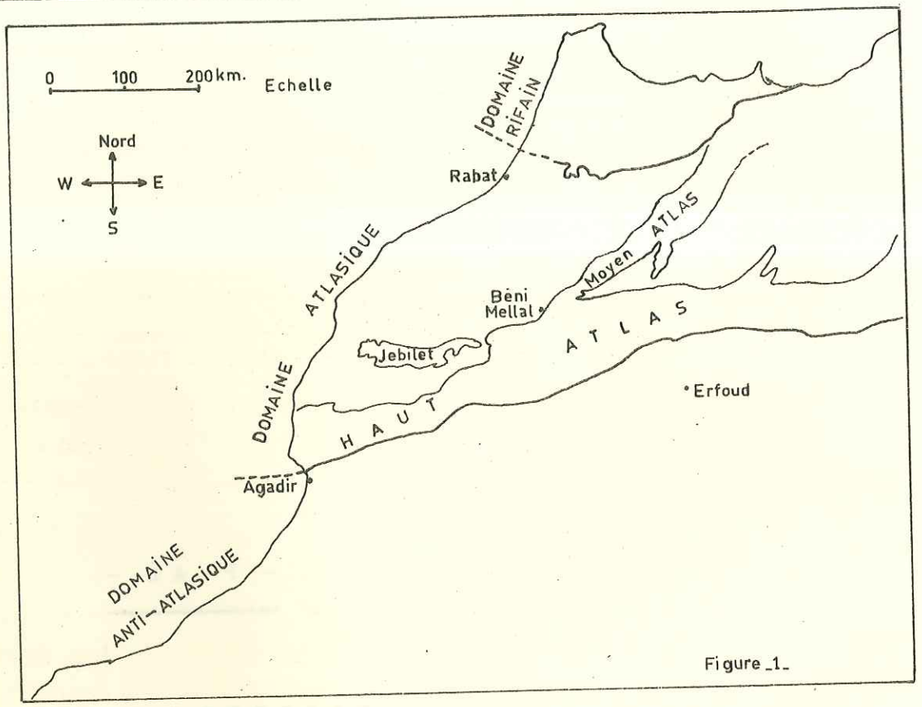


Figure 1

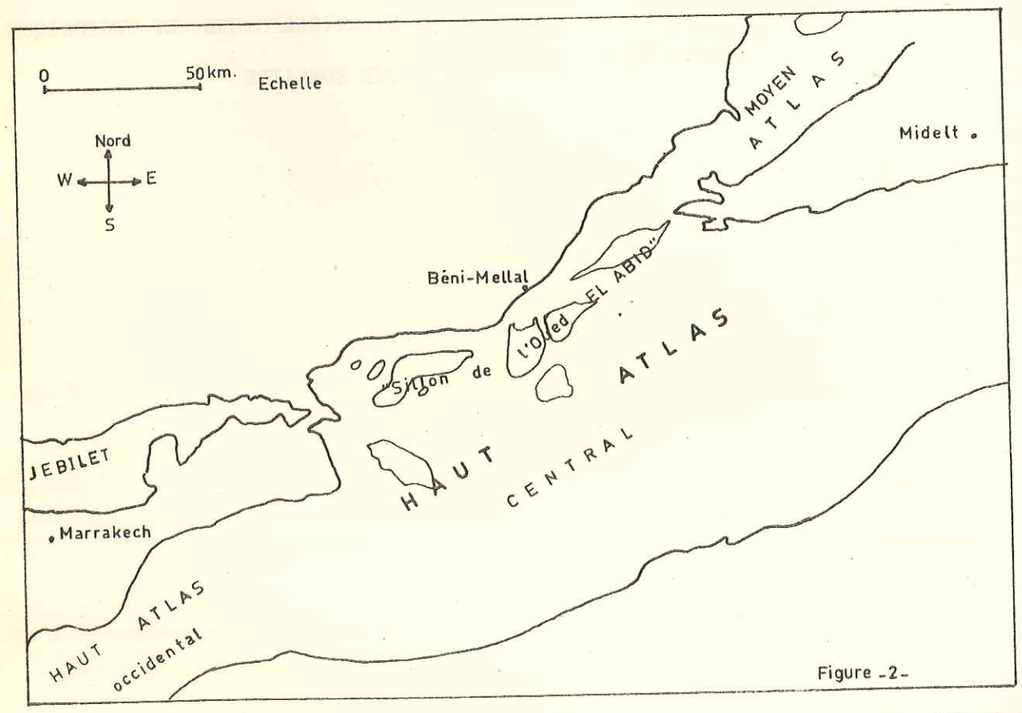


Figure -2-

I - G E N E R A L I T E S

Classiquement, de façon schématique, on subdivise le Maroc en trois grands domaines (fig. 1) :

- le domaine rifain au Nord
- le domaine atlasique au Centre
- le domaine anti-atlasique au Sud

La région que nous allons étudier aujourd'hui fait partie de ce grand ensemble appelé domaine atlasique et qui regroupe des chaînes plissées (Haut-Atlas, Moyen-Atlas, et Jebilet) et des zones restées plus ou moins rigides comme la Meseta marocaine, le Haouz de Marrakech etc...

L'Atlas de Béni-Mellal fait partie des zones plissées de ce domaine et même d'une des régions "clef" de ces zones plissées, puisqu'il se situe dans une région où Haut-Atlas, Moyen-Atlas et Jebilet se rencontrent. Aussi selon les auteurs, l'Atlas de Béni-Mellal, a tour à tour été rattaché au Moyen-Atlas (L. Gentil, A. Beaugé, Ph. Russo, etc...) ou au Haut-Atlas (J. Bourcart à partir de 1934). Pour les auteurs qui rattachent l'Atlas de Béni-Mellal au Moyen-Atlas, ce dernier est constitué des Jebilet, de l'Atlas de Béni-Mellal et du Moyen-Atlas septentrional (Moyen-Atlas proprement dit) ce qui lui donne une subdivision analogue à celle du Haut-Atlas que l'on subdivise d'ordinaire en Haut-Atlas occidental (Haut-Atlas de Marrakech), en Haut-Atlas Central et en Haut-Atlas oriental ; les deux chaînes se trouvant juxtaposées au niveau du Haut-Atlas Central et de l'Atlas de Béni-Mellal.

L'argumentation en faveur de la dissociation entre l'Atlas de Béni-Mellal et le Haut-Atlas Central était principalement basée sur la présence entre ces deux ensembles d'une zone déprimée, jalonnée de synclinaux crétacés (dite "zone des synclinaux de l'oued El Abid" ou "sillon de l'oued El Abid") qui relie le Haouz de Marrakech au bassin de Midelt (fig 2).

En fait, comme on le verra dans ce travail tous les schémas paléogéographiques que nous avons pus établir, en particulier au Lias, montrent que ce point de vue, l'Atlas de Béni-Mellal fait parti intégrante du Haut-Atlas Central (1). C'est pourquoi nous considérerons comme G. Dubar et J. Bourcart, l'Atlas de Béni-Mellal comme le Rebord Nord du Haut-Atlas Central.

(1) Dubar arrivait déjà à la même conclusion en 1952 (Dubar 1952 p. II).

../..

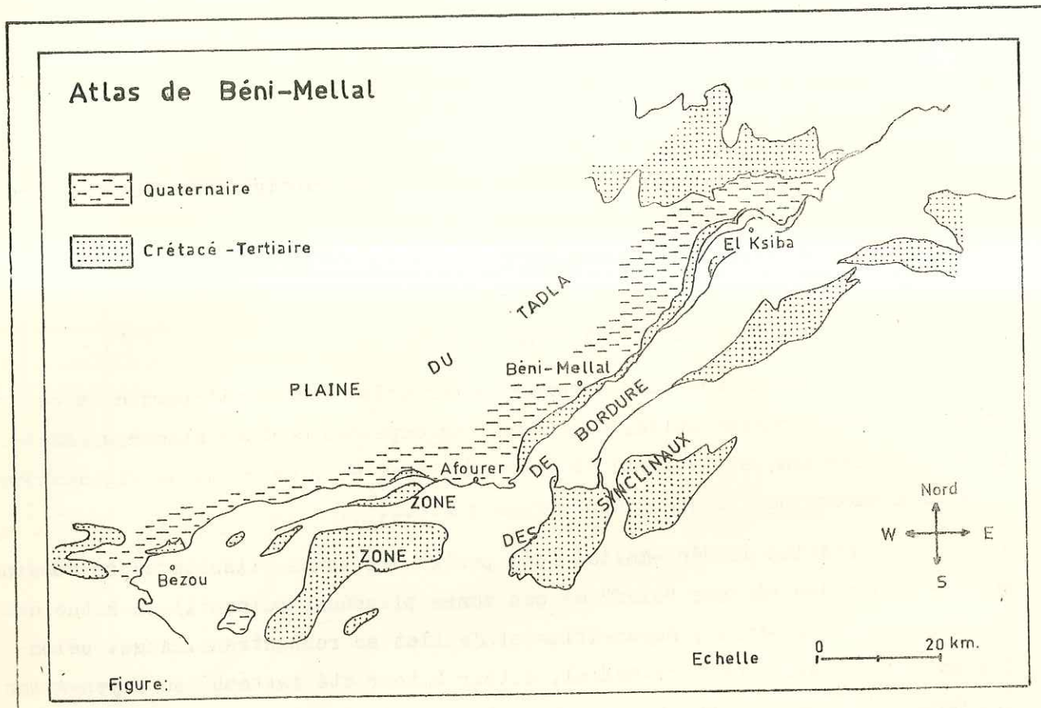
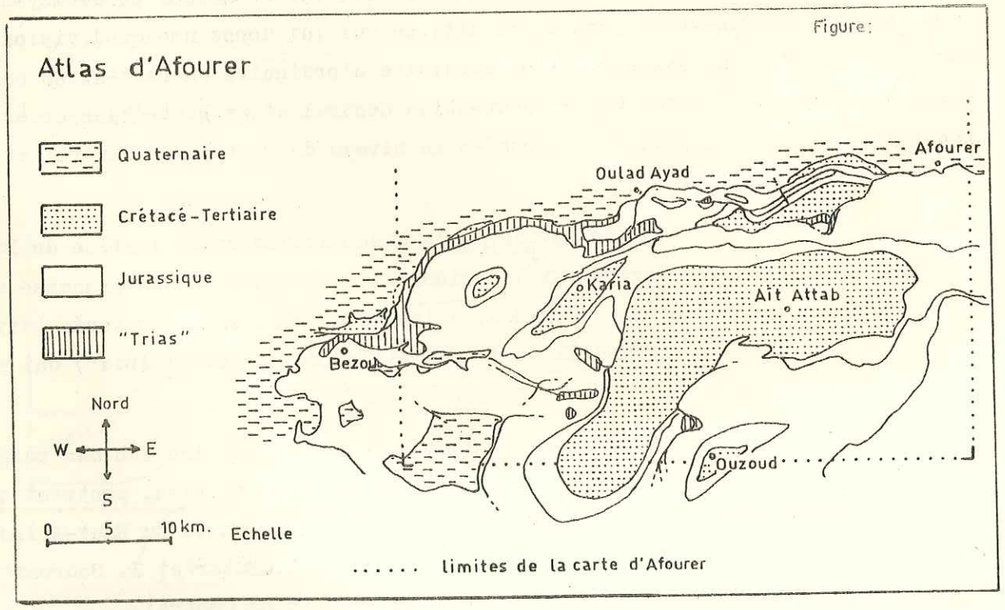


Figure:



J'entends, par Atlas de Béni-Mellal, non seulement la ligne de reliefs qui domine la plaine du Tadla (dite zone de bordure), mais aussi la zone déprimée ou "zone des synclinaux de l'oued El Abid", qui s'étend en arrière (au-Sud) (fig 3). Son contact avec la plaine correspond à un accident majeur, parfois appelé "Accident Nord Atlasique", par contre aucun accident ne le sépare du reste du Haut-Atlas.

L'Atlas de Béni-Mellal, dont la muraille majestueuse domine la plaine du Tadla de prés de 2000 m., est principalement constitué de Jurassique inférieur et moyen qui forme les reliefs de la zone de bordure et le sousbassement des synclinaux crétacés qui jalonnent le cours de l'oued El Abid. Son point culminant, le jbel R'Nim (ou Ighaïn) atteind 2411 mètres.

Au point de vue structural, il peut se subdiviser en trois zones :

- une première, à l'Est, d'orientation N.E-S.W., qui s'étend d'El Ksiba à Béni-Mellal ;

- une seconde, à l'Ouest, d'orientation E.W. et qui va d'Afourer à Bezou ;

- la troisième relie les deux premières et correspond à une zone où l'Atlas change de direction (passage de N.E. à E.W).

Il ne sera question ici que de la zone Ouest, d'orientation E.W. et sera appelée Atlas d'Afourer. En fait, la région étudiée sera légèrement plus restreinte, puisqu'elle correspond uniquement à la zone couverte par la carte d'Afourer au 1/100.000ème. Il est bien évident que, dans la mesure du possible et en particulier pour la stratigraphie nous ferons appel à des observations qui couvrent l'ensemble de l'Atlas de Béni-Mellal (et en particulier la région d'El Ksiba où nous avons eu déjà l'occasion de travailler).

II - APERÇUS STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

A - APERÇU STRATIGRAPHIQUE

Dans la région qui nous intéresse, seuls affleurent des termes stratigraphiques post-paléozoïques. Ils débutent en général "au Trias" souvent appelé "permo-trias", mais plus les études avancent, plus il apparait que ce "permo-trias" des Auteurs ne contient que du Trias et peut-être même, uniquement que du Trias

../..

supérieur. Cette série stratigraphique "triasique" est constituée de formations rouges, renfermant d'importants niveaux salifères et de puissantes venues volcaniques basiques. Elle est en général considérée comme continentale (au Maroc, seul le trias supérieur rifain est considéré comme marin). Cette série continentale triasique est surmontée par du Lias calcaire : "Tout se passe comme si la mer avait recouvert très rapidement quasiment d'un seul coup, l'ensemble du pays "(Choubert, Faure-Muret, 1960-62 p 4 51). Cette transgression d'origine mésogéenne amène donc une sédimentation carbonatée qui s'accompagne de nombreux édifices récifaux (en particulier au Carixien et au Domérien).

Après un épisode essentiellement marneux au Toarcien et à l'Aalénien p.p., on retrouve un nouvel ensemble calcaire, localement récifal, mais celui-ci va être de courte durée, puisque dès le Bathonien (voire même dès le Bajocien supérieur) la mer se retire de presque tout le domaine atlasique. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur marin sont pratiquement absents au Maroc(2) et cette période va être caractérisée par des dépôts rouges gréso-pélitiques. La mer réapparait timidement à l'Aptien, depuis l'Atlantique cette fois elle envoie un golfe long et étroit jusque dans l'Atlas de Béni-Mellal. Mais il faut attendre le Cénomanien supérieur pour que la mer envahisse de nouveau la majeure partie du domaine atlasique (ainsi d'ailleurs qu'une grande partie de l'Afrique). Après un nouvel épisode régressif au Sénonien nous entrons dans un nouveau cycle/phosphaté le cycle très classique au Maroc. Cet épisode qui débute au Maestrichtien et se termine au Lutétien supérieur, sera le dernier épisode marin de notre région et même de tout le domaine atlasique.

B - APERÇU DES GRANDES PHASES TECTONIQUES

Après l'orogénie hercynienne et sa pénéplanisation plus ou moins complète, le domaine atlasique va subir un certain nombre de vicissitudes à commencer par la formation de la fosse atlasique, qui est sans doute à relier à une grande période de distentions (distention triasique ?) accompagnée d'importantes venues volcaniques basiques.

---

(2) Sauf au Nord, dans la région de Melilla et Oujda, et au S.W. dans la région d'Agadir (Bassin des Haha).

Les grands traits paléogéographiques qui s'ébauchent à ce moment, vont se maintenir jusqu'au Dogger, accidentés seulement de quelques mouvements secondaires. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur vont correspondre à une période troublée, accompagnée de venues éruptives basiques (phase post-portlandienne). Cet épisode va être suivi d'une période relativement calme qui va durer jusqu'au Lutétien supérieur. On aborde alors les grandes phases altasiques qui d'après G. Choubert (1945 et 1960-62) sont au nombre de cinq au moins. Les deux premières étant parallélisées avec les deux phases pyrénéennes, les autres avec les trois phases alpines, ce sont :

1°/ la phase post-lutétienne : "on peut admettre que la chaîne atlasique a subit alors son premier véritable plissement".

2°/ le paroxysme Oligocène : "au cours de cette phase... le Haut et le Moyen-Atlas ont été énergiquement plissés".

3°/ le paroxysme Miocène : "dans l'Atlas il imprime aux éléments plissés leur style chevauchant en plis-faille".

4°/ la phase Pliocène (post-pontienne) : "qui entraine un rejeu des accidents tectoniques de l'Atlas donnant lieu "à des écaillages et des décoiffements".

5°/ la phase d'exhaussement final : "tout une succession de flaibles mouvements tectoniques ou épirogéniques ont pu être mis en évidence depuis la fin du Pliocène terminal jusque trés avant dans le Quaternaire. C'est le résultat cumulé de toutes ces phases qui se traduit effectivement, par un exhaussement général de tout le domaine atlasique".

III - HISTORIQUE SOMMAIRE

Les recherches géologiques sur l'Atlas de Béni-Mellal et les régions avoisinantes ont été pendant longtemps fragmentaires car il s'agit d'une région, d'une part difficile d'accés, d'autre part où le géologue se heurtait parfois aux populations peu accoutumées à la présence de l'européen. Les premières observations ont donc souventété effectuées par des géologues se déplaçant avec des convois militaires.

../..

Il serait long et fastidieux de citer tous les auteurs qui ont travaillé à cette époque dans l'Atlas de Béni-Mellal et les régions avoisinantes. Rappelons simplement que c'est à E. ROCH et J. BOURCART que l'on doit les premières études détaillées de cette région ; ils commencent leurs travaux alors que L. MORET publie ses premiers résultats sur l'Atlas de Marrakech.

En 1939, E. ROCH publie son mémoire : "Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech" qui est un document extrêmement précieux et qui couvre une bonne partie du Haut-Atlas Central. Viennent ensuite les cartes au 1/200.000 ème de :

- Demnate - Telouet (E. ROCH 1941)
- Ouaouizerth - Dadès (E. ROCH et J. BOURCART 1942).
- "Territoire autonome du Tadla" (J. BOURCART 1942).

Il faut ensuite attendre les travaux de G. DUBAR, avec une très intéressante maquette, malheureusement inédite, des cartes de Kasba-Tadla et Ouaouizerth au 1/200.000 ème (1950-1951) ; ces travaux arrivent jusqu'à la limite Est de la carte d'Afourer. Vers la même époque P. LEVEQUE (1952) publie dans son livre "Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc" une étude sur l'aménagement hydroélectrique de l'oued El Abid (barrage de Bin El Ouidane et galerie d'Afourer) qui apporte de trés intéressantes observations sur l'extrémité Est de l'Atlas d'Afourer.

En 1954, une étape importante va être franchie avec la publication de la carte de Rabat au 1/500.000ème, que l'on doit en grande partie à G. CHOUBERT et qui est encore le meilleur fond géologique dont on dispose pour la région d'Afourer.

Vient ensuite, l'étude de P. LEVEQUE sur l'Atlas de Demnate (Thèse Paris 1962). Au même moment, G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET publient dans le livre à la mémoire du Professeur FALLOT, une synthèse extrêmement intéressante sur "l'évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques" et, que G. DUBAR publie dans les mêmes conditions une note sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique).

Depuis lors, peu d'études ont porté sur l'Atlas de Béni-Mellal. Notons simplement, l'étude de M. BENZAQUEN (1963) sur les "écailles d'El Ksiba" ainsi que quelques études locales à caractères

../..

miniers, en particulier sur le gîte de cuivre de Tansrift (rapport inédit de A. SUBRA et F. FONTAIN - 1969) et sur le gîte de cuivre de Naour par les géologues du B.R.P.M. (3).

En 1969, lors de mon arrivée au Maroc, Monsieur DIOURI alors Chef de la Division de la Géologie et Monsieur Y. ENNADIFI Chef du Service de la Carte géologique, m'ont demandé d'entreprendre l'étude de l'Atlas de Béni-Mellal en liaison avec la découverte récente d'indices de cuivre dans cette région. Mon étude a débuté dans la région d'El Ksiba à partir des travaux de M. BENZAQUEN, puis en 1971 , j'ai entrepris les levés géologiques de la partie atlasique de la carte d'Afourer au 1/100.000ème (carte dont la partie Nord couvrant les terrains Quaternaires de la plaine du Tadla a été levée par G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET 1955).

Le travail qui va suivre est donc directement lié aux levés géologiques de la carte d'Afourer - N. et M. Ser. Géol. Maroc n° 247 et 247 bis, sous presse.

(3) Bureau de Recherches et de Participations Minières du Maroc.

DEUXIEME PARTIE

*****

ETUDE STRATIGRAPHIQUE DE L'ATLAS D'AFOURER

L'étude stratigraphique qui va suivre, a été entreprise dans le cadre des levers géologiques de la carte d'Afourer au 100.000 ème. Elle sera donc relativement sommaire et de nombreux points auraient sans doute mérités plus de détails. L'absence de fossiles à valeur stratigraphique et l'importance de la dolomitisation rendent délicate cette étude qui sera généralement basée sur des divisions purement lithologiques ; les correspondances avec des formations chronostratigraphiques bien définies ne devront donc être considérées qu'avec précaution et nous ne serions les considérées comme définitives. Enfin si certaines observations nouvelles ont pu être faite, nous tenons à souligner ici que c'est E. ROCH qui a effectué les principales observations qui sont à la base de la stratigraphie de l'Atlas d'Afourer.

- P L A N -

I - FORMATIONS RAPPORTEES AU JURASSIQUE
II - FORMATIONS RAPPORTEES AU CRETACE
III - FORMATIONS RAPPORTEES AU TERTIAIRE
VI - DEPOTS RAPPORTES AU QUATERNAIRE
V - LES ROCHES ERUPTIVES

I - FORMATIONS RAPPORTEES AU JURASSIQUE

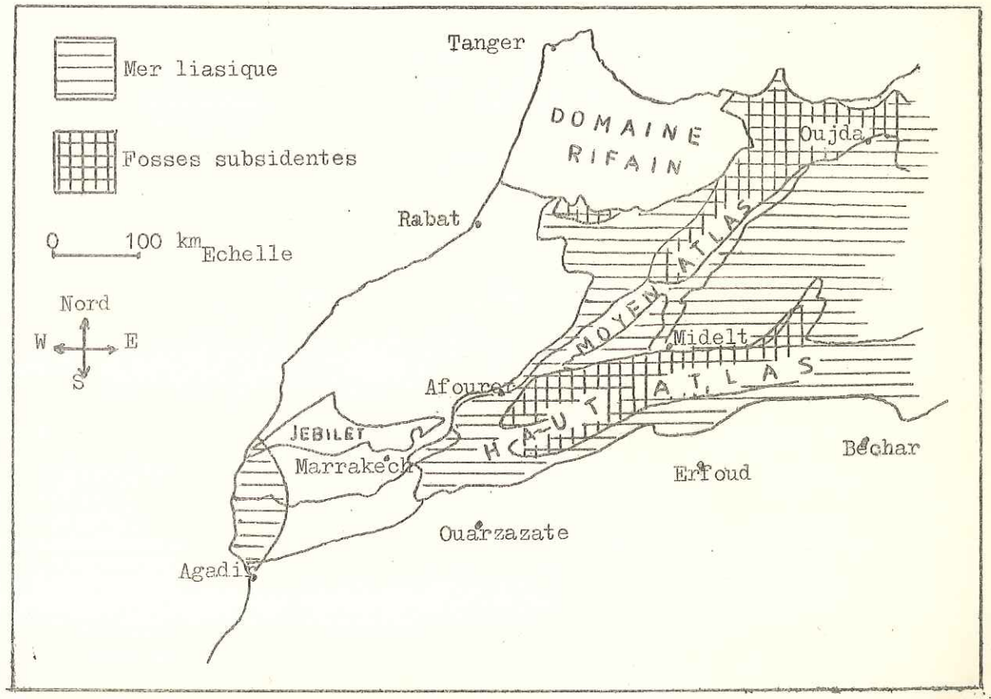
- P L A N -

A - INTRODUCTION
B - "TRIAS" ET "LIAS INFERIEUR"
C - LA FORMATION DU LIAS MOYEN
D - LES FORMATIONS RAPPORTEES AU DOMERIEN
E - "LES MARNES CHOCOLAT"
F - FORMATIONS RAPPORTEES AU DOGGER

A - INTRODUCTION

De façon schématique, on peut admettre que les formations jurassiques du Maroc correspondent à une période où la mer forme un grand golfe ouvert au Nord-Est sur la Téthys. Ce golfe, qui recouvre probablement le "domaine rifain", recouvre aussi ce qui va, pour une grande part, être la "fosse atlasique", et vient se fermer au Sud-Ouest de la région d'Afourer. Nous sommes donc ici dans une zone très proche du fond de ce golfe et qui de ce fait va être caractérisée par des faciès peu profonds, sensibles aux moindres variations du niveau marin. Nous allons donc y trouver un grand nombre de faciès à caractères littoraux ou lagunaires ou même laguno-continental et ceci aussi bien horizontalement que verticalement, ce qui rend les corrélations délicates et des confusions toujours possibles.

Figure 5 : extension de la mer jurassique au Lias inférieur et moyen. (d'après G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET 1960-62)



B - "TRIAS ET "LIAS INFERIEUR"

Dans l'Atlas d'Afourer, la base de la série stratigraphique est constituée, de haut en bas, sous les dolomies d'âge liasique, par une formation de passage Trias-Lias comportant deux membres :

- un membre marno-dolomitique gypsifère ;
- un membre marneux rouge gypso-salifère dont on ne connait pas la base.

I - Limite Trias-Lias

D'une façon générale, dans l'Atlas, on rencontre sous la formation calcaréo-dolomitique du Lias des formations rouges : "complexe" argilo-éruptif, gypso-salifère et des grès rouges qui sont attribués selon les auteurs, au "Trias", ou "Permo-Trias" ou au "Stéphano-Trias". Certains, comme E. Roch, font commencer le Lias avec les premières passées éruptives que l'on rencontre dans les marnes rouges et parlent de "Stéphano-Lias". D'autres, comme P. Lévêque, attribuent les grès rouges au Permien (Stéphano-Permien) et le complexe argilo-éruptif au "Trias".

Malgré la diversité des appellations, la quasi totalité des géologues marocains s'accorde pour admettre que le Lias commence avec les premiers faciès considérés comme marins, c'est-à-dire que la présence de sédiments carbonatés indique un âge liasique, alors que sont attribuées au "Trias" les formations argilo-salifères réputées continentales ou lagunaires.

Il est à noter que les formations attribuées au Trias, n'ont pratiquement jamais fourni de fossiles caractéristiques, ce qui peut s'expliquer probablement par le caractère particulier du milieu. Par ailleurs, tous les auteurs semblent actuellement d'accord pour admettre que le "Permo-Trias"Auct. représente du Trias et presque uniquement le Trias supérieur (Le "Permien" de la région d'Argana étant lui-même fortement contesté avec des arguments paléontologiques à l'appui).

Dans l'Atlas d'Afourer, il apparait entre les couches rouges marno-salifères "triasiques" et les calcaréo-dolomies du Lias moyen, un membre intermédiaire, marno-dolomitique gypsifère, bien que ce terme n'ait livré aucun fossile ayant un intérêt stratigraphique, il sera

../..

rattaché conventionnellement au Lias car il passe en continuité à la formation calcaréo-dolomitique sus-jacente datée du Lias moyen, et que d'autre part il est riche en niveaux carbonatés. Il pourrait donc représenter le Lias inférieur. Vers le bas, ce membre marno-dolomitique gypsifère passe à des marnes rouges contenant encore quelques bancs de dolomie. Il ne serait donc pas impossible que la partie supérieure des marnes rouges salifères soit déjà liasique (d'autant plus que ces marnes n'ont jamais fourni de faune triasique caractéristique).

L'absence de fossiles et de coupures nettes entre les différents ensembles que nous avons ici, a amené certains auteurs à rechercher un niveau repère isochrone permettant de placer une limite entre "Trias" et Lias, définis lithologiquement. C'est en particulier le cas de E. Roch, qui ayant observé que les premiers bancs calcaréo-dolomitiques étaient en général associés à des venues éruptives, proposa de prendre ces passées éruptives comme repère isochrone et fit débuter le Lias à ce niveau : "..... la présence de la dolomie au sein de ces couches donne à croire qu'il s'agit d'un dépôt marin. Il apparaît ainsi raisonnable de faire débuter le lias avec l'arrivée de la mer....." Il souligne toutefois qu'il devient difficile de placer une limite quand il n'existe pas de passées éruptives. (Roch 1939).

En fait E. Roch, pour des raisons divers, n'a pas été suivit par les auteurs marocains qui placent en général ces passées éruptives dans le Trias.

Dans l'Atlas d'Afourer, ces passées éruptives ne peuvent ni servir de repère stratigraphique ni être attribuées systématiquement au Trias ou au Lias car leur étude attentive permet d'affirmer que ces passées ne sont pas des coulées mais, comme on le verra plus loin, des intrusions, qui peuvent non seulement atteindre le Lias mais même monter plus haut dans la série (hétérochronisme).

Devant l'impossibilité de placer de façon précise et certaine la limite stratigraphique Trias - Lias dans ces niveaux de la région d'Afourer, on se contentera de distinguer les formations rouges argilo-salifères ("Trias") de la succession marno-dolomitique gypsifère que l'on qualifiera par simplification de language de "Lias basal". La limite du "Trias" sera placée au dessus des derniers niveaux rouges ne renfermant pratiquement pas de bancs carbonatés.

L'imprécision de la limite Trias-Lias est loin d'être particulière à la région d'Afourer. Le même problème se pose sur l'ensemble du Maroc et même en Algérie, dans le domaine de la plateforme saharienne, où G. Busson utilise le terme de "salifère principal", car la limite est impossible à déceler. En fait,

../..

les limites "Rhétien-Hettagien" ne sont vraiment connues que dans le Rif, avec des mollusques caractéristiques et un foraminifère : "Triasina" (Raoult 1966).

II - Description lithologique

1. Les couches rouges argilo-salifères ("Trias")

Il s'agit d'une formation essentiellement argilo-marneuse dans laquelle les passées détritiques sont très rares. On y rencontre des lentilles de sel plus ou moins importantes qui font l'objet, encore actuellement, d'une exploitation artisanale. On y trouve aussi parfois de grosses passées de gypse et, comme nous l'avons dit plus haut, quelques bancs calcaréo-dolomitiques azoïques. Cette série renferme également des venues éruptives variées qui semblent avoir trouvé là des conditions favorables à leur mise en place.

Cette formation se reconnait assez facilement par sa teinte rouge rosée, parfois lie de vin ou zinzolin, qui se différencie assez bien des autres couches rouges (brun-rouge ou rouge vermillon) jurassiques ou crétacées.

Certain auteurs comme H. Millot (1954) A. Jeannette et J. Lucas (1955) ont étudié les minéraux argileux de cette série. P. Lévêque pour sa part a fait effectuer deux séries d'analyses, l'une par J. Lucas, l'autre par M. Nicolas. Il résulte de ces analyses que la série argilo-salifère est caractérisée par la présence de chlorite et d'illite (chlorite dominant).

J. Lucas (1962) dans son étude sur les argiles du Trias confirme la présence de ces minéraux dans la série argilo-salifère de l'Atlas.

De nouvelles analyses n'ont pas été effectuées car la présence de chlorite et d'illite ne parait pas avoir de valeur chrono-stratigraphique, mais semble être en relation avec les conditions de dépôt, lesquelles ont pu se perpétuer dans le Lias ou s'y présenter à nouveau.

Les conditions de dépôt de cette formation sont loin d'être toutes éclaircies. L'absence de sédiments gréseux ou conglomératiques et de façon plus générale de sédiments à caractère infra, intra ou supra-cotidaux milite en faveur d'un éloignement relatif des côtes. La présence rencontrée dans des sondages (au Tanhasset par exemple) de près d'un millier de mètres de sel massif, semble également ne s'expliquer que par des conditions de dépôt relativement homogènes, difficilement compatibles avec la proximité immédiate d'un rivage.

../..

Par contre, les argiles salifères renfermant des filonnets de sel ou même des lentilles assez importantes comme celles que l'on rencontre sur le rebord Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat, sont probablement des formations de bordure de bassin, où la cristallisation du sel est due à des actions diagénétiques (idée exprimée par J. Bourcart dès 1936 et développée par la suite par J. Bourcart et J. Ricour 1952, J. Ricour 1960).

Cette idée semble d'ailleurs conformée par le fait qu'aucune formation salifère n'a été rencontrée en profondeur par sondage au pied de l'Atlas en avant de l'anticlinal des Béni-Ayat (4).

2. Les couches marno-dolomitiques gypsifères ("Lias basal")

Cette formation a été rencontrée par la première fois lors du percement du souterrain d'Afourer et a été décrite par P. Lévêque (1952 p. 107) comme "une série inconnue ailleurs dans cette région de l'Atlas".

En fait cette formation se retrouve en surface et montre une évolution assez sensible d'Est en Ouest. On ne décrira ici que les deux faciès extrêmes :

- faciès marno-dolomitique à l'Est
- faciès marno-gypseux à l'Ouest.

a) Le faciès marno-dolomitique :

Il s'agit d'une alternance de petits bancs décimétriques blanchâtres de dolomie ou de marnes indurées, montrant souvent des dendrites de manganèse. On y trouve aussi de petites passées centimétriques et souvent discontinues de gypse.

Aucun fossile ne se rencontre dans cette succession qui offre tous les passages entre la dolomie et les argiles pratiquement pures. En lames minces les bancs dolomitiques montrent une pâte homogène garnie de tous petits cristaux de dolomie ; on y distingue des dendrites de manganèse et parfois des fantômes de structures qui pourraient être des filaments alguaires. Sa puissance est assez variable allant de 50 à 100 m. Elle atteindrait 100 m dans le souterrain d'Afourer (5) ou elle a été étudiée par P. Lévêque (1952).

---

(4) Forage B.R.P.M., K.MS.I effectué à proximité d'El Khémis des Oulad Ayad (1971 - 1972).

(5) Galerie de 10.570 mètres qui amène les eaux de l'Oued El Abid jusqu'à l'usine hydroélectrique d'Afourer.

../..

b) Le faciès marno-gypsifère

Ce faciès se développe essentiellement dans la moitié Ouest de la feuille d'Afourer. On y retrouve les termes précédents : marnes et dolomies. Mais les passées gypseuses deviennent de plus en plus importantes alors que les bancs dolomitiques sont plus rares à la base de la formation. Le passage à la formation calcaréo-dolomitique sus-jacente se fait par l'intermédiaire de bancs de dolomie brêchique, de niveaux à "bird-eyes", et de laminites ou de passées à stromatolites. Dans la région de Bezou, cette formation a livré une ou deux passées dolomitiques renfermant des moules internes de lamellibranches qui n'ont malheureusement donné aucune précision stratigraphique(6).

A l'Ouest de Bezou, les niveaux inférieurs de cette formation se chargent en niveaux rouges ou roses et deviennent alors difficilement séparables des derniers niveaux de la formation argilo-gypsifère "triasique"

c) Conditions de sédimentation de la succession marno-dolomitique gypsifère ("Lias basal").

Cette succession est nettement moins homogène que la formation argilo-salifère. Elle correspond à un milieu où les conditions physico-chimiques ont rapidement varié.

La présence de bancs calcaréo-dolomitiques localement fossilifères lui confère un caractère plus franchement "marin" que la formation argilo-salifère. En même temps, elle semble correspondre à une sédimentation plus littorale que cette dernière par suite de la présence de niveaux à "bird-eyes", à stromatolites et de passées bréchiques.

III - Remarques sur la "trangression liasique"

Comme nous l'avons vu plus haut la majorité des géologues marocains avait tendance, jusqu'à présent, à considérer les niveaux rouges gypso-salifères comme continentaux et à les opposer aux niveaux carbonatés considérés eux comme marins. Cela les entrainait donc à faire commencer le Lias avec les premières passées "marines " c'est-à-dire calcaréo-dolomitiques, et impliquait l'idée d'une transgression liasique.

---

(6) C'est P. Huvelin qui a découvert les premiers fossiles dans cette formation.

../..

Cependant, si l'on reprend certaines idées émises récemment par certains géologues marocains comme H. Salvan, (1968 et 1972) qui pense que les grandes masses de sel du Trias supérieur du Maroc seraient d'origine marine. On est conduit à se demander si à la base du lias il n'y aurait pas un changement de milieu marin plutôt qu'une véritable transgression.

Dans la région d'Afourer certaines constatations peuvent être faites :

1) Le passage du "Trias" au "Lias basal" se fait, comme on la vue, sans discontinuité et semble correspondre plus à une variation progressive des conditions de sédimentation qu'à un brusque changement paléogéographique. Cette évolution se poursuit d'ailleurs dans la série liasique elle-même.

2) Les dépôts du "Trias" argilo-salifère semblent s'être effectués sous une tranche d'eau peut-être relativement faible, mais s'être produit assez loin des côtes ou d'un relief, car on n'y rencontre aucune trace de sédimentation terrigène grossière ou de faciès littoraux.

3) Par contre, le "Lias basal", correspond au moins partiellement, à une sédimentation très littorale voire même inter-cotidale (présence de "bird-eyes", etc..).

Il semble donc difficile de placer dans la région une transgression importante au début du Lias. Il ne faut pas oublier toutefois que l'on est en présence de milieux à conditions physico-chimiques particulières, pour lesquels les concepts classiques de transgression et de régression ne sont peut être pas directement acceptables.

IV - Description des principaux affleurements

Le "Trias" et surtout le "Lias basal" gypsifère affleurent en de nombreux points à la base de la formation dolomitique du Lias, en particulier sur la bordure de l'Atlas. Nous ne décrirons et figurerons que les plus significatifs d'entre eux. (fig. 6).

1. Affleurement du Tizi n'Ourdemi

C'est l'affleurement le plus oriental de la carte d'Afourer, seul y est visible le "Lias basal" qui se développe largement sur la droite de la piste de Tisgui à Aït-Attab juste avant le col. Il se présente sous forme de petits bancs blanchâtres plus ou moins crayeux, essentiellement marno-dolomitiques.

Les passées de gypse sont rares et centimétriques. Sa puissance n'est ici que d'une cinquantaine de mètres, mais elle n'est probablement pas entièrement représentée, car elle repose par l'intermédiaire d'un contact anormal sur la série renversée du synclinal d'Aït Imelloul.

../..

Il faut se déplacer beaucoup plus à l'Est, jusque sur la route de Oulad Ayad à Aït Attab pour voir les passées gypseuses commencer à prendre de l'importance. C'est en particulier le cas au dessus d'Aït Yaza, par contre dans l'anticlinal d'Aït Arki, légèrement à l'Ouest, on ne rencontre que peu de gypse, sans doute par suite d'un léger laminage tectonique.

2. Affleurement de l'anticlinal d'Aït Arki

L'anticlinal d'Aït Arki est éventré, et déversé vers le Nord Le "Trias" marno-salifère apparait au coeur de cet anticlinal avec des marnes rouges livrant des suintements d'eaux salées exploités autrefois par évaporation. Puis on trouve des marnes rouges à passées de dolomie et des marnes jaunes (15 m), et enfin une passée de roches éruptives peu épaisse vers l'Ouest, mais beaucoup plus puissante à l'Est vers Aït Akkou.

Le Lias basal débute ensuite par une alternance de marnes et de dolomies jaunâtres à passées gypseuses peu importantes. La puissance du Lias basal est variable par suite d'un laminage (50 à 80 m environ).

Légèrement plus à l'Ouest, au Nord d'Aït Tibadiine, nous allons voir le Lias basal devenir franchement gypseux.

3. Affleurement d'Aït Tibadiine

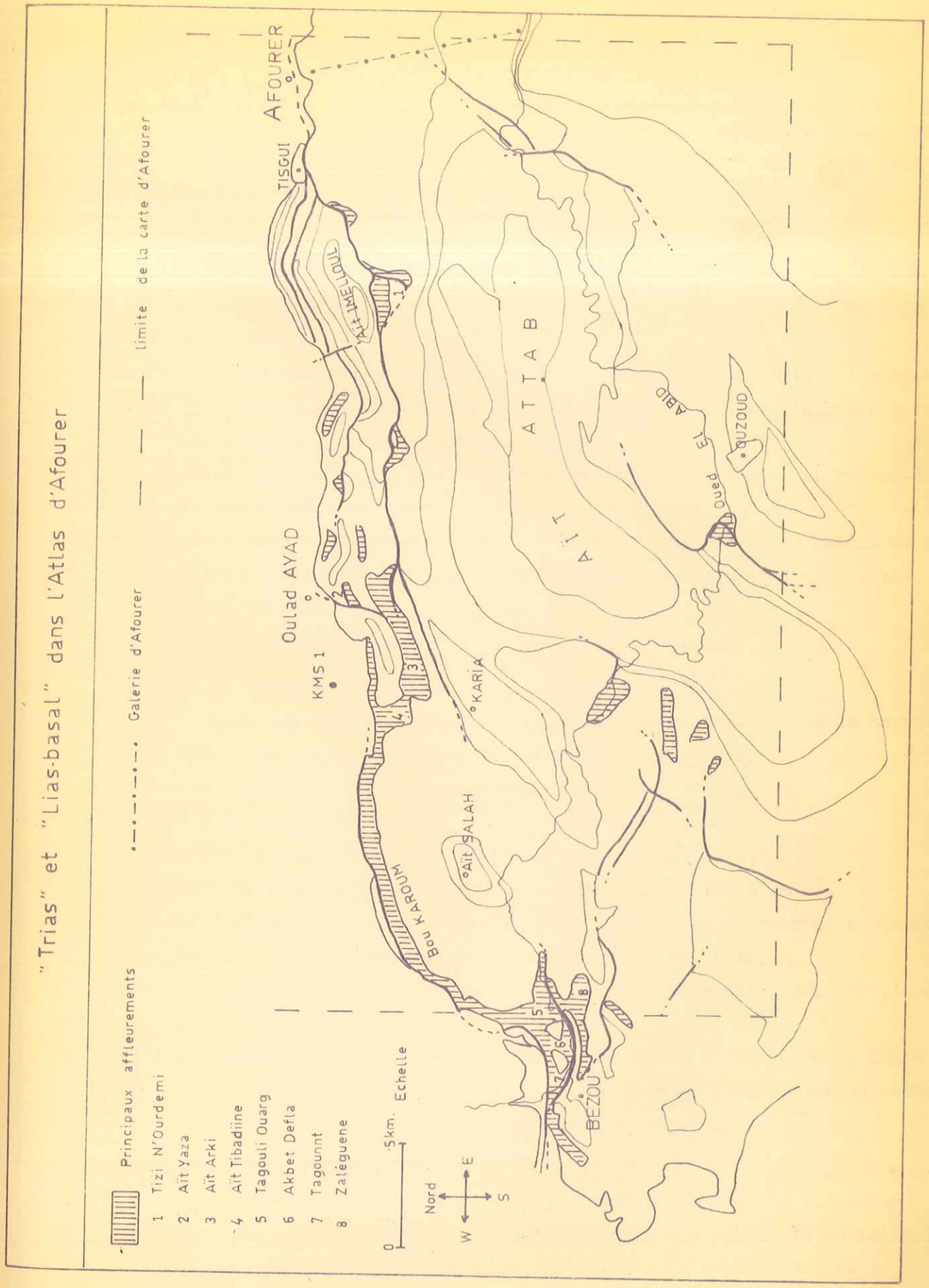
L'affleurement consite en une sorte de dôme légèrement décalé vers le Nord par rapport à l'anticlinal d'Aït Arki. La position de ce dôme est aberrante par rapport aux directions de la région.

Le coeur de cette structure est occupé par des marnes rouges et roses avec un peu de gypse et une importante masse de sel qui a été autrefois exploitée. Ces marnes rouges salifères sont ceinturées par une lame de roches éruptives parfaitement verticale sur le côté Ouest.

Au dessus on retrouve quelques mètres de marnes rouges puis une importante succession blanchâtre marno-gypsifère qui peut atteindre 100 à 150 m de puissance du côté Ouest. Cette dernière formation est par contre très réduite sur le bord Est de la structure.

A partir d'Aït Tibadiine et vers l'Ouest, le Lias basal affleure de façon à peu près continue et on s'aperçoit que les venues éruptives n'occupent pas une place fixe dans la série. Elles peuvent se trouver aussi bien dans le "Trias" que dans le Lias basal voire, comme au jbel Bou Karoum, couper les derniers bancs du Lias basal et venir s'injecter dans le Lias moyen.

../..



4. Les affleurements de Bezou.

Légèrement à l'Ouest de la carte d'Afourer, un peu avant Bezou, en rive droite de l'Oued El Abid, le "Trias" et le Lias basal affleurent largement et sont accompagnés d'importantes passées éruptives.

Trois coupes sont intéressantes dans cette région :

a) - la coupe de Tagouli Ouarg à l'Est du petit village d'Arg. La série débute par quelques mètres de marnes roses et quelques barres de gypse. On trouve ensuite de bas en haut :

- une importante passée volcanique d'une vingtaine de mètres d'épaisseur,
- quelques mètres de marne et de dolomie fortement recristallisées,
- une nouvelle passée volcanique (20 m),
- quelques mètres de bancs de marnes et de dolomie fortement recristallisées et minéralisées,
- une vingtaine de mètres de petits bancs décimétriques de marnes et de dolomie blanchâtres à "bird-eyes", laminites, stromatolites et niveaux bréchiques,
- la succession calcaréo-dolomitique du Lias moyen.

b) - la coupe d'Akbet Defla

Dans une petite structure anticlinale on relève, de bas en haut :

- des marnes rouges occupant le coeur de l'anticlinal,
- une passée de roches volcaniques sombre (5 à 10 m),
- 5 m de marnes roses montrant des traces de cuisson
- un petit banc de dolomie entièrement recristallisée,
- une nouvelle passée de roche volcanique claire (18 à 20 m),
- 10 m de marnes rouges ou vertes et de dolomie en plaquettes montrant des traces de cuisson et de minéralisation (Fe et Mn)
- une passée essentiellement gypseuse de puissance très variable (10 à 40 m),
- de petits bancs de dolomie et dolomie marneuse à "bird-eyes", laminites et passées bréchiques qui font le passage à la formation calcaréo-dolomitique du Lias moyen (20 à 30 m).

c) - la coupe de Tagounnt

La base de la succession est ici représentée par une puissante passée de gypse fortement contournée, qui affleure dans une charnière anticlinale suivant une disposition analogue à celle de l'Oued-Arg. On trouve ensuite :

../..

- une série de bancs de marnes rouges et de dolomie jaune renfermant trois passées volcaniques intrusives peu épaisses (20 m environ),
- 50 m de gypse et de petits bancs marneux contenant de rares passées dolomitiques. Un de ces bancs dolomitiques situé vers la base de la série (CL 168,3 - 346,1) est pétri de moules internes de lamellibranches, malheureusement mal conservés et indéterminables ;
- 20 m de petits bancs dolomitiques à "bird-eyes", laminites et passées bréchiques.

5. Affleurement de Zaleguène

Au Nord du petit village de Zaléguène, la formation calcaréo-dolomitique du Lias moyen est éventrée et laisse apparaître la série marno-dolomitique gypsifère plus ou moins laminée ainsi qu'une coupole de roche éruptives constituée de cinq passées volcaniques séparées par des petits bancs de marnes rouges. La passée supérieure se détache de la coupole au N.W. et descend jusqu'à l'Oued El Abid.

C - LA FORMATION RAPORTEE AU LIAS MOYEN

Cette formation essentiellement calcaréo-dolomitique forme l'ossature des reliefs de l'Atlas d'Afourer et affleure dans les anticlinaux et sur la bordure de l'Atlas.

Cette succession se rattache progressivement à sa base à la succession marno-dolomitique gypsifère dont nous venons de parler. Très puissante dans l'Est de la feuille d'Afourer, cette formation diminue rapidement d'épaisseur vers l'Ouest et le Nord. Elle est surmontée par le Domérien constitué par une nouvelle formation à caractère lagunaire. Latéralement, c'est à dire plus à l'Est, cette formation passe à des faciès récifaux ou subrécifaux qui englobent le Domérien, puis à des marno-calcaires à silex et des marno-calaires à ammonites ; par contre dans la région d'Afourer, le Domérien se différencie assez bien de la série calcaréo-dolomitique sous-jacente. Nous le traiterons donc à part.

I - Age de cette formation

C'est le terme le plus ancien qui ait livré des fossiles présentant un intérêt stratigraphique. Il s'agit essentiellement de brachiopodes : Rhynchonelles Terébratules et Spiriférines. Les Spiriférines sont assez abondantes dans ces niveaux et justifient le nom de calcaires à spiriférines qu'on donne parfois à la formation.

Nous connaissons ces Spiriférines associées à d'autres brachiopodes en deux points :

- le premier se trouve au dessus de Tisgui dans une ancienne carrière, à l'Est de la piste de Tizgui à Aït Attab (cl : x = 388,4 ; y = 178,9).
- le second se situe sur la piste qui monte directement d'Aït Attab à Azilal sans passer par Ouzoud (cl:x = 383,4 ; y = 156,5).

Nous n'avons malheureusement pas encore la détermination de ces faunes, mais elles son très vraisemblablement Carixiennes.

Légèrement au Nord de Sidi Youb existe un gisement de Rhynchonelles et de Térébratules contenant des Térébratules multiplissées (malheureusement très usées). L. Rousselle pense que certaines de ces Térébratules appartiennent à l'espèce Carixienne : Térébratula cf atlantus Dubar.

En dehors de ces principaux gisements, on trouve assez souvent des bancs montrant des sections de lamellibranches et brachiopodes non dégageables ou qui ne subsistent qu'à l'état de trace dans les bancs dolomitiques.

../..

Les faunes datables (spiriférines et Térébratules multiplissées) qui indiquent la présence de Carixien, proviennent en général de niveaux situés dans la moitié supérieure de la formation. Elles ne nous donnent donc pas d'indication sur l'âge de sa base.

Nous avons vu par ailleurs, que les formations sous jacentes n'étant pas datées paléontologiquement, le problème de l'âge de la base de la formation calcaréo-dolomitique reste donc entier. On peut seulement supposer la présence de Lotharingien en raison de l'épaisseur importante des niveaux inférieurs au Carixien daté.

D'autre part, la limite supérieure de cette formation que nous avons placée au niveau des premières couches marneuses qui recouvrent d'une façon à peu près constante les termes exclusivement calcaréo-dolomitiques, a pu être datée avec précision au Col d'Adoumaz et correspond sensiblement au passage Carixien Domérien.

On peut donc admettre que la formation calcaréo-dolomitique se termine au Carixien supérieur et qu'elle débute à un niveau plus ou moins élevé du Lotharingien. Nous la qualifierons donc de "Lias Moyen".

Pour les besoins de la cartographie, nous avons placé la limite inférieure de la formation calcaréo-dolomitique au niveau des premiers gros bancs de dolomies grises ou mauves qui forment en général la base des falaises du Lias moyen.
Il est toutefois possible que l'âge précis de cette limite ne soit pas identique en tous points.

II - Description lithologique et principaux affleurements

Le Lias moyen affleure très largement sur la carte d'Afourer, il est bien individualisé lithologiquement, mais montre cependant des variations de faciès et d'importantes variations de puissance. Il peut y être distingué deux faciès principaux :

- un faciès "massif", formé de calcaires ou de calcaréo-dolomies en gros bancs ;
- un faciès réduit, essentiellement dolomitique et peu épais

1) Le faciès "massif" :

Ce faciès n'est représenté que dans la partie Est de la carte d'Afourer, il affleure : d'une part dans l'anticlinal du Jbel Tazergount, d'autre part dans l'anticlinal d'Aït Abdallah-Tagoudit.

../..

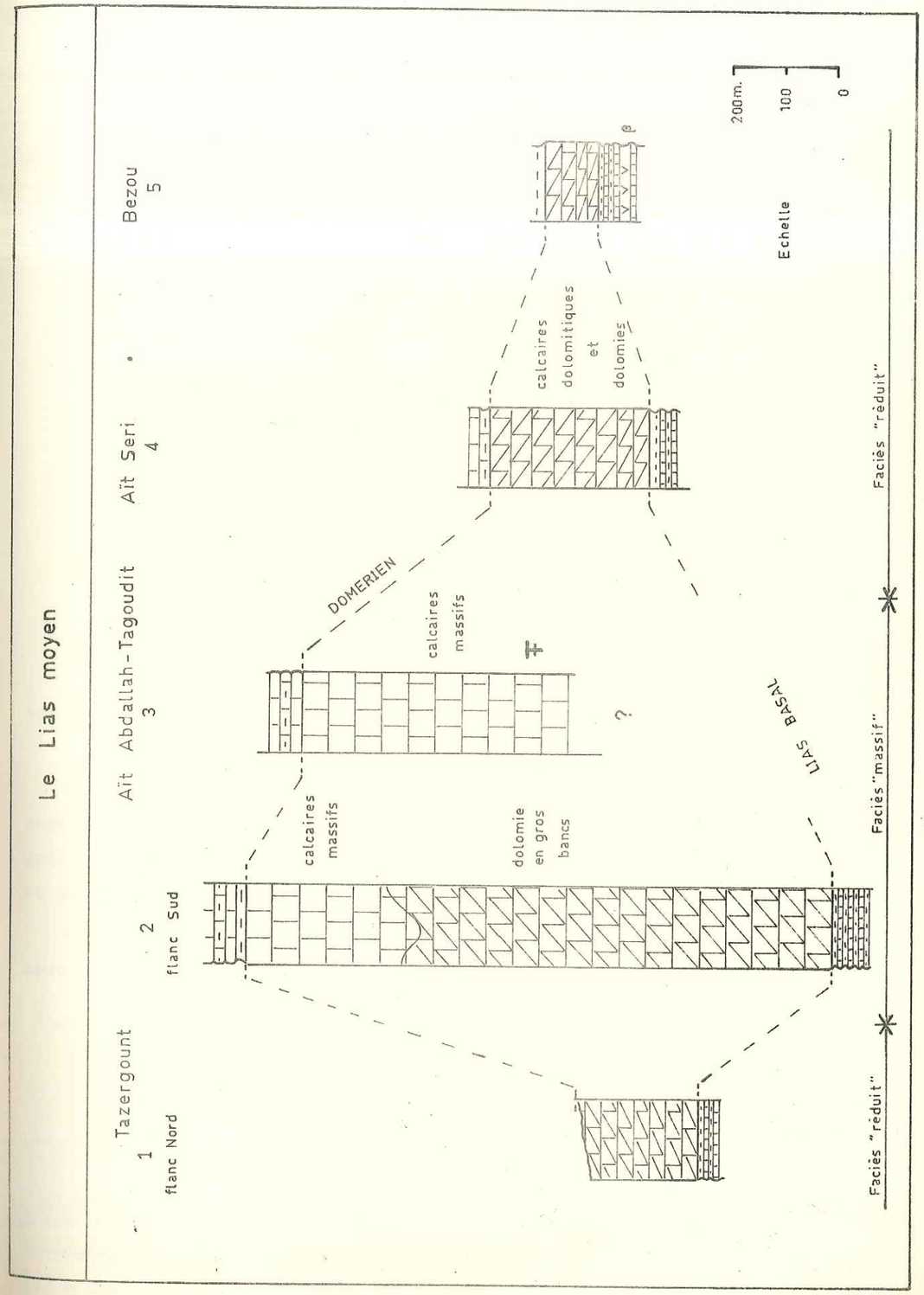


Figure : -7-

Cette formation est probablement très épaisse mais sa puissance totale n'est connue que dans le jbel Tazergount.

a) Affleurement du jbel Tazergount

Nous sommes ici dans la succession la plus épaisse mais aussi la mieux connue, car elle a été traversée par la galerie d'Afourer et étudiée par P. Lévêque (1952).

On relève, au dessus du "Lias basal" marno-dolomitique (7) :

- 700 à 800 mètres de dolomie ("dolomie principale" de Lévêque).
  Cette dolomie principale est essentiellement constituée de gros bancs de dolomie plus ou moins grossière et dans lesquels on rencontre des "fantômes" d'oolithes, d'oncolithes ainsi que d'assez nombreuses traces d'algues et de lamellibranches indéfinissables.

- 200 à 300 mètres de calcaires à niveaux oolithiques ou à algues calcaires dans lesquels on trouve des traces de Nérinées. La puissance de ce membre est en fait très variable car il peut être envahie par de la dolomie et n'est alors plus défférenciable de la série sous-jacente.

La puissance totale de cette succession, atteint ici le millier de mètres.

C'est à l'extrémité Ouest du jbel Tazergount, vers Tisgui, que l'on rencontre le premier gisement de Spiriférines que nous avons cité plus haut.

b) L'anticlinal d'Aït Abdallah-Tagoudit :

Le Lias moyen qui forme ici le coeur d'un anticlinal dissymétrique ne semble pas avoir été atteint par la dolomitisation, et est constitué de calcaires gris à gris noir, en bancs épais. Sa puissance totale n'est pas connue mais dépasse probablement 600 à 700 m.

Nous n'avons pas effectué ici de coupe lithologique précise, toutefois nous y avons noté la présence :

- de niveaux de calcaires noirs à silex :
- des passées de calcaires légèrement marneux :
- de niveaux oolithiques ;
- de calcaires à débris et à radioles d'oursins ;
- quelques bancs à section de lamellibranches ;
- une passée à Rhynchonelles, Térébratules et Spiriférines qui apparaissent quelques fois en relief sur la tranche des bancs.

---

(7) - Cette description correspond à celle donnée par P. Lévêque (1952).

../..

Un très beau gisement de ces spiriférines est observable à la limite de la carte d'Afourer, sur la piste qui monte d'Aït Attab à Azilal, sans passer par Ouzoud. (C'est le deuxième gisement cité plus haut).

c) passage au Faciès réduit

Le faciès massif dont la puissance peut atteindre, comme nous l'avons vu, un millier de mètres, diminue très rapidement d'épaisseur vers le Nord et vers l'Ouest. Sur le flanc Nord du jbel Tazergount par exemple, les petites collines basses qui dominent Afourer et les replis que l'on observe plus à l'Est dans la montée du Tizi R'Nim, (8), nous semblent constitués par une série fortement réduite et qui ne dépasse pas 200 à 300 m (9). Une variation de puissance identique se produit également au niveau du synclinal d'Aït Imelloul, mais ici la tectonique ne permet pas de suivre ce passage de façon continue.

Au-delà vers l'ouest, se développe une série de puissance réduite et essentiellement dolomitique que nous avons appelée "faciès réduit".

2) Le Faciès réduit :

a) caractéristiques

Ce faciès essentiellement dolomitique est constitué de bancs dépassant rarement un mètre de puissance. La dolomie y est généralement assez fine et de couleur grise ou légèrement mauve. On y rencontre aussi des bancs de dolomie sacharoïde blanche ou rose. La macro-faune est rare et très mal conservée, sous forme de quelques bancs qui montrent des fantômes de test de lamellibranches ou de brachiopodes. Le seul gisement fossilifère intéressant que nous connaissons dans ce faciès est celui de Sidi Youv dont nous avons parlé plus haut.

On rencontre également des passées à restes d'oolithes ou de pisolithes et d'importants développements de niveaux à "bird-eyes" ou à structures d'allure stromatolitique ainsi que des passées finement bréchiques. Les lames minces n'apportent aucune précision intéressante : la dolomitisation a effacé la quasi totalité des structures de la roche, structures qui ne sont généralement observables que sur les surfaces décapées par l'érosion : elles apparaissent alors légèrement en relief par rapport au ciment.

---

(8) - Il faudrait en fait écrire Ighnaïn pour respecter la terminologie locale.

(9) - P. Lévêque (1952) signale qu'un sondage effectué à Talat N'Tadout, juste au dessus d'Afourer, n'a rencontré que 230 m. de Lias.

../..

b) La succession renversée d'Ifelkhas

A l'Ouest de l'accident de "Tisgui - Aït Imelloul", le Lias moyen n'affleure plus que sous son faciès dolomitique réduit. C'est lui en particulier qui forme le soubassement du synclinal d'Aït Imelloul. Le premier affleurement de Lias moyen dolomitique que l'on rencontre au-delà de cet accident est la série renversée d'Ifelkhas.

La position renversée de cette succession était jusqu'à présent passée inaperçue car elle repose sur du Démérien rouge (faciès laguno-continental) qui avait été pris pour du Trias, (auquel il ressemble d'ailleurs fortement). En fait une étude détaillée nous a montré que le Lias moyen passe ici, vers le "bas" à du Lias supérieur rouge et vers le "haut" à du Lias basal. (la position tectonique de cet ensemble sera décrite en détail dans la partie structurale).

Outre sa position renversée, cette formation est caractérisée par sa faible puissance (150 mètres environ) et ses caractères lithologiques particuliers. La succession est ici principalement constituée de bancs de 1 m à 1,50 m d'épaisseur, de dolomies grossières, grumeleuses, bien cristallisées, de couleur blanche ou rose ; ou de dolomies fines légèrement argileuses, grises ou mauves. La structure de la roche primitive a ici complètement disparue et seuls quelques bancs montrent un fin litage probablement hérité d'une structure stromatolitique.

c) Affleurement du jbel Aït Seri

Nous nous trouvons ici juste sur la zone de passage du faciès massif calcaréo-dolomitique au faciès réduit dolomitique. L'extrémité Est du jbel, vers Aït Lahsen, est entaillée par l'Oued El Abid qui a creusé de profondes gorges dans le Lias moyen calcaire. Ce Lias est couronné à Aït Larbi par du basalte. Vers l'Ouest, on observe une crête aigue constituée par un brusque replis, au delà duquel le Lias moyen semble beaucoup plus réduit et essentiellement dolomitique. Les bancs à stromatolites, bird-eyes et laminites, de même que les niveaux bréchiques sont extrêmement nombreux dans cette zone et bien visibles lorsqu'on monte au sommet du jbel depuis le village de Tiachech.

A l'Ouest de la série d'Ifelkhas et du jbel Aït Seri, le Lias moyen affleure plus ou moins largement selon les points et ressemble à peu de chose près à la description que nous avons données du faciès réduit.

Sur le bord Ouest de la carte d'Afourer et dans la région de Bezou, le Lias moyen forme de larges surfaces ondulées ou plus ou moins fortement plissées, avec seulement quelques dépressions remplies de "Lias-supérieur rouge" ou de formations plus récentes.

../..

d) Affleurement de Tagouli - Ouarg

En rive droite de l'Oued El Abid (à la limite Ouest de la carte d'Afourer et au delà), le Lias moyen forme de petites falaises au sommet de talus de Lias inférieur marno-gypsifère. La succession est ici entièrement dolomitique et de puissance réduite : généralement inférieure à 100 mètres.

La dolomie de couleur grise ou mauve montre d'importants niveaux à "bird-eyes" ou à stromatolites, avec de nombreuses passées brechiques qui renferment souvent de petits silex noirs, et sont essentiellement localisées à la base de la formation.

On y trouve également des bancs à coquilles de petits lamellibranches mais celles-ci entièrement dolomitisées sont indéterminables, voire même parfois tout simplement difficiles à déceler.

D'autres bancs montrent en surface des structures concentriques de 2 à 3 cm de diamètre que l'on doit sans doute rapporter à des restes de pisolithes dolomitisés.

III - Esquisse paléogéographique (figure 8)

Nous avons déjà indiqué que la formation calcaréo-dolomitique du Lias moyen passait à l'Est de la région d'Afourer à des faciès récifaux. Elle se situe donc en arrière d'un dispositif récifal et on peut dès lors attacher aux faciès que nous venons de décrire une signification particulière :

- La succession du Tazergount (faciès massif) avec ses passées à oolithes, oncolithes, ou à algues calcaires, présente des analogie avec une sédimentation de plateforme récifale ou subrécifale. La formation essentiellement calcaire de l'Anticlinal de Tagoudit est plus difficile à situer dans ce contexte, peut être doit on y voir une sédimentation inter-récifale.

- le faciès réduit dolomitique, pour sa part, avec sa faible puissance et ses caractères plus ou moins littoraux (bird-eyes, stromatolites, pisolithes, etc...) est à rattacher à une sédimentation d'arrière-récif.

En se déplaçant encore plus vers l'Ouest, on peut voir cette formation passer à des successions à faciès continental (ou intermédiaire ?). Evolution d'ailleurs confirmée par les observations de E.Roch (1939) dans la région de Demnate : "les calcaires dit à spiriférines, dont nous suivons l'amenuisement au sein des argiles rouges...". Ce

../..

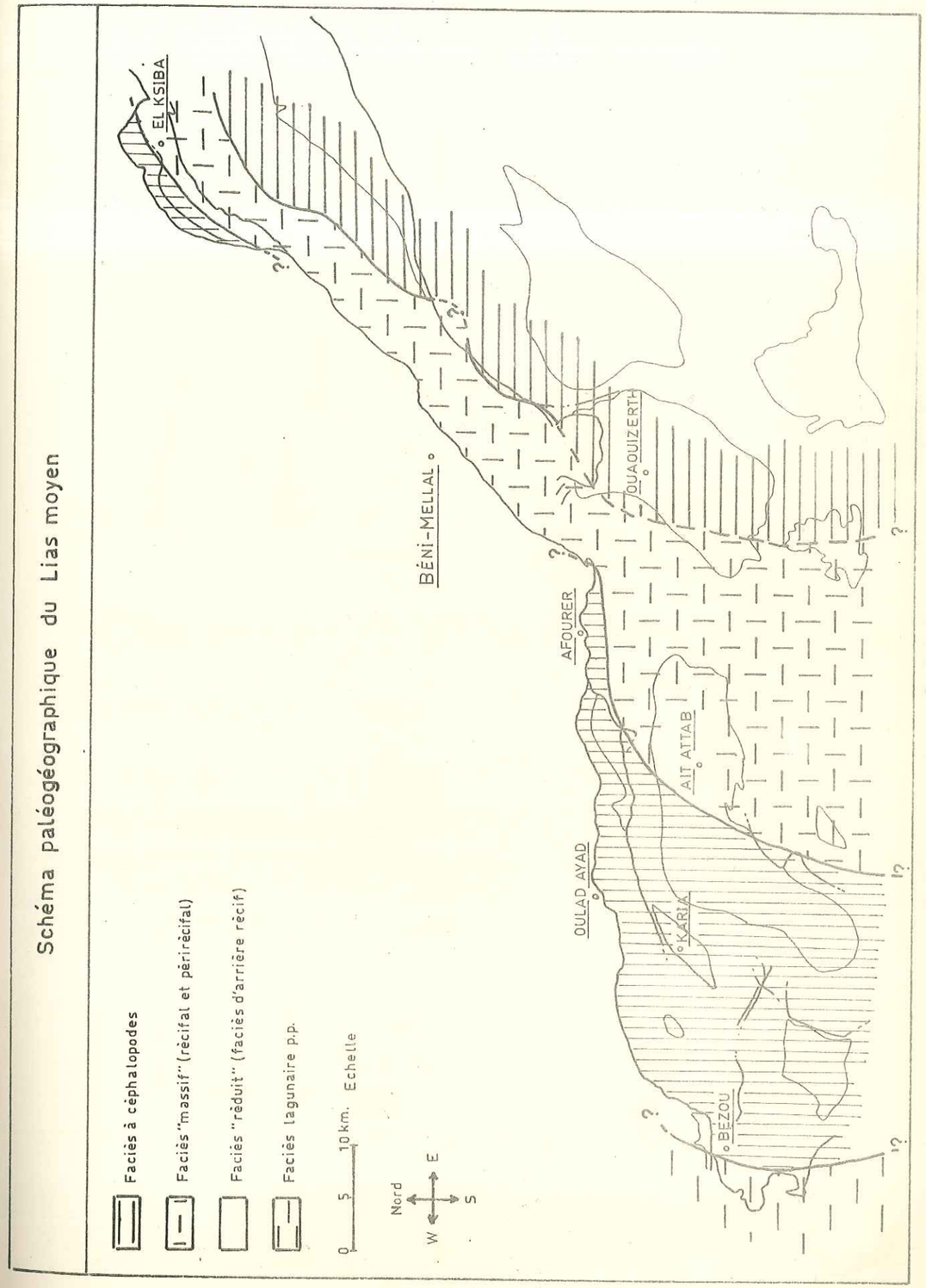


Figure : 8

passage à des formations rouges est sans doute déjà amorcé dans la région de Bezou, la puissance de la formation dolomitique y est notablement réduite et sa base passe vraisemblablement aux marnes rouges sous-jacentes.

Un tel dispositif complète admirablement celui qui existe dans la région d'El Ksiba, où j'ai décrit (J.P. Rolley 1971) le passage des formations récifales aux faciès de bassin. Nous avons ici le passage d'une zone "d'environnement récifal" à une zone d'arrière-récif, dont nous verrons au chapitre suivant, la sédimentation évoluer jusqu'à son terme ultime : le bassin évaporitique.

Remarque :

Il faut souligner que la brutale variation de puissance observée entre le faciès calcaréo-dolomitique et le faciès dolomitique est extrêmement intéressante.

1) parce qu'il est bien évident que de telles variations sédimentaires ont une influence importante sur la tectonique (qui en retour rend les observations délicates) ;

2) parce que son existence pose un problème paléogéographique particulier qu'il est malheureusement impossible d'aborder dans le cadre d'une étude aussi restreinte que celle-ci. Il est toutefois probable qu'elle est directement en relation avec la structure de la fosse atlasique comme nous le verrons à la fin de travail (cf conclusion générale).

D - LES FORMATIONS RAPPORTEES AU DOMERIEN

I. Introduction

Au dessus du Lias moyen calcaréo-dolomitique et sous les "marnes chocolat" attribuées au Toarcien, on trouve une succession qui montre d'importantes variations horizontales, et que nous rapportons au Domérien. Ces variations constituent en faite une véritable "évolution" horizontale de la formation domérienne qui, d'Ouest en Est, passe d'une succession marneuse rouge à faciès laguno-saumâtre, à une succession à caractère lagunaire (pouvant aller jusqu'au stade évaporitique), puis à une succession marno-dolomitique ou marno-calcaire que nous qualifierons de laguno-marine. A l'Est de la carte d'Afourer, la formation domérienne devient "coralligène" et s'associe à la série calcaréo-dolomitique sous-jacente pour former un ensemble récifal que nous avons décrit dans la région d'El Ksiba sous le terme de Lias massif (1971) ; ce faciès massif isole les formations domériennes d'Afourer des formations à céphalopodes de l'intérieur de l'Atlas et rend ainsi difficile les corrélations stratigraphiques (10).

Les formations domériennes sont en général bien délimitées lithologiquement car elles se situent entre la formation calcaréo-dolomitique du Lias moyen et celle, marneuse, du Toarcien. Toutefois, le faciès laguno-saumâtre est difficle à séparer des "marnes chocolat" et par conséquent à individualiser au sein du "Lias supérieur rouge".

II - Age de ces formations

1) Limite inférieure

S'il est impossible d'établir des corrélations avec les faciès à ammonites que l'on connait à l'Est, on peut toutefois dater la base de la série domérienne au col d'Adoumaz sur la route d'Afourer à Bin El Ouidane. Les premiers bancs de cette formation ont livré des Orbitopselles, des Brachiopodes et des Lamellibranches qui ont permi à G. Dubar (1952) de les considérer comme les termes de passage du Carixien (Pliensbachien de G. Dubar) au Domérien.

---

(10) Rappelons que dans les zones à céphalopodes, le dernier banc de faciès Domérien situé à la base des marnes chocolat livre les premiers Dactylioceras de la base du Toarcien. G. Dubar 1952.

;./..

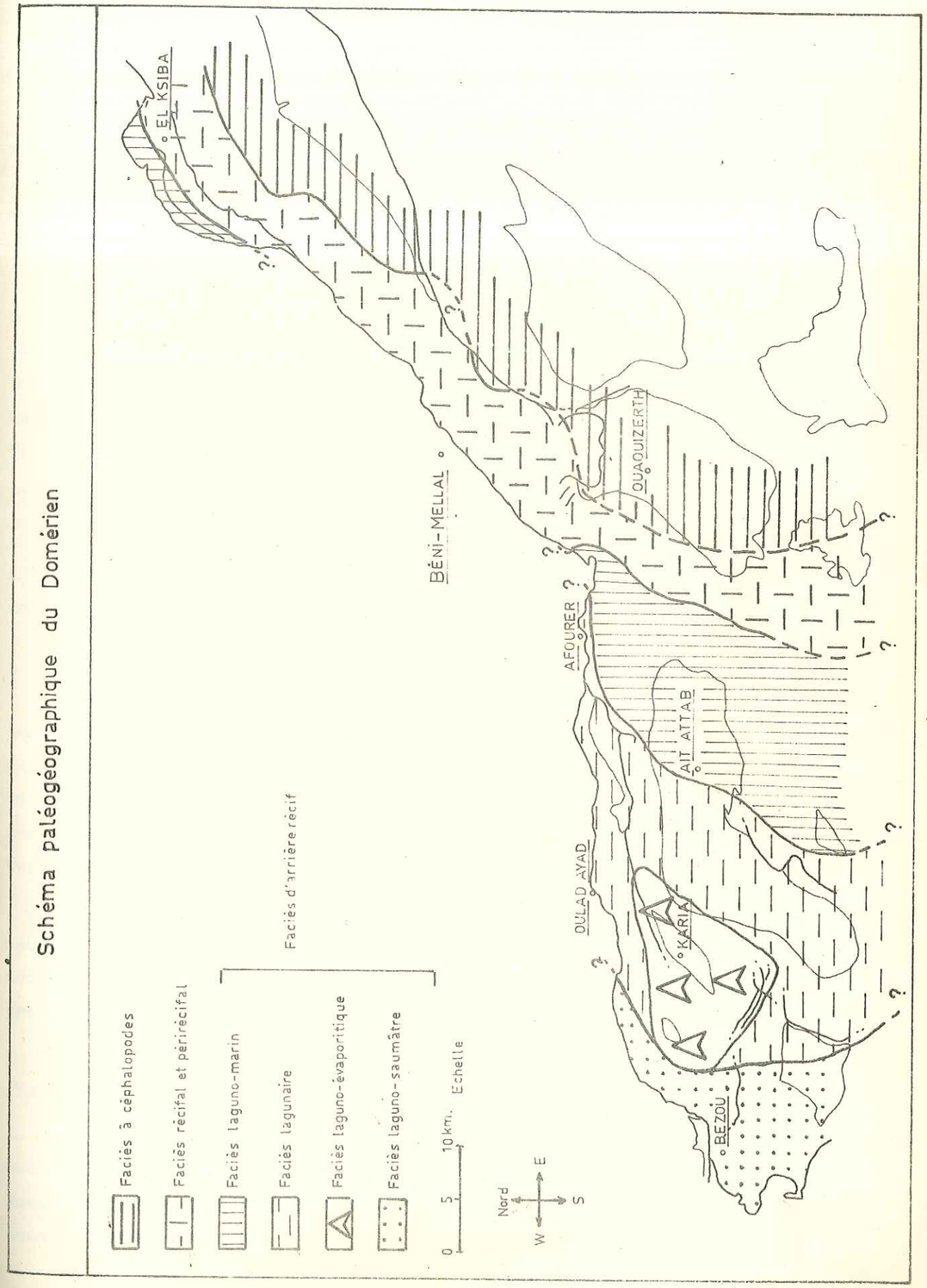


Figure: -9-

Le Domérien commence donc avec les premiers niveaux qui surmontent la série calcaréo-dolomitique. Cette limite est en général assez facile à repérer lithologiquement, car la série domérienne débute souvent par une passée de marnes rouges. Toutefois, dans la région d'Ouzoud cette limite est moins évidente, car le passage du Lias moyen au Domérien y est progressif et que les marnes rouges manquent.

2) limite supérieure

Contrairement à la base de la formation domérienne, son sommet ne livre en général aucun fossile utilisable : il peut donc se situer à des niveaux variables du Domérien ou même du Toarcien, toutefois cette hypothèse semble peu probable, car il existe à la base du Toarcien (comme nous le verrons plus loin) une régression importante qui commence même parfois dès le Domérien supérieur (11). Il ne semble donc pas que le Toarcien soit représenté dans cette formation.

III - Principaux faciès

Comme nous l'avons signalé plus haut, le Domérien de la région d'Afourer est constitué d'un ensemble de faciès qui se relayent d'Est en Ouest, correspondant chacun à un jalon dans "l'évolution" horizontale de la formation domérienne.

Nous parlerons donc d'Est en Ouest :

1) de faciès laguno-marin; pour les successions, qui se développent immédiatement en arrière (à l'Ouest) des faciès récifaux que l'on rencontre à l'Est de la région d'Afourer, et qui sont constitués d'alternance de marnes rouges ou vertes et de petits bancs calcaires ou dolomitiques, dans lesquels on trouve encore des traces de sédimentation marine franche (bancs à Lithiotis, Brachiopodes, Orbitopselles, etc...).

2) de faciès lagunaire, pour les successions où la sédimentation marneuse rouge (pouvant renfermer des passées de conglomérats) domine largement la sédimentation carbonatée qui est alors presque uniquement représentée par des petits bancs de dolomie ou de calcaires dolomitiques rarement fossilifères ;

3) de faciès laguno-évaporitique, là où le faciès lagunaire a évolué jusqu'à ce stade, marqué par des passées plus ou moins importantes de gypse ;

4) de faciès laguno-saumâtre, pour les successions essentiellement marneuses et conglomératiques, à rares bancs dolomitiques, caverneux ou disposés en feuillets gaufrés. On rencontre dans ce faciès qu'une faune rare, naine, présentant un grand nombre d'individus mais un petit nombre d'espèces.

---

(11) C'est le cas dans le moyen Atlas d'après G. Colo (1961).

../..

Si l'on replace cette juxtaposition de faciès dans son contexte régional, en y ajoutant les faciès récifaux et les faciès à céphalopodes qui se développent à l'Est de la région d'Afourer, on s'aperçoit que l'ensemble s'agence parfaitement (fig. 9..) et que les faciès du Domérien de la région d'Afourer, correspondent à une sédimentation d'arrière-récif très étendue et très complète.

IV - Description des principaux affleurements

1) Faciès laguno-marin

Ce faciès qui est constitué d'une succession de 200 à 300 m de puissance affleure dans l'Est de la Carte d'Afourer : d'une part dans le jbel Tazergount où il a été étudié au col d'Adoumaz (12) par G. Dubar et P. Lévêque ; d'autre part dans la région d'Ouzoud.

a) Flanc Sud du Tazergount

On y observe au col d'Adoumaz la coupe suivante de bas en haut:

- Des calcaires grumeleux souvent oolithiques et zoogènes, calcaires gris-noirs à pâte fine, (sommet du Lias moyen).
- une passée marneuse rouge (3 m)
- Des bancs calcaires à passées de marnes vertes et rouges ; ces bancs sont souvent fossilifères et ont livré entre autres à G. Dubar (1952) :
  - des Orbitoselles (2 bancs)
  - Hespirithyris renierii (Dubar),
  - Gervilleia termieri (Dubar),
  - Pseudonérinea térébra Ben

- Des calcaires en petits bancs souvent légèrement argileux séparés par des joints marneux d'épaisseur très irrégulière. Ces bancs contiennent quelques lamellibranches (Mégalodontes), gastéropodes (Nérinées) et quelques sections de Brachiopodes indéterminables.

- 200 à 250 m de marnes brun-rouges (Toarcien-Aalénien).

Les calcaires à Orbitopselles, Hespérithyris Rénierii, etc.. sont considérés par G. Dubar comme "les bancs de passage du Pliensbachien (Carixien) au Domérien". Les micro-faunes de ce niveau, et en particulier les Orbitopselles ont été étudiées par L. Hottinger (1967).

---

(12) Cet affleurement se situe sur la route d'Afourer à Bin-El-Ouidane.

Le premier niveau à Orbitopselles livre une microfaune abondante qui comprend :

Paléodasycladus méditerraneus Pia,
Solenopora liasica le Maître,
Orbitopsella primaeva (Henson),
Pseudopfenderna butterlini (Brun)
Pseudopfenderina sp.
Mayncina cf. termieri (Hott.)
Pseudocyclamina liassica (Hott.)

Le niveau supérieur est moins riche en foraminifères mais les Orbitopselles représentent une "forme de passage de primaeva à praecursor".

b) Région d'Ouzoud

La piste qui d'Aït Attab monte à Ouzoud est, en grande partie, établie sur une puissante formation de bancs calcaires ou dolomitiques dont l'épaisseur dépasse rarement un mètre, alternant avec des petits passées de marnes rouges vertes ou blanches. Aucun fossile déterminable ne se rencontre dans cette succession. Cependant comme elle surmonte les "calcaires à spiriférines" et se rattache au Nord Est à la série du Tazergount, on doit la considérer comme domérienne. Le passage entre les deux formations est progressif et la zone d'imprécision sur la base du domérien est importante.

2) Faciès lagunaire

Ce faciès se rencontre essentiellement sur le flanc Nord des Béni-Ayat et dans la région de Moakaoun (extrémité Ouest du synclinal d'Aït Attab). Il débute en général par des marnes brun-rouges dont l'épaisseur varie de 0 à 60 m, et qui peuvent contenir ou être remplacées par des conglomérats à galets principalement calcaires. Cette série se poursuit ensuite par une alternance de marnes et de calcaires en petits bancs.

a) Flanc Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat

Le flanc Nord de l'Anticlinal des Béni-Ayat est fortement tectonisé et il n'est pas facile d'y trouver des affleurements montrant une série complète ; par ailleurs les variations observées entre les différentes coupes sont toujours susceptibles d'avoir une origine tectonique.

- Coupe de Taourirt : (figure 10 coupe 2).

Au dessus du petit village de Taourirt, le Domérien affleure tout le long du bord Nord du synclinal d'Aït Imelloul ; malgré la trace d'efforts tectoniques, la succession domérienne est probablement complète. Au dessus des dolomites du Lias moyen, on observe de bas en haut :

- 5 mètres de dolomies et marnes blanchâtres en petits bancs (ce niveau n'est pas toujours visible) ;
- 30 à 40 mètres de marnes rouges pouvant se terminer par une passée faiblement conglomératique ;
- une soixantaine de mètres de dolomie et calcaire-dolomitique en petits bancs avec quelques inter-lits marneux. Au sommet les bancs peuvent devenir franchement calcaires avec des passées fortement oolithiques qui livrent quelques polypiers, des radioles d'oursins et des sections de lamellibranches et de brachiopodes ;
- marnes à conglomérats du Toarcien-Aalénien.

+ Coupe d'Aït Hasseine : (Figure 10 coupe 4)

Sous le village d'Aït Hasseine, le Domérien est très développé et montre une puissance de 200 m, inusitée dans ce faciès.

On observe de bas en haut :

- quelques mètres de calcaires dolomitiques et de marnes jaunes ;
- 50 à 60 mètres de marnes brun-rouges qui contiennent dans les 20 derniers mètres des bancs de poudingues. Ces bancs, de I à 2 m de puissance, sont constitués de gros galets calcaires, dans un ciment également calcaire. Cette dominance du calcaire permet de différencier les conglomérat du Domérien de ceux du Toarcien-Aalénien ;
- 120 à 140 mètres de calcaires dolomitiques et marnes, en petits bancs, identiques à ceux décrits dans la coupe précédente. Les derniers bancs sont ici aussi fortement oolithiques ;
- marnes rouges à conglomérats (Toarço-Aalénien).

Vers l'Est, en direction du jbel Tarhout (coupe 3), les conglomérats semblent tout d'abord se développer au dépend des marnes rouges puis ils disparaissent presque complètement (coupe de Taourirt).

Vers l'Ouest, l'ensemble de la série diminue d'épaisseur, et les conglomérats deviennent moins grossiers. On les retrouve sous Tagmout et plus à l'Ouest dans le synclinal de Bou Hamza.

b) Extrémité Ouest du synclinal d'Aït Attab.

Dans le coin Sud-Ouest de la feuille d'Afourer, le Domérien couvre d'assez grandes surfaces ; on le trouve tout le long de la fermeture Ouest du synclinal d'Aït Attab, ainsi que dans la cuvette de Sidi Youb qui lui fait suite. Alors que dans les synclinaux de Karia et d'Aït Salah,

../..

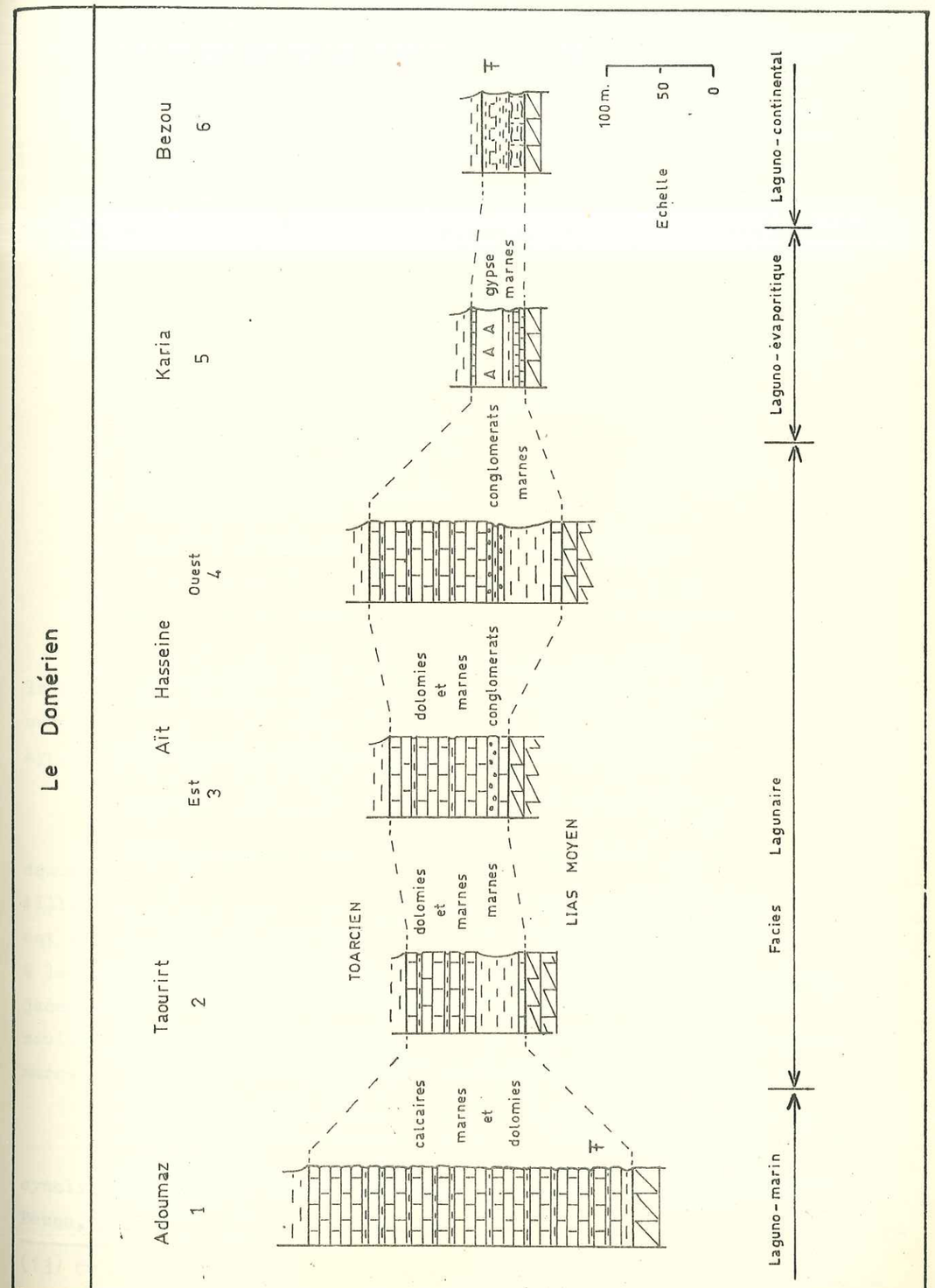


Figure : 10-

d'Aït Salah, il est franchement laguno-évaporitique avec d'importantes passées gypseuses, on retrouve ici un faciès proche de celui rencontré sur le flanc Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat.

- Coupe de Maokaoun :

Sur le flanc du léger plis anticlinal qui sépare le synclinal d'Aït Attab de la cuvette de Sidi Youb, le Domérien à faciès lagunaire affleure largement. Une assez bonne coupe est observable au lieu dit Maokaoun, sur la piste de Foum Jemaa à Tabia.

Elle comporte :

- une succession de marnes brun-rouges, qui semble renfermer un niveau de conglomérats à gros galets calcaires (13). La puissance de ces marnes est difficile à évaluer. Elle peut atteindre 50 à 60 mètres au moins.
- vient ensuite un membre à petits bancs calcaréo-dolomitiques blanchâtres, friables, souvent cloisonnés et ondulés ; alternants avec des niveaux marneux ou marno-dolomitiques. La puissance de ce membre est de 60 à 80 mètres.
- au dessus arrivent les marnes et conglomérats du Toarço-Aalénien.

3) Faciès laguno-évaporitique.

Sur la route d'Oulad Ayad à Aït Attab, le faciès précédent cède la place à une formation essentiellement marno-gypsifère qui va se développer vers l'Ouest dans les synclinaux de Karia et d'Aït Salah et même sur le bord du synclinal d'Aït Attab dans la région d'Oulad Mameur.

a) jbel Tikniouine

Sur la route qui mène d'Oulad Ayad à Aït Attab, on peut voir, au-dessus de la formation dolomitique du Lias moyen, des marnes brun-rouges à lentilles de gypse et petits bancs dolomitiques. Cette succession dont la puissance est ici difficile à évaluer car elle est fortement tectonisée, passe vers l'Est à la formation domérienne du Tazergount. Le passage aux marnes chocolat sus-jacentes est visible sur le bord de la route juste au niveau du col ; il est souligné par quelques mètres de petits bancs dolomitiques, séparés par des marnes blanches ou jaunes.

b) Synclinal de Karia

La succession lagunaire affleure largement à l'extrêmité Ouest du synclinal de Karia. Une très belle coupe peut s'observer sur la piste qui mène à Bezou, juste après le pont qui franchit l'Oued el Abid ("pont des Atamna"). On

(13) Ce conglomérat n'est visible que sur le flanc Ouest de l'Anticlinal, où il est disloqué et légèrement déversé vers l'Ouest.

../..

observe de bas en haut (coupe 5 figure 10).

- des calcaires dolomitiques en gros bancs (Lias moyen) ;
- une dizaine de mètres de marno-calcaires gris ou jaunâtres à petits lits de marnes rouges ou vertes ;
- 10 mètres de marnes rouges à gypse
- une passée gypseuse à petits bancs marneux (20 m)
- 5 mètres de petits bancs de calcaires blanchâtres et de marnes rouges et vertes ;
- marnes rouges et conglomérats (Toarcien-Aalénien).

Le gypse est surtout abondant en rive gauche de l'Oued el Abid, il diminue rapidement en rive droite.

c) Synclinal d'Aït Salah :

Dans la cuvette d'Aït Salah, il devient déjà dificile de séparer le Domérien du Toarcien-Aalénien. On peut faire terminer le Domérien avec les dernières passées de gypse, sous les marnes rouges à conglomérats ; celles-ci sont toutefois peu développées et la présence de Toarcien-Aalénien est incertaine. Nous nous trouvons ici en bordure de la zone à Lias rouge indifférencié.

La coupe du Domérien probable est donc la suivante :
(de bas en haut)

- calcaires dolomitiques (Lias moyen) ;
- marnes rouges et petits bancs de dolomie blanche (10 m) ;
- marnes rouges (5 m) ;
- gypse en bancs de 50 cm. (10 m) ;
- marnes rouges et calcaires dolomitiques avec parfois un banc de conglomérat, (10 m).
- gypse et calcaires dolomitiques (10 m) ;
- marnes rouge (8 à 10 m) ; } Toarcien-Aalénien (?)
- marnes rouges et conglomérats

4) Faciès laguno-saumâtre

Le faciès laguno-saumâtre que nous avons décrit plus haut n'affleure en fait que très peu. On l'observe dans la succession renversée d'Ifelkhas et dans la région de Bezou.

a) Succession renversée d'Ifelkhas :

Le Domérien se situe ici sous le Lias moyen dolomitique. Il se présente sous forme de marnes rouges, de dolomie marneuse blanchâtre, friable et caverneuse, et de passées de marnes rouges et vertes. Un de ces bancs renferme une abondante faune naine de lamellibranches et de

../..

gastéropodes dont seuls les moules internes sont conservés. La puissance de cette formation ne dépasse pas 50 mètres.

b) Région de Bezou (coupe 6 figure 10)

Sur la carte d'Afourer, le Domérien laguno-saumâtre n'affleure qu'en un point, juste sur le bord Ouest de la feuille, dans le petit synclinal de Zaleguene. Légèrement à l'Ouest sur la carte de Bezou (1/50 000e), les affleurements sont plus nombreux et on le retrouve dans tous les replis synclinaux importants. Une bonne coupe existe, sur la piste de Bezou à Aït Attab, un peu avant Zaleguene au Sud du jbel Tazrout.

Le Domérien débute par quelques mètres de marnes brun-rouges ; puis on rencontre des passées de dolomie friable, cloisonnée et disposée en feuillets gaufrés (15 m). La succession se poursuit avec de nouvelles marnes brun-rouges. Celles-ci renferment un banc fossilifère semblable à celui rencontré à Ifelkhas ; elles se chargent ensuite en éléments conglomératiques et représentent alors sans doute le Toarço-Aalénien.

E - "LES MARNES CHOCOLAT"

(Toarcien-Aalénien p.p.)

Après le Domérien, la sédimentation calcaire et dolomitique s'arrête et une sédimentation essentiellement marneuse se développe alors sur presque tout l'Atlas. Ce changement de sédimentation est marqué à la base du Toarcien par un épisode régressif qui est sans doute déjà amorcé dès le Domérien supérieur dans le moyen Atlas (Colo, 1961).

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, se développe au dessus du Domérien, une formation constituée de marnes brun-rouges parfois gréseuses ou conglomératiques. C'est à cette formation caractéristique et qui forme un bon niveau repère, que l'on donne le nom de "marnes chocolat".

I - Age de la formation

Si les marnes "chocolat" forment un très bon niveau repère, il est toutefois difficile de leur attribuer un âge précis par suite de l'absence de faune dans la zone étudiée ici. Pour dater cette formation il faut se déplacer à l'extrémité Nord-Est de l'Atlas de Béni-Mellal. Bien que cela dépasse largement

../..

le cadre de la carte d'Afourer, il nous est apparu utile de nous y reporter, car cette formation constitue un des niveaux repères fondamentaux de la stratigraphie de l'Atlas de Béni-Mellal.

Nous allons donc suivre rapidement, d'Est en Ouest, l'évolution de la formation qui surmonte le Domérien.

- A l'est d'El Ksiba, dans la région de Bou Ouchène (fig.11), au-dessus de la dolomie du Lias moyen, on rencontre :

  - une oolithe ferrugineuse qui nous a livré des ammonites des zones à Bifrons et Aalensis (14)
  - puis un hard-ground blanc à ammonites, de la zone à Murchisonae, horizon supérieur à Bradfordensis et Gigantea (15)
  - puis des calcaires oolithiques qui livrent : à leur base des ammonites de la zone à Concavum puis de la zone à Dicites et à leur sommet de grosses ammonites de la zone à Broocki. (16).

Ces différents niveaux qui sont ici condensés (ils représentent probablement le fameux gisement de Bou Ouchène décrit par J.Bourcart (17), vont s'individualiser peu à peu vers l'Ouest.

- Au jbel Alméroud par exemple, on retrouve l'oolithe ferrugineuse mais au dessus se développe des marnes "bleu azur" avec à leur base un niveau de calcaire jaune qui renferme de nombreuses ammonites de la zone à Murchisonae. (18)

- Un peu plus loin , au jbel Bou Omar, on observe sur la dolomie du Lias moyen érodée et recouverte d'un enduit ferrugineux :

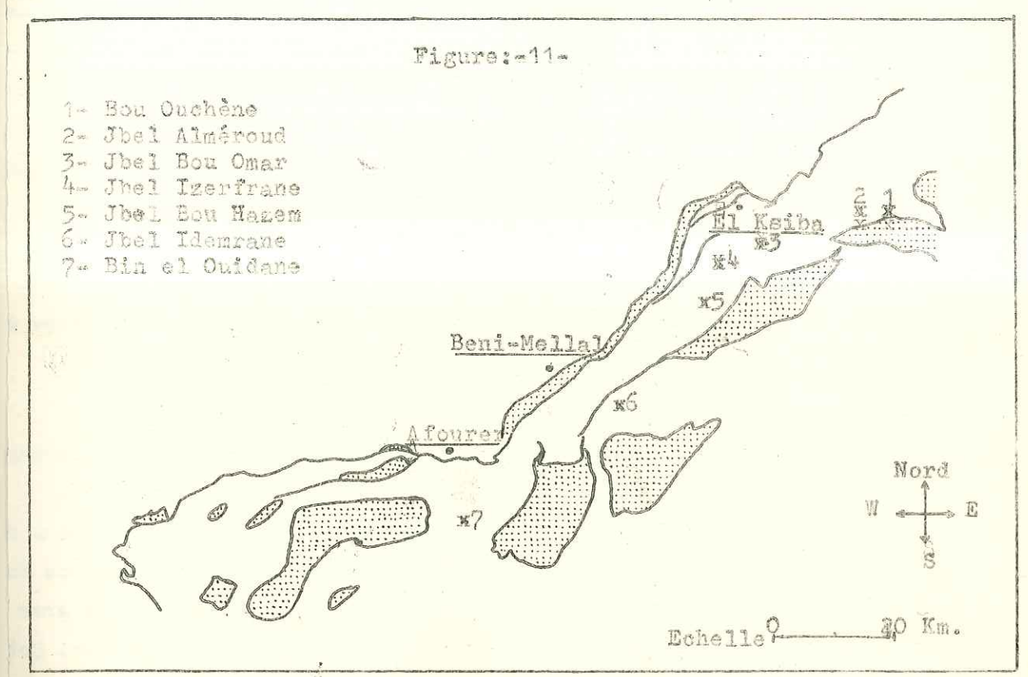
  - 2 à 3 mètres de marnes et calcaires marneux jaune-ôcre qui ont livré des ammonités, des ammonites des zones à H. Bibrons et H. Variabilis,
  - 20 mètres de marnes vertes à ammonites pyriteuses de la zone à Thouarcence, (19).

(14-15-16) (18-19) - la liste des Ammonites rencontrées dans ces niveaux sera donnée à la fin du paragraphe.

(17) "Oolithe ferrugineuse, formant dans l'Asif Bou Ouchène un banc de 2 mètres de puissance où les ammonites, dont le test est en nacre se touchent les unes les autres" J. Bourcart (1942).

../..

Figure:-11-



- un banc de poudingue ; puis des grès dolomitiques et calcaires jaunes à interlits marneux (Aalenien ?)

- Légérement plus à l'Ouest, au pied Sud du jbel Izerfrane, les choses ont encore évolué ; le Domérien se termine par des bancs à Emaciaticeras puis à Tauromeniceras (zone à Pleuroceras spinatum), il se développe ensuite une importante série de marnes brun-rouge qui se terminent par des marnes vertes qui ont livré une faune identique à celle de la zone à Thouarcense du jbel Bou Omar ; au -dessus arrivent des grès dolomitiques à litage entrecroisé, puis des calcaires jaunes à lits de marnes rouges ou vertes (Aalénien ?).

- Non loin de là, au jbel Bou Hazem, les marnes brun-rouge deviennent très importantes et on observe sur les calcaires à ammonites du Domérien :

  - 150 à 200 mètres de marnes brun-rouge, gréseuses et azoïques à la base, plus marneuses ensuite, avec 2 ou 3 bancs de calcaires dolomitiques jaunes et quelques lits de nodules de calcaires marneux ; vers le milieu de la série un de ces nodules a livré un Hildoceras du Toarcien moyen,
  - des marnes brun-rouge très semblables aux précédentes mais qui renferment des bancs de grès dolomitiques à litage entrecroisés, parfois soulignés par de petits lits de graviers, le tout passe à des calcaires caverneux jaunes et des calcaires blanchâtres à interlits de marnes

../..

vertes et rouges. L'ensemble de cette série, rapporté à l'Aalénien, a l'Aalénien, a une puissance de 200 m environ.

- Calcaire gris du Dogger.

Plus à l'Ouest, au dessus de Béni-Mellal, on retrouve sur le Domérien à ammonites, une grande quantité de marnes brun-rouge, qui peut être subdivisée en deux séries séparées par des grès dolomitiques à interlits de marnes rouges et vertes. L'ensemble se termine sous les calcaires du Dogger par quelques mètres d'alternances marno-calcaires. Ces marnes rouges représentent donc probablement le Toarcien et l'Aalénien.

On arrive ensuite dans la région de Bin el Ouidane, sur le bord Est de la carte d'Afourer. Les marnes chocolat sont ici surmontées par une succession, formée de calcaires et de marno-calcaires gris-beige avec quelques bancs marneux ;cette succession nous a livré, à l'Ouest du jbel Imoudane quelque brachiopodes qui rappellent des formes de l'Aalénien supérieur ou du Bajocien inférieur.

Nous voyons donc que si l'âge des marnes chocolat est bien connu à l'extrémité Est de l'Atlas de Béni-Mellal, on en est réduit à des hypothèses dans la partie Ouest. Il faut noter également que vers le centre de l'Atlas le problème est le même : on passe à l'Est à des formations à ammonites alors que vers l'Ouest on ne rencontre plus que des terrains rouges gréseux ou conglomératiques (région de Demnate).

En conclusion on peut donc admettre que les marnes chocolat représentent le Toarcien et vraisemblablement une partie de l'Aalénien puisque celui-ci se présente, depuis le jbel Bou Hazem, sous un faciès en grande partie très proche de celui du Toarcien. Ces deux étages ne sont d'ailleurs probablement pas entièrement présents dans les formations de la région d'Afourer.

Les termes supérieurs de l'Aalénien se trouvent sans doute, comme nous le verrons plus loin, inclus dans la partie inférieure de la formation sus-jacente alors que le Toarcien inférieur, déjà régressif dans la région d'El Ksiba, manque probablement ici à la base des marnes chocolat.

II - Faunes récoltées

Liste des ammonites récoltées dans les niveaux dont il a été question au paragraphe I :

../..

(les numéros correspondent à ceux du texte)

(14) Pour la zone à Bifrons : Dactylioceras cf. triangulatum (Fischer 1966)
Catacoeloceras sp.

Pour la zone à Aalensis: Pledellia cf. aalensis
Cotteswoldia aff. attrita
Hammatoceras sp.

Déterminations R. Mouterde

(15) Ce niveau a fourni : Ludwigia (Brasilia) gigantea Buck
Ludwigia (Brasilia) bradfordensis Buck.
Ludwigia gr. tuberculata Buck
Pseudographoceras gr. literatum Buck.
Cernyiceras sp.
Hammatoceras sp.
Tmetoceras sp.
Ericites sp.

Déterminations B. Caloo

(16) Pour la zone à Concavum : Graphoceras sp.
Cernyiceras sp.
Planamatoceras gr. tenuisigne Vacek.

Pour la zone à Dicites : Hyperlioceras sp.

Pour la zone à Broocki : Emileia polyschiucles Waagen
Emileia cf. contraliens Buck.
Sonninia cf. mesacantha Waagen

Déterminations R. Mouterde

(18) Ce niveau a fourni de nombreuses ammonites ; en particulier des Ludwigia dont :
Ludwigia (Brasilia) bradfordensis Buck.
Ludwigia (Brasilia) costata Buck.
Ludwigia (Brasilia) cf. carinifera Buck.
Ludwigia (Brasilia) similis Buck.

ainsi, que des Tmetoceras, Hammatoceras, Erycites, Lytoceras, etc...
Déterminations B. Caloo.

(19) Pour la zone à Bifrons : des Peronoceras, Catacoeloceras, Collina.
Pour la zone à Variabilis : - Brodieia gr. clausa
- Brodieia sp.

Déterminations R. Mouterde.

../..

III - Description des affleurements

Sur la carte d'Afourer, les marnes chocolat passent rapidement à une formation essentiellement conglomératique, à éléments de roches primaires mal roulés (synclinal de Karia), puis le Toarço-Aalénien est sans doute plus représenté que par les marnes à passées de conglomérats à petits galets, qui surmontent le Domérien laguno-saumâtre, formant un ensemble qu'il devient difficile de subdiviser.

1. Affleurement de Bin-El-Ouidane

Dans les gorges de l'Oued el Abid, en aval du barrage de Bin-el Ouidane, les marnes chocolat affleurent largement sous les falaises du Dogger. Il est malheureusement difficile d'effectuer des observations lithologiques précises car : outre la végétation et les éboulements, ces marnes affleurent avec un pendage conforme à la pente, ce qui favorise les phénomènes de solifluxions.

Les marnes chocolat semblent avoir ici une puissance de 120 à 150 mètres. Elles débutent brusquement, au dessus du Domérien, sans terme de passage visible par des marnes et pélites brun-rouge ; celles-ci peuvent renfermer des passées plus ou moins gréseuses et, dans leur partie supérieure quelques bancs de conglomérats à petits galets de roches primaires et de quartz laiteux ; on y rencontre aussi de petits niveaux de gypse. La série se termine par quelques mètres de cargneule et de calcaire jaune carrié à petits lits de marnes rouges et vertes.

2. Bordure du synclinal d'Aït Attab

Les marnes chocolat se retrouvent sur tout le pourtour du synclinal (20) avec une puissance variable, probablement due à des laminages tectoniques. La présence de conglomérats est constante dans la moitié supérieure de la série qui se termine généralement sous le Dogger par quelques mètres de calcaires jaunes carriés et lits de marnes vertes et rouges.

3. Bord Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat

On retrouve sur toute la bordure Nord de l'anticlinorium, des marnes brun-rouge à passées de conglomérats que nous avons rattachées aux marnes chocolat. Cette série se trouve ici entre deux formations dont

(20) Sauf autour d'Aït Rhouja où l'infra-Aptien repose directement sur le Domérien.

../..

l'attribution, l'une au Domérien et l'autre au Dogger peut être discutée et n'a souvent été déterminée que par la présence de cette formation à leur base ou à leur sommet.

On voit donc, que l'attribution de ces marnes aux marnes chocolat est très importante pour la stratigraphie de cete zone. Cette attribution a été effectuée par analogie de faciès et basée sur la présence dans la partie supérieure de cette formation de niveaux à petits galets de quartz laiteux et de roches primaires.

Il faut noter également que c'est ce critère qui permet de différencier les marnes chocolat des marnes brun-rouge à conglomérats à galets principalement calcaires que l'on rencontre dans le Domérien inférieur.

4. Synclinal de Karia

A l'extrémité Ouest du synclinal de Karia, au-dessus du Domérien gypseux, se développe 75 à 80 mètres de conglomérats et de marnes rouges. Les niveaux de conglomérats sont ici très développés et tendent à envahir toute la série. On y rencontre des passées à petits galets de 2 à 3 cm de long et des niveaux à conglomérats relativement grossiers, dont les éléments mal arrondis, peuvent atteindre 10 à 15 cm de diamètre. Ces conglomérats sont presque uniquement constitués d'éléments d'origine volcanique ou paléozoïque ; on n'y rencontre que rarement des éléments de terrain mésozoïque.

5. Région de Bezou

Vers l'Ouest, au-delà du synclinal de Karia, la présence des marnes chocolat devient hypothétique car il est pratiquement impossible de les différencier du Domérien laguno-saumâtre. Le tout a donc été groupé sous le terme de "Lias supérieur rouge". Cet ensemble débute avec des marnes rouges et des calcaires dolomitiques cloisonnés ou disposés en feuillets gauffrés qui représentent probablement le Domérien, on trouve ensuite des marnes rouges et des conglomérats très semblables à ceux du Toarço-Aalénien et qui représentent sans doute les "marnes chocolat".

Un tel dispositif existe dans le synclinal d'Aït Salah mais avec un Domérien encore légèrement gypseux ; dans le synclinal de Zaléguène, à l'extrémité Ouest de la carte d'Afourer, et dans les environs de Bezou.

Remarque :

Les marnes chocolat sont parfois traversées par des intrusions de roches éruptives dont nous reparlerons plus loin.

../..

C'est en particulier le cas :

1) - à Ouzoud et sur le bord du synclinal d'Aït Attab, dans les premiers lacets de la piste qui monte à Ouzoud.

2) - sur le bord Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat depuis le jbel Tamkrast jusqu'à l'Ouest d'Aït ou Aster.

F - FORMATIONS RAPPORTEES AU DOGGER

Le terme de Dogger par lequel nous désignerons la succession que nous allons étudier maintenant a déjà été utilisé dans cette région par de nombreux auteurs comme E. Roch, G. Choubert, A. Faure-Muret ou P. Lévêque. Il reflète la difficulté que l'on éprouve à préciser la stratigraphie de cet ensemble ; nous pourrions reprendre mot pour mot ce que disait E. Roch en 1939 : "nous n'arrivons pas, en l'absence d'ammonites, à de grandes précisions stratigraphiques, d'autant que .....dans le Haut-Atlas, les faunes aaléniennes de Bivalves et de Brachiopodes sont identiques à celles du Jurassique Moyen". A la difficulté que l'on éprouve à établir une stratigraphie précise avec les fossiles que l'on rencontre dans ces niveaux, s'ajoute, sur la carte d'Afourer, la rareté des gisements fossilifères. Nous désignerons donc sous le terme de Dogger, un ensemble de terrains surtout calcaires que l'on trouve, dans l'Atlas d'Afourer, entre les marnes chocolat et les grès et pélites rouges de l'Infra Aptien. Cet ensemble correspond probablement à l'Aalénien supérieur, au Bajocien, et au Bathonien inférieur mais comme nous le verrons plus loin, il est probable que sur une grande partie de la carte d'Afourer, seul le Bajocien est effectivement présent.

I - Caractères généraux et variations horizontales

Le Dogger, comme la plupart des autres niveaux jurassiques, montre une variation très nette d'Est en Ouest.

../..

La succession la plus complète et également la plus puissante que connaissons se situe sur le bord de la carte d'Afourer dans la région de Bin-El-Ouidane.

Le dogger se développe ici sur près de 400 m de puissance ; on observe de bas en haut : (21)

- 0 à 35 m de marno-calcaires (marno-calcaires inférieurs)
- un gros massif de calcaire de 110 m d'épaisseur.
- 180 m de marno-calcaires lagunaires (marnes livides)
- 40 m de calcaires à niveaux riches en Rhynchonelles (barres à Rhynchonelles).
- L'ensemble se termine par un niveau de puissance variable dépassant rarement 40 m constitué de marnes vertes et violettes et de bancs de grès (marnes à Mytilus).

Cet ensemble diminue rapidement de puissance vers l'ouest, les marno-calcaires inférieurs disparaissent complètement probablement par lacune stratigraphique. Les marnes à Mytilus pour leur part n'affleurent pratiquement plus vers l'Ouest sans doute parce qu'elles sont érodées ou recouvertes par l'Infra Aptien.

Sur le flanc nord des Béni-Ayat, le Dogger est encore plus réduit et uniquement représenté par 20 à 30 m de calcaires dolomitiques et de dolomies rouges ou violacées à laminites, stromatolites, niveaux pisolithiques ou conglomératiques etc.

Dans la région de Bezou, on observe plus du tout deDogger.

II - Age et limites de la Formation

1) Limite inférieure

Si la base du Dogger est facile à préciser au point de vue lithologique. On passe en effet très rapidement d'une formation marneuse rouge à une série principalement calcaire.

Il est difficile de savoir où se place la limite inférieure du Dogger du point de vue chronostratigraphique.

a) - La formation calcaire du Dogger ne débute en effet, pas partout au même niveau : à Bin-El-Ouidane par exemple elle débute comme nous l'avons vu

(21) Cette coupe a été étudiée par P. Lévêque (P. Lévêque 1952).

../..

par un membre inférieur marno-calcaire qui fait défaut aussi bien a l'Est (P. Lévêque 1962) qu'à l'ouest : Dans notre région la limite inférieure du Dogger n'est donc pas synchrone en tout point.

b) Dans ce niveau de base, les fossiles sont rares et sans grande valeur stratigraphique :

- A Bin-El-Ouidane P. Lévêque signale que le seul fossile qu'il a trouvé dans les marno-calcaires inférieurs est "un lamellibranche évoquant un Astarte".
- Nous-mêmes, à l'Est de la route qui relie Oulad-Ayad à Aït Attab, avons récolté dans un niveau probablement identique quelques brachiopodes en mauvais état proche de Ptyctothyris cf. stephani (Davidson) (22). Malheureusement ceux-ci se rencontrent depuis l'Aalénien supérieur jusqu'au Bathonien et ne nous donnent donc aucune précision stratigraphique particulière.

Nous admettons donc, en accord avec ce que nous avons vu au chapitre précédent (mais toutefois avec beaucoup de réserve) que la formation que nous attribuons au Dogger commence probablement à l'Aalénien supérieur ; celui-ci n'est sans doute pas partout présent et pourrait être limité à la succession marno-calcaire inférieure de Bin-El-Ouidane. Elle débuterait au Bajocien quand ce membre inférieur n'existe pas.

2) Limite supérieure :

Généralement le Dogger se termine par une barre de calcaires à Rhynchonelles surmontée par une succession de marnes vertes et violettes et de grès en plaquettes (marnes à Mytilus) rapportée par les auteurs au Bathonien.

Sur la carte d'Afourer les marnes à Mytilus n'affleurent pratiquement pas et le Dogger se termine en général par un niveau fossilifère riche en polypiers, lamellibranches et Brachiopodes. Ce niveau à brachiopodes, très général dans l'Atlas, a reçu le nom de "barre à Rhynchonelles" et correspond au Bathonien inférieur. A l'entrée des gorges de l'Oued-el-Abid, juste en amont du barrage de Bin-El-Ouidane, on peut observer un très beau gisement de ces Rhynchonelles. Sur la piste qui descend vers Aït Attab, on rencontre également un gisement de brachiopodes mais celui-ci ne livre pas une faune caractéristique. Et d'après

(22) Détermination L. Rousselle.

../..

Mme L. Rousselle, il pourrait s'agir d'un niveau un peu plus ancien (Bajocien supérieur).

Dans le synclinal de Karia, le Dogger ici très réduit se termine également par un niveau fossilifère mais ce gisement renferme des Zeilleria cuneata Rollier du Bajocien Moyen-supérieur. On voit donc que si l'absence des marnes à Mytilus peut être dû à une érosion, le niveau fossilifère à Brachiopodes qui termine le Dogger calcaire semble être légèrement plus ancien vers l'Ouest, au fur et à mesure que la formation diminue de puissance.

3) Conclusion :

Les formations rapportées Dogger, englobent à l'Est de l'Aalénien supérieur du Bajocien et du Bathonien inférieur ; par contre vers l'Ouest au fur et à mesure que la puissance de la formation diminue, celle-ci semble se réduire au Bajocien seul. Dans les zones à faciès encore plus réduits (flanc nord des Béni-Ayat) le Bajocien lui-même n'est probablement que partiellement représenté.

Ce-ci semble d'ailleurs être l'amorce de la grande regression bathonienne qui sur le bord du bassin pourrait peut-être avoir commencée dès le Bajocien.

III - Description des affleurements

1. Coupe de Bin-El-Ouidane (fig. 12, coupe 1)

Nous avons déjà signalé que la succession de Bin-El-Ouidane était la plus complète et la plus puissante que nous connaissons.

La coupe de cette succession a été établie et décrite avec précision par P. Lévêque (1952). On observe de bas en haut au-dessus des marnes chocolat :

1) Les marno-calcaires inférieurs ; membre de 50 à 55 m de puissance, formés de calcaires et de calcaires marneux gris-beige à gris-noir, avec de fréquents vestiges de végétaux et des microcristaux de pyrite et quelques bancs de marnes très consolidées, parfois micacées, à débris lignitifiés.

2) Les calcaires inférieurs que l'on peut subdiviser en :

a) un massif calcaire inférieur, de 60 m de puissance, formé d'un calcaire assez pur à larges plages de calcite limpide, riche en Spharocodium, en Brachiopodes et en radioles d'Echinides, avec Globochaete cf. alpina et Ammobaculites ainsi que Meandropsinidae (?) Les bancs sont d'épaisseur variable augmentant de la base vers le sommet.

b) un épisode marneux de 6 à 7 m de puissance, formé de marnes feuil-

../..

letées gris beige à verdâtre, de calcaires argileux à géodes tapissées de calcite.

c) un massif calcaire supérieur, formé de bancs très épais, pratiquement sans joint sur 5 à 7 m et constitué du même calcaire et du même microfaciès que les termes supérieurs du "massif calcaire inférieur . Ces bancs calcaires sont plus compacts et aussi purs que les meilleurs calcaires des séries sous-jacentes, la puissance totale du massif est de 40 m à Bin-El-Ouidane.

3) les marno-calcaires lagunaires.

Ces 180 m d'alternances de marnes vertes et de calcaires gris ou verdâtres étaient appelés par J. Bourcart "marnes livides" dans la terminologie locale. Il s'agit réellement d'un épisode saumâtre car des pourcentages notables de sulfates ont été mis en évidence par des analyses chimiques dans les marnes. (P. Lévêque 1952).

4) La barre à Rhynchonelles, membre calcaire de 40 à 45 m de puissance, les calcaires en bancs de 50 cm à 1 m sont particulièrement riches en Rhynchonelles du type R. obsoleta. On y rencontre également de nombreux spicules d'oursins et les calcaires ont très souvent une texture zoogène.

5) Au-dessus s'étalent, irrégulièrement réparties, les marnes vertes et violettes à Mytilus de J. Bourcart.

2. Coupe d'Aït Halou ou Adou (fig. 12 coupe 2).

Le Dogger ici subvertical, tend à se renverser sur le crétacé. Il est constitué de deux barres calcaréo-dolomitiques séparées par une passée marneuse.

On observe au-dessus des marnes chocolat :

1) 10 m de calcaires dolomitiques et de marnes grisâtres :

2) une barre dolomitique d'une soixantaine de mètres de puissance, constituée :

- de dolomies détritiques blanches, grises ou rosées à litagesentrecroisés.
- de bancs de dolomies noduleuses grises ou roses en petits bancs.
- puis de bancs de dolomies fines, à patines grises, et à cassures esquieuses violacées. Certains de ces bancs montrent des exsudations de calcite et peuvent alterner avec des bancs plus tendres jaunes ou blanchâtres de dolomies sacharoïdes grossières. ../..

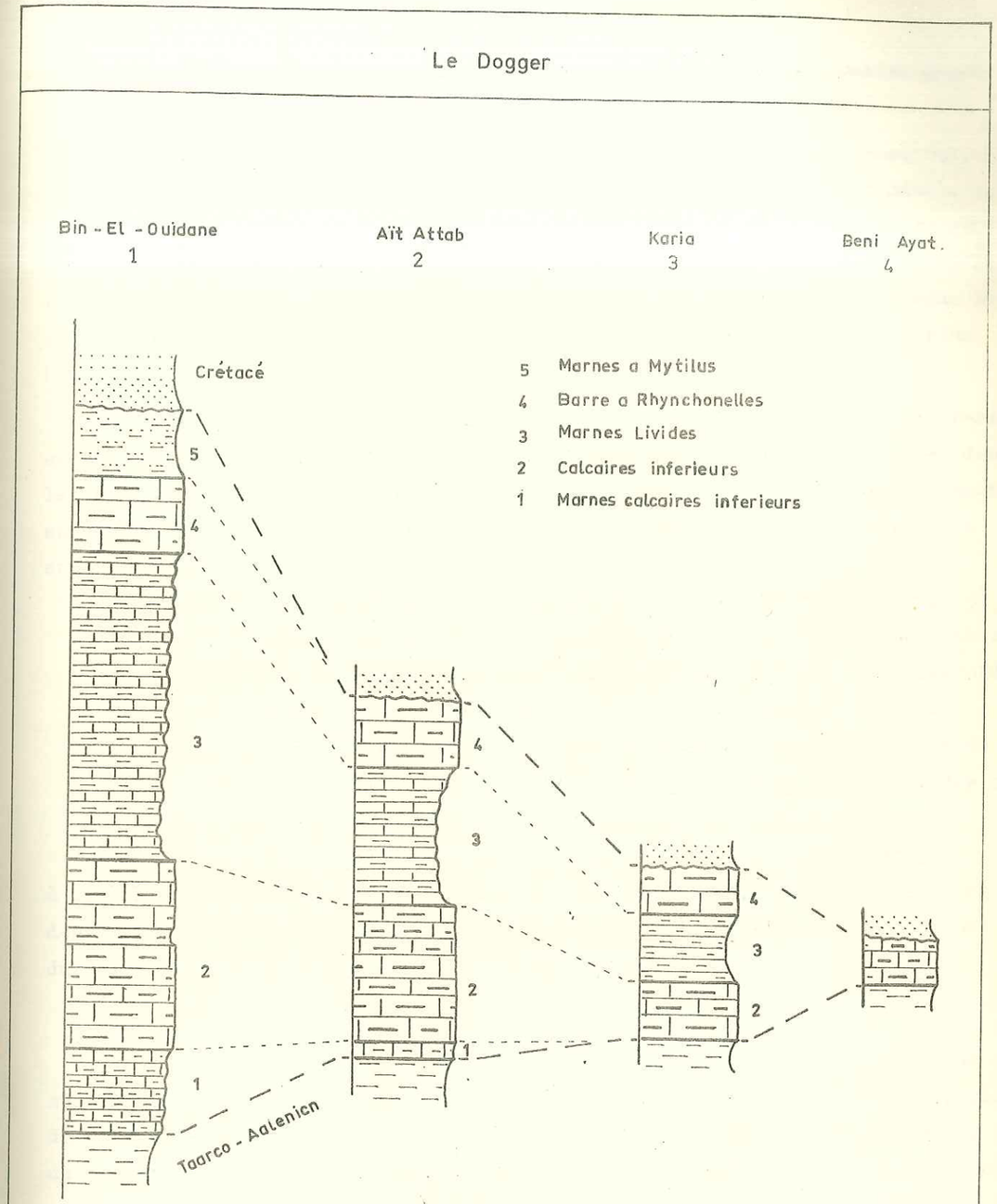


Figure: -12-

3) vient ensuite une formation constituée de marnes calcaires grises, feuilletées noduleuses (80 m environ).

4) Puis une nouvelle barre calcaire ; cette fois (40 m) constituée de calcaires gris ou jaunes dans lesquels on note la présence de bancs à débris de coquilles et de joints plus ou moins marneux à huitres. Vers le haut de la série plusieurs bancs sont riches en brachiopodes. On y rencontre aussi des débris de lamellibranches et quelques niveaux à gastéropodes. La série se termine sous le grès et pélites rouges de l'Infra Aptien par des calcaires gris dont certains bancs renferment des polypiers en boules.

Plus vers l'Ouest, le Dogger dolomitique devient franchement littoral, avec des calcaréo-dolomies vacuolaires et d'important niveaux à "Bird-eyes" dont les yeux de calcite ont souvent été dissouts, ce qui donne à la roche un aspect spongieux. Plus vers l'ouest encore, dans le synclinal de Karia, la série est encore différente.

3 - Coupe de Sidi Bou Reja (Synclinal de Karia) (figure 12 coupe 3)

Le Dogger débute ici directement au-dessus des marnes chocolat :

- par un membre calcaréo-dolomitique gris ou jaune souvent sacharoïde et qui renferme quelques bancs à fantômes de lamellibranches.
- vient ensuite une passée marneuse importante (50 m) constituée de marnes roses puis de marnes blanches avec un banc à gastéropodes ; et enfin quelques mètres de marnes roses.

Le Dogger se termine par une barre de calcaires blanchâtres à interlits calcaréo-marneux qui renferment des polypiers, des lamellibranches et des Brachiopodes parmis lesquels des Zeilleria cuneata Rollier caractéristique du Bajocien Moyen-supérieur.

4 - Flanc Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat

Dans cette zone, on observe au-dessus des marnes chocolat, une succession d'épaisseur réduite (15 à 25 m environ) qui débute par quelques bancs de calcaires conglomératiques blancs ou roses. Les éléments de ce conglomérat sont de dimension centimétrique et d'origine divers (mais en majorité calcaire) ; on y rencontre quelques rares galets de quartz ou de roches cristallines. Certains de ces galets servent de noyaux à des concrétions algaires de type pisolithique. Ces Pisolithiques sont abondants sur la piste de Tagmout et sont probablement d'origine littoral (pisolithe vadose).

../..

Cette origine littorale semble confirmée par la présence de laminites et de stromatolites juste au-dessus des bancs à conglomerat. La série se poursuit donc par des niveaux à laminites qui montrent de très belles structures en "Tepee" (23) (qui sont de bons critères de polarité).

Ces niveaux à laminites deviennent très vite dolomitiques et, sont souvent rougeâtres et très contournés, donnant à la roche un aspect feuilleté. Ils alternent avec des bancs de dolomies marneuses.

La série se termine, en général, par quelques bancs de calcaires dolomitiques jaunâtres, friables et cloisonnés, qui alternent avec des petits lits de marnes.

Cette formation est très constante sur tout le rebord Nord de l'anticlinal des Béni-Ayat ; nous l'avons rattaché au Dogger car elle surmonte les marnes chocolat et est recouverte par l'Infra Aptien. Il est à noter toutefois, qu'aucun fossile n'a été trouvé dans cette série, nous n'avons donc aucun argument paléontologique à l'appui de cette attribution.

5 - Remarque :

Sur le bord sud du synclinal de Aït Attab entre El Had et Aït Rhouja, le Dogger a été fortement érodé avant le dépôt de l'Infra Aptien. Sur la piste qui monte à Ouzoud dans le premier lacet après le pont sur l'oued El Abid, il ne reste plus que 2 à 3 m de Dogger entre les marnes chocolat et l'Infra Aptien ; et de l'autre côté de l'oued (à l'ouest) Infra Aptien repose directement sur le domérien. A Ouzoud même, le Dogger est également très réduit probablement pour la même raison. (Fig. 13).

(23) Les auteurs admettent que ces structures ont pu se former, lors du départ, par l'extension de sels en train de cristalliser.

../..

II - FORMATIONS RAPPORTEES AU CRETACE

- PLAN -

A - CONSIDERATIONS GENERALES

B - L'INFRA-APTIEN

C - LA BARRE APTIENNE

D - L'ALBO-CENOMANIEN

E - LA BARRE CENOMANO-TURONIENNE

F - DESCRIPTIONS DES AFFLEUREMENTS

A - CONSIDERATIONS GENERALES

Contrairement au Jurassique qui montre une grande variété de faciès, le crétacé est caractérisé par des niveaux qui restent identiques à eux-mêmes sur de très grandes surfaces. Ceci est valable non seulement pour l'ensemble de la carte d'Afourer, mais également pour une grande partie du Maroc et même dans certains cas pour l'ensemble du bord Nord de la plate-forme saharienne.

Il y a donc au Crétacé un changement radical dans les conditions de sédimentation. D'une sédimentation de bassin à faciès variés, nous passons à une sédimentation de plate-forme stable où les conditions de dépôts peuvent rester homogènes sur de très vastes superficies. Un tel type de sédimentation pose, comme nous le verrons plus loin, un certain nombre de problèmes.

I - Ages des formations

C'est au cours du Bathonien que la mer jurassique se retire du domaine atlasique mais ce retrait est probablement déjà amorcé, comme nous venons de le voir, dès le Bajocien dans la région d'Afourer. Après le départ de la mer, s'installe une sédimentation gréso-détritique dont l'âge est extrêmement difficile à préciser. Ce type de sédimentation n'existe d'ailleurs pas uniquement dans l'Atlas de Béni-Mellal, on le retrouve non seulement dans une grande partie du Maroc, mais également sur tout le bord Nord et Nord-Est de la plate-forme saharienne. Classiquement on fait terminer cette sédimentation avec le Cénomanien premier niveau daté avec certitude. C'est pourquoi, selon les auteurs, ces grès ont été attribués à l'Albien, au Crétacé-Inférieur, au "Continental intercalaire" (Algérie), "l'Infra-Cénomanien" (Maroc) ou encore, une partie au Jurassique et l'autre au Crétacé.

En fait, depuis quelques temps déjà l'existence d'une "barre aptienne" a été reconnue en Algérie au sein de ces grès. Nous verrons qu'il en est de même dans l'Atlas d'Afourer. Il s'agit d'une formation marno-calcaire de couleur blanchâtre, qui est un très bon niveau repère dans tout l'Atlas de Béni-Mellal.

Nous attribuerons donc à un "Infra-Aptien", les formations rouges gréso-pélitiques qui se développent entre le Dogger et ce niveau aptien.

La série Crétacé se poursuit ensuite par une nouvelle formation rouge constituée de grès fins ou de pélites, qui passe peu à peu à des marnes vertes renfermant des niveaux de gypse et des petits bancs de dolomie. Le tout passe

../..

à une corniche calcaire généralement très visible dans le paysage. Les premiers bancs de cette formation calcaire livrent des ammonites du Cénomanien Supérieur puis une faune Turonienne, c'est pourquoi les auteurs la qualifient habituellement de "barre cénomano-turonienne". Il en résulte que la formation que l'on rencontre entre l'Aptien et cette "barre" correspond à l'Albien et à une partie du Cénomanien : nous parlerons donc d'"Albo-Cénomanien".

Le Sénonien qui correspond en général à un épisode régressif n'est pas représenté dans la région d'Afourer ; nous n'en parlerons donc pas. Notons simplement que le cycle phosphaté, dont nous parlerons au chapitre suivant, débute en général au Maestrichtien, qui sera donc traité avec les formations phosphatées tertiaires.

II - Position de la limite jurassique crétacé

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, la partie inférieur de grès rouges a souvent été rattachée au Jurassique supérieur voire au Jurassique moyen.

Cette attribution a pour origine le fait qu'en de nombreux points les grès rouges semblent passer à leur base aux formations du Dogger. E. Roch (1939, p. 250) signalait à ce sujet :

1. "Je n'ai observé aucune discordance avec le Substratum qui est toujours le Dogger Marin.

2. Il semble y avoir passage insensible d'une formation à l'autre..."

Cette appartenance au Jurassique moyen des termes inférieurs de la série rouge gréso-pélitique semblait d'ailleurs confirmée par la découverte de restes de Dinosauriens (Cetiosaurus moghrebiensis A.F. de Lapparent, 1955) dont certains caractères primitifs semblaient démontrer l'âge jurassique.

Les géologues marocains se sont donc efforcés de trouver au sein des grès rouges un indice leur permettant de placer la limite jurassique-Crétacé.

a) C'est tout d'abord E. Roch qui, observant l'existence de coulées de basalte au milieu de cette série, a cru voir à ce niveau la limite entre le Jurassique et le Crétacé.

../..

Sur le Bord Sud du synclinal d'Aït Attab, une telle limite est séduisante ; en effet, ces coulées prennent naissance à l'extrémité Est du synclinal où elles sortent de deux fissures et coulent tout d'abord sur les calaires du Dogger. On voit ensuite apparaître entre la coulée et le Dogger, des grès rouges dont la puissance augmente peu à peu vers l'Ouest et diminue ensuite de nouveau ; la coulée étant recouverte par une nouvelle passée de grès rouges d'épaisseur variable (Fig. 13).

C'est sans doute cet ensemble d'observations associées à des irrégularités dans la puissance de la coulée de basalte qui a fait dire à E.Roch que ces coulées étaient ravinées par des grès crétacés. En fait, ces passées volcaniques ne semblent pas avoir été démantelées mais s'être épanchées dans les cuvettes où se déposaient les grès rouges, chose qui semble confirmée par l'existence de deux ou trois passées volcaniques successives, séparées entre elles par des grès rouges sur le bord Nord du synclinal d'Aït Attab.

L'âge Crétacé de ces passées volcaniques vient d'ailleurs d'être confirmé par des mesures géochrnologiques (effectuées par la méthode Potassium-Argon). Ces mesures, qui portent sur des échantillons prélevés dans tout l'Atlas de Béni-Mellal, donnent un âge qui oscille, selon les points, entre l'Hauterivien et l'Aptien (24).

b) D'autres géologues, ayant observé dans certains bassins l'existence d'une discordance dans la masse des grès rouges, ont considéré celle-ci comme représentant la limite Jurassique-Crétacé. L'utilisation de ces "discordances" mérite d'être examinée de plus près. Il faut noter à ce sujet que celles-ci se situent dans des matériaux à granulométrie fine et que ces derniers ont les mêmes caractéristiques granulométriques et minéralogiques de part et d'autre de la discordance.

D'autre part, la différence de pendage entre les deux séries est toujours relativement faible. Il n'est donc pas absolument sûr que de telles discordances aient une origine tectonique : il pourrait fort bien s'agir d'une discordance intra-formationnelle liée à une subsidence différentielle.

Par ailleurs, même s'il était prouvé que ces "discordances" aient une origine tectonique, il faudrait encore démontrer que celles-ci correspondent bien à la limite Jurassique-Crétacé.

---

(24) Il s'agit de résultats préliminaires de R. Thuizat et M. Westphal que les études en cours devront confirmer. (Communication personnelle).

../..

c) Enfin, plus récemment la découverte en plusieurs points d'une discordance à la base des grès rouges (Choubert, Faure-Muret et Levêque 1956) a amené la plupart des auteurs marocains à leur donner un âge crétacé inférieur. Il faut toutefois noter que cette discordance n'est pas toujours visible et qu'il est parfois très difficile de séparer les "grès rouges" crétacés des formations sous-jacentes (comme les marnes à Mytilus) qui sont encore jurassiques. De même l'existence de formations rouges jurassiques sous les grès crétacés n'est pas forcément à exclure, cetaines formations de la région de Demnate étant peut-être à ranger dans cette catégorie.

En ce qui concerne la carte d'Afourer, nous ferons, au sujet de ces grès rouges, les remarques suivantes :

- 1°) Ceux-ci forment un ensemble relativement homogène dans lequel il nous semble difficile de placer une lacune importante ;

- 2°) Dans l'Atlas de Béni-Mellal, ils reposent comme nous le verrons plus loin, sur une surface ondulée et par endroit fortement érodée (planche IV. Photo 1), qui correspond très probablement à un évènement majeur dont l'âge n'est pas connu avec certitude (25) mais qui correspond toutefois à une coupure importante.

Quoi qu'il en soit, on suppose qu'après le retrait de la mer jurassique est intervenue, une période de déformation et d'érosion aboutissant à la formation de dépôts relativement grossiers.(26) Mais ces phénomènes sont sans relations avec la formation des grès rouges dont l'origine ne peut évidemment pas être recherchée dans le démantèlement des formations calcaires jurassiques...

Les grès rouges ne sont donc sans doute arrivés que plus tard et semblent intimement liés au cycle sédimentaire crétacé, c'est pourquoi nous qualifierons les grès rouges d'Infra-Aptien et nous leur donnerons un âge crétacé inférieur probable.

---

(25) Il s'agit sans doute de la phase post-portlandienne (post-berriasienne) de G. Choubert et A. Faure-Muret.

(26) On ne rencontre toutefois que très rarement de tels dépôts. Sur la carte d'Afourer, il faut peut-être rapporter à cette formation un mince placage de conglomérat conservé entre le Dogger et la coulée de basalte d'Aït et Tettak à l'extrémité Est du synclinal d'Aït Attab.

../..

B - L'INFRA - APTIEN

I - Description lithologique

Comme nous l'avons signalé l'Infra-Aptien est essentiellement constitué de dépôts gréso-pélitiques. En fait, une étude détaillée nous montre qu'on y rencontre 3 sortes de dépôts qui se succèdent aussi bien latéralement que verticalement :

- des dépôts détritiques qui sont de loin les plus importants,
- des dépôts de précipitations chimiques,
- des dépôts éruptifs.

1) Les dépôts détritiques :

Ils forment l'essentiel de la formation Infra-Aptien et peuvent atteindre des puissances très importantes (600 à 800 mètres). Ils sont essentiellement constitués de matériaux siliceux provenant probablement de la désagrégation de terrains paléozoïques. Ceux sont des dépôts fortement rubéfiés, et de granulométrie variable. On y rencontre:

a) - des niveaux conglomératiques à éléments centimétriques, (planche IV photo 2), véritables "conglomérats à dragées" de compositions assez diverses et classés en général en groupement de taille analogue. Le ciment est formé de façon générale de grains de quartz de petite taille auxquels s'ajoutent probablement quelques éléments carbonatés car on observe souvent une légère effervescence à l'acide.

b) - des niveaux de grès grossiers constitués de grains de quartz mal roulés, cimentés par de l'oxyde de fer et des éléments pélitiques. Associés aux grains de quartz on trouve parfois des feldspaths et quelques micas. Ces niveaux sont riches en stratifications obliques ou entrecroisées. Latéralement, ils passent souvent à des formations de granulométrie différente (grès fins, conglomérats, etc...).

c) - des niveaux de grès fins, en général de granulométrie très homogène, essentiellement constitués de grains de quartz anguleux. Les éléments de feldspaths et de calcite sont rares, de même que les paillettes de micas. Ces grès ont un ciment d'oxyde de fer et de calcite limpide qui fait effervescence à l'acide.

d) - on observe également des niveaux de granulométrie encore plus fine, très probablement pélitiques (planche IV. Photo 3). Ils sont formés de grains de quartz très fins, d'argile et de petites paillettes de micas noyés dans un ciment calcitique constituant parfois plus de 30 % de la roche.

../..

e) - Il faut noter également que l'on rencontre parfois au sein des grès rouges des lentilles de grès blancs. De telles formations sont exceptionnelles et toujours associées à une minéralisation cuprifère. Ces niveaux de grès blancs sont parfois suffisemment développés pour faire l'objet d'une exploitation. (27)

2) Les dépôts de précipitations chimiques :

Ces dépôts peu abondants sont essentiellement formés de niveaux gypseux ou dolomitiques :

a) - niveaux gypseux : ils sont en général interstratifiés dans les niveaux détritiques fins (grès fins ou pélites) et se rencontrent presque exclusivement quelques mètres sous les coulées éruptives. Il ne serait pas impossible que leur dépôt soit partiellement lié à ces coulées. Ils forment en général une série de quelques mètres de puissance où alternent les dépôts détritiques fins et les bancs de gypse.

b) - niveaux dolomitiques : ceux-ci sont très rares et toujours liés aux passées éruptives. Ils forment un banc peu épais souvent imprégné de silice au dessus de certaines passées éruptives peu épaisses. La puissance de ces niveaux dolomitiques ne dépasse pas une cinquantaine de centimètres. 3) Dépôts éruptifs :

Dans l'Infra-Aptien, les niveaux éruptifs sont généralement des coulées dont nous reparlerons dans le chapitre sur les roches éruptives. A ces coulées sont parfois associées comme dans le synclinal d'Aït Imelloul, des niveaux de cinérites : association de lits millimétriques de pélites et d'éléments volcaniques, se présentant souvent en bancs contournés ou en boules. (planche VI. Photo 2).

III - Conditions de dépôts

On admet classiquement que les grès rouges infra-aptiens ont une origine continentale : attribution essentiellement basée sur la couleur rouge de ces grès et sur la présence d'empreintes de Dinosauriens, de "Mud"Craks" et de "gouttes de pluie". Pourtant J. Bourcart (1936), à la suite d'une étude sur les grès rouges du synclinal de Ouaouizerth signale qu'il a trouvé dans le ciment calcitique de ces grès des foraminifères et des débris de lamellibranches ; il attribue d'autre part leur couleur rouge à l'altération d'une glauconie. Ceci l'amène à conclure que ces grès sont marins et que la "pénéplaine anté-cénomanienne" est une surface d'abra sion marine. Il ajoute : "Ces observations doivent aussi nous conduire à quelque prudence dans les qualifications d'origine appliquées à des terrains du seul fait de leur couleur rouge ou rose".

(27) tel est le cas de la mine de cuivre de Tansrift dans le synclinal de Ouaouizerth à l'Est de la Carte d'Afourer.

../..

En fait ces remarques n'ont pas convaincu les géologues marocains qui ont continué à attribuer une origine continentale à ces grès rouges.

En ce qui nous concerne et pour la carte d'Afourer, nous ferons les observations suivantes :

a) La couleur rouge et la présence de "Mud-Cracks" ou de "gouttes de pluie" n'indiquent pas forcément un milieu continental mais seulement l'existence de périodes d'émersion. De même que les restes de Dinosauriens indiquent seulement la proximité d'un continent : "nous avons trouvé un fragment d'os de 25 cm dans le calcaire marin Bathonien à Zeilleria digona, avec une dent de poisson et une dent de Téléosaurien" (A.F. De Lapparent 1955).

b) L'existence de très nombreuses stratifications obliques ou entrecroisées aussi bien dans les grès fins que dans les conglomérats grossiers caractérise un dépôt en milieu aqueux en présence de courant ;

c) L'existence d'un ciment calcitique et surtout la présence de bancs de gypse ou de dolomie, indique un milieu pouvant devenir sursalé.

d) Il faut noter aussi la grande homogénéité granulométrique des grains de quartz dans un même banc et ceci malgré des éléments peu usés. Caractères que l'on retrouve dans les "grès à roseaux" du Keuper d'Alsace et d'Allemagne et dans certains grès carbonifères, auxquels la plupart des auteurs donnent une origine deltaïque.

e) La présence de lentilles de grès blancs minéralisées en cuivre est également intéressante à noter, en effet cette minéralisation, dont les causes sont encore mal connues, semble d'origine stratiforme. Elle pourrait être liée à des variations physico-chimiques d'un milieu aquatique lors de l'arrivée des venues éruptives (28).

En fait, la remarque qui nous paraît la plus intéressante à souligner, à trait au brusque passage de ces formations réputées contientales, à l'Aptien marin. D'autant plus que, après avoir déposé quelques 20, 30 ou 40 m, de sédiments marins francs, la mer semble se retirer aussi brusquement qu'elle est venue et cela avec une avancée et un recul de plusieurs centaines de kilomètres. Commentimaginer que des phénomènes de cette importance n'aient en aucune façon été anoncés par des faciès de transition (lagunaires ou autres) ni au début de la transgression ni lors de la régression. Cette brusque variation nous parait plus aisément explicable par un rapide changement des conditions physico-chimiques du milieu, que par une brutale arrivée de la mer, suivie d'un départ aussi brutal. Cette variation physico-chimique pourrait s'expliquer, par exemple, par un arrêt puis une reprise des apports d'eau douce, entrainant le passage d'un milieu laguno-lacustre à un milieu marin.

(28) une étude sur les indices de cuivre de l'Atlas de Béni-Mellal est actuellement en cours.

../..

Il est en fait bien évident, que nos connaissances ne sont encore ni assez détaillées ni assez étendues pour nous permettre de traiter efficacement le problème, et qu'une étude sédimentologique détaillée nous apporterait des données intéressantes voir surprenantes sur les conditions de dépôts de ces puissantes formations détriques rouges dont l'origine est assez énigmatique.

C - "LA BARRE APTIENNE"

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, la "barre aptienne" est le premier niveau franchement marin que l'on rencontre au-dessus du Dogger. Son existence est longtemps passée inaperçue :

- soit parce que réduit par quelques mètres au milieu d'une puissante série rouge, il n'avait pas été remarqué ;

- soit alors parce qu'il était pris pour du Cénomanien. C'est en particulier le cas dans le Synclinal d'Aït Attab où E. Roch signalait qu'exceptionnellement, le Cénomanien était constitué de deux groupes de bancs séparés par 100 m de marnes rouges. (Roch, 1939 p. 282). Cette erreur est d'ailleurs aisément explicable par le fait, que d'une part, les faunes qu'on y rencontre sont essentiellement constituées d'huitres dont les formes sont très proches de celles du Cénomanien. Et d'autre part, que l'on considérait, à l'époque, le Crétacé inférieur de cette région comme continental, chose qui semblait confirmée par le fait que le dernier affleurement de Crétacé inférieur marin signalé se trouvait à près de 100 km plus à l'Ouest (29).

L'avancée de la mer aptienne aussi loin vers le Nord-Est n'est d'ailleurs pas sans poser un certain nombre de problèmes. C'est G. Dubar qui le premier, signale en 1952 dans le synclinal de Ouaouizerth l'existence au sein des couches rouges "Infra-cénomaniennes", d'une passée marine d'âge crétacé inférieur. Il signale également que "ce niveau est un repère très utile dans la masse des grès rouges" (Dubar 1952 p. 15). Toutefois, ce sont G. choubert et A. Faure-Muret (1960-62) qui attribuent pour la première fois un âge aptien à cette série.

(29) Il s'agit d'ailleurs d'Aptien signalé par L. Moret - 1931.

../..

Nous-mêmes, lorsque nous avons entrepris notre travail sur l'Atlas de Béni-Mellal, nous sommes attelés à l'étude de ce niveau qui, comme l'a signalé G. Dubar, est un très bon niveau repère. Il possède en particulier une puissante lumachelle à Exogires très caractéristique. Nous l'avons retrouvée non seulement dans les synclinaux d'Arbala, de l'Oued Arhzif et de Ouaouizerth, (30) mais aussi dans les synclinaux d'Aït Attab et d'Aït Imelloul, ainsi que dans les environs de Bezou et dans le Dôme du Tanhasset.

I - Age de la barre aptienne

Nous venons de voir que c'était G. Choubert et A. Faure-Muret qui, les premiers, avaient attribué à l'Aptien, la série marine observée par G. Dubar, grâce à la découverte dans le synclinal de Ouaouizerth, d'une ammonite déterminée par J. Dubourdieu comme un "Acanthoplites du groupe de Toblieri". Bien que nous n'ayons pas retrouvé cette ammonite, nous avons pu confirmer cette datation grâce à la découverte dans le synclinal d'Aït Attab, de plusieurs ammonites appartenant au genre Cheloniceras dont une à Ch. Cornelianum (d'Orb.) (31), associées à une faune riche en Lamellibranches, Brachiopodes et Echinodermes parmi lesquels nous avons reconnu : Heteraster tissoti Coquand de l'Urgo-Aptien d'Algérie et Alectryonia tuberculifera Coquand que l'on rencontre du Valanginien à l'Aptien compris. Cette faune est d'ailleurs tout à fait identique à celle récoltée par G. Choubert et A. Faure-Muret dans le synclinal de Ouaouizerth et qui a livré (32) :

Pour les Echinodermes (33) :

- Echinobrissus subquadratus d'Orbigny (Urgonien)
- Holectypus macropygus Desor, (débute au Valanginien, abondant au Néocomien moyen, rare à l'Urgonien et disparaît à l'Aptien).
- Pseudodiadema dubium Cotteau (Néocomien supérieur, Urgo-Aptien)
- Pseudocidaris cf. clunifera (Agasiz) P. de Loriol (Néocomien moyen-supérieur, Urgonien inférieur).

(30) comme l'a signalé G. Dubar - 1952.

(31) La plupart de ces échantillons sont en mauvais état et indéterminable mais se rapportent avec certitude au genre Cheloniceras ; un exemplaire en meilleur état a permis une détermination spécifique dont je remercie B. Thomel.

(32) Je tiens à remercier ici C. Choubert et A. Faure-Muret qui m'ont communiqué le détail de cette récolte avec ces déterminations.

(33) Détermination de Mme M.L. Remack-Petitot - 1955.

../..

- Heteraster cf. Tissoti Coquand (Urgo-Aptien)
- Pseudodiadema carthusianum Desor (Urgo-Aptien)

Pour les mollusques (34)

Huitres :

- Exogyra aquila d'Orb (Aptien)
- Alectryonia tuberculifera Coquand (Valanginien-Aptien)

Mytilidae :

- Modiola fittoni d'Orb sp. (Néocomien, Urgonien, Aptien inférieur de la Perte du Rhône, Aptien inférieur du Bassin de Paris (d'après Corroy), Aptien inférieur d'Espagne d'Après Coquand).

Autres lamellibranches :

- Cardium bidorsatum Coquand (Aptien d'Espagne)
- Cardium amoenum Coquand (Aptien d'Espagne)
- Lima cf. parellela Sowerby (Aptien)
- Cyprina cf. deshayesiana de Loriol (Néocomien-Urgonien)
- Astarte sp.
- Lucina sp.
- Tellina sp.
- Perna sp.

Gastéropodes :

- Fusus absconditus Coquand (Aptien)
- Natica cf. Cornueliana d'Orb. (Aptien)
- Natica cf. rotundata Forbes (Aptien)
- Natica sp.

Brachiopodes :

- Terebratula Dutenpleana d'Orb. (Aptien)

Il ne fait donc aucun doute que le niveau crétacé inférieur découvert par G. Dubar doit être attribué à l'Aptien et même à l'Aptien supérieur comme l'indique Cheloniceras Cornuelianum (d'Orb.) (35).

Il fait probablement suite au niveau aptien à Pseudotoucasia santandetensis Douv., signalé par L. Moret (1931)p. 143) dans l'Atlas de Marrakech.

(34) Détermination de Mme S. Taxi-Fabre - 1955.

(35) Récemment I. Rahhali a récolté dans ce niveau d'autres ammonites qui ont été rapportées par J. Wiedman à Roloboceras hambrevi (For.) et Roloboceras arnaudi (Coq.).

../..

II - Description lithologique

Ce niveau aptien montre une remarquable homogénéité dans tout l'Atlas de Béni-Mellal. Il est essentiellement constitué :

- dans sa moitié inférieure, par des marnes blanches ou jaunâtres très fossilifères ;
- dans sa moitié supérieure, par des marno-calcaires qui n'ont livré que quelques Heterasters.

Ces deux ensembles sont en général séparés par une passée de calcaires lumachelliques essentiellement constituée d'Alectryonies.

Cette succession qui atteint 30 à 40 m dans le synclinal d'Aït Attab diminue rapidement de puissance vers le Nord-Est et n'atteind plus que quelques mètres dans le synclinal d'Arbala. Cette diminution de puissance est encore plus rapide vers le Nord puisque dans le synclinal d'Aït Imelloul, la barre aptienne n'a déjà plus que quelques mètres d'épaisseur. Il faut noter également que nous n'avons jamais rencontré cette formation dans les séries crétacées renversées au pied de l'Atlas ; par ailleurs, cette formation n'a apparemment pas été rencontrée dans le forrage d'Oulad Ayad et ne doit donc pas exister sous la plaine du Tadla.

Sur la carte d'Afourer, la barre aptienne ne s'observe que dans les synclinaux d'Aït Attab et d'Aït Imelloul.

1) Dans le synclinal d'Aït Attab, la barre aptienne est la plus épaisse que nous connaissons. Sa puissance atteint 30 à 40 m. Elle est constituée de bas en haut par :

- une passée décimétrique de marnes verdâtres à mouchetures d'Azurite et de Malachite ;
- un banc (de 30 à 40 cm) de calcaires dolomitiques jaunes qui renferme également quelques traces de minéralisation cuprifère ;
- 16 mètres de marnes jaunes renfermant quelques bancs de calcaires ou de calcaires marneux. Ce niveaux est très fossilifère, on y rencontre en abondance des huitres, des lamellibranches, des gastéropodes, des brachiopodes, et des petits oursins réguliers ; c'est lui qui fournit la quasi-totalité de la faune que nous avons citée ci plus haut ;
- un banc lumachellique de 1 à 2 mètres de puissance, presque uniquement constitué de coquilles d'huitres (Exogyra aquila, Alectryonia tuberculifera, etc...), c'est ce niveau qui nous a livré des ammonites, mais celles-ci y sont rares, mal conservées et souvent brisées ;

../..

- une petite passée marneuse décimétrique ;
- un banc de calcaires dolomitiques jaunes peu ou pas fossilifère (1 à 1,50 m) ;
- la succession se poursuit ensuite par une quinzaine de mètres de calcaires marneux dolomitiques, en petits bancs et séparés par des petits lits de marnes ; c'est cette formation qui, vers Aït Alious, nous a livré une dizaine d'exemplaires d'Heteraster tissoti.

2) Dans le synclinal d'Aït Imelloul, la barre aptienne montre exactement le même faciès, mais sa puissance totale est ici nettement plus faible et ne dépasse pas une vingtaine de mètres.

D - "L'ALBO-CENOMANIEN"

Il y a peu de choses à dire sur cette formation qui sur la carte d'Afourer, ne se rencontre que dans les synclinaux d'Aït Attab et d'Aït Imelloul.

Elle est essentiellement marno- pélitique et forme un talus entre les barres de calcaire fossilifère de l'Aptien (base) et du Cénomano-Turonien (sommet). Cette série ne montre pratiquement aucune variation de faciès et sa puissance est rigoureusement constante d'un bout à l'autre du synclinal d'Aït Attab (170 m). Cette puissance semble toutefois se réduire assez rapidement vers le Nord (36) puisqu'elle n'est plus que d'une centaine de mètres dans le synclinal d'Aït Imelloul.

La succession débute, au-dessus des calcaires aptiens, par des grès fins et des pélites rouges très semblables à ceux que l'on rencontre sous l'Aptien, et d'une centaine de mètres de puissance. La formation devient ensuite plus marneuse, et passe à des marnes vertes qui renferment des niveaux de gypse. On y rencontre aussi des petits bancs de dolomie qui deviennent de plus en plus nombreux vers le haut, et passent sans discontinuité à la barre Cénomano-Turonienne.

Nous n'avons pas observé de variations notables dans cette succession, même dans le synclinal d'Aït Imelloul où la puissance totale (36) et très probablement aussi vers l'Est au delà de la Carte d'Afourer, mais nous n'avons pas vérifié ce point.

../..

de la formation est plus faible que dans le synclinal d'Aït Attab, cette succession reste valable : seules les puissances des différents niveaux ont varié.

Les conditions de sédimentation de cette formation, qui se développe entre deux niveaux de calcaire fossilifère à faciès marin franc, sont intéressantes à étudier. Cette série ne peut, à notre avis, être totalement détachée de ces deux passées marines qui l'encadrent.

Les sédimentation principalement argileuse, souvent gypseuse, avec parfois des passées carbonatées, qui prédomine ici, est très proche de celle de la série Cénomanienne décrite par G. Busson (1969) en Algérie. Ici aussi les passées de calcaire à faciès franchement marin nous semblent difficilement pouvoir correspondre à des transgressions marines bien individualisées, ayant brusquement recouvert un continent exondé.

L'existence d'une grande nappe d'eau aux caractère changeants, liés aux influences locales ou régionales (apport d'eau douce, direction, des vents, etc...) et dans laquelle il a pu se produire des variations physico-chimiques plus ou moins poussées, nous parait pouvoir expliquer assez bien ce type de sédimentation et nous nous rallierons volontiers à la notion de "milieu intermédiaire" fréquemment invoqué par G. Busson.

E - LA BARRE CENOMANO-TURONIENNE

I - Généralités et limites stratigraphiques

La "barre cénomano-turonienne" forme en génral une corniche aisément repérable dans la topographie et constitue un très bon niveau repère, niveau qui par ailleurs est depuis longtemps assez bien daté.

Ce faciès n'est pas limité à notre région ni même au Maroc, on peut en effet le suivre, identique à lui même jusqu'en Tunisie et même au-delà.

Cette formation livre en général une faune turonienne mais il est classique de rencontrer dans la partie inférieure des fossiles du Cénomanien supérieur. La présence de Cénomanien à la base de cette formation est également pas limitée au Maroc : "Je me rappelle que, sauf dans l'extrême Nord de la plate-forme saharienne, "la barre turonienne" comporte quelques mètres - voire quelques dizaines de mètres - de dépôts à rapporter au Cénomanien supérieur" (G. Busson - 1969).

../..

C'est pourquoi la plupart des auteurs parle comme nous le faisons ici de "barre Cénomano-Turonienne" (37).

Sur la carte d'Afourer, nous n'avons pas rencontré de macrofaune présentant un intérêt stratigraphique ; toutefois, au Nord-Est de cette zone, dans le synclinal de l'Oued Arhzif (au Tiziouine du Bou Hazem), un niveau crayeux à la base de cette formation nous a livré de nombreuses ammonites (assez mal conservées, il est vrai). L'étude de ces ammonites parmi lesquelles nous avons reconnu des Acanthoceratidae et des Vascoceratidae, devrait permettre de confirmer ici aussi la présence de Cénomanien supérieur (38).

En ce qui concerne l'âge du sommet de cette formation, il correspond probablement à peu près à la limite Turonien-Sénonien puisque, toujours dans le synclinal de l'Oued Arhzif, elle est recouverte par les marnes sénoniennes à huitres et oursins.

Il n'est malheureusement pas possible de préciser ce point dans la région d'Afourer. En effet, les derniers bancs du Turonien ne sont pas fossilifères et on ne rencontre pas ici de marnes sénoniennes. L'Absence de ces marnes s'explique d'ailleurs aisément, soit par le jeu de l'érosion quaternaire comme dans le synclinal d'Aït Attab, soit par une tranqature tectonique, comme c'est probablement le cas dans les séries renversées sous le chevauchement de l'Atlas. Il faut noter toutefois que dans le synclinal d'Aït Imelloul on rencontre au dessus du Turonien, une formation légèrement phosphatée qui est sans doute à rattacher à l'Eocène, et que par conséquent les marnes sénoniennes ont pu être enlevées par une érosion anté-tertiaire dans notre région.

II - Description lithologique

Le Cénomano-Turonien est constitué d'une barre calcaire de 40 à 50 m d'épaisseur dans laquelle nous n'avons pas effectué de coupe

---

(37) Il faut toutefois noter que ceci n'est plus valable pour la série du Plateau des Phosphates où les calcaires sont uniquement Turoniens voire Turonien-supérieur comme c'est le cas à Sidi-Hajaj.

(38) Cette faune est actuellement à l'étude au Museum d'Histoire Naturelle de Nice.

../..

lithologique détaillée car elle est aisément identifiable. Outre sa position souvent caractéristique, elle est constituée de calcaires fins à cassure blanche ou beige, ou de calcaires crayeux, dans lesquels on rencontre des niveaux à silex et des bancs pétris de petits lamellibranches. Cet ensemble de caractères ne se rencontre dans aucun autre niveau dans l'Atlas d'Afourer (les calcaires jurassiques sont en général gris ou de couleur sombre).

On peut toutefois établir de bas en haut la succession lithologique suivante :

- calcaires lités avec quelques passées de marnes ;
- calcaires à grains fins, blancs ou beiges, renfermant parfois (comme c'est le cas aux environs du poste d'Aït Attab) des bancs coquillés jaune-ocre à débris de crustacés voire à pinces de crabes ? (39) ;
- calcaires crayeux blancs qui livrent parfois des ammonites, nous en avons observé quelques fragments que nous rapportons à des Acanthoceras ;
- calcaires lithographiques, à cassure beige et rognons de silex. Certains de ces bancs renferment de très nombreuses coquilles de petits lamellibranches ou de gastéropodes.
- Calcaires lités blanchâtres plus ou moins marneux à Hémiaster.

F - DESCRIPTIONS DES AFFLEURREMENTS

I - Synclinal d'Aït Attab

Le synclinal d'Aït Attab renferme une série Crétacé complète depuis l'Infra-Aptien jusqu'à la dalle cénomano-turonienne. Le Sénonien n'y est pas connu.

Les formations du Cénomano-Turonien, de l'Albo-Cénomanien, et de l'Aptien ne montrent pas de variations notables par rapport aux descriptions que nous en avons donnés dans les pragraphes précédents, nous n'en reparlerons donc pas.

---

(39) C'est probablement ce niveau que P. Lévêque a pris pour une dalle Eocène à pinces de Crabes. Mais la présence d'Eocène dans le synclinal d'Aït Attab nous semble très peu probable et nos recherches pour y retrouver un niveau qui pourrait y être rapporté se sont avérées négatives.

../..

L'Infra-Aptien par contre, montre des variations intéressantes, à décrire.

1) Bord Sud du synclinal (fig. 13)

Sur le bord Sud du Synclinal d'Aït Attab, entre Taounza à l'Est et Aït Rhouja à l'Ouest, on observe une très belle discordance à la base de la formation Infra-Aptienne. Les grès rouges ravinent peu à peu le Dogger, au point que, dans le premier lacet de la piste d'Ounoud, il n'en reste que 2 ou 3 bancs. Légèrement à l'Ouest, à Aït Rhouja, les grès rouges reposent même directement sur le Domérien.

L'Infra-Aptien renferme, dans cette zone, une puissante coulée de basalte de 20 à 25 mètres d'épaisseur. Cette coulée sort de deux fissures à l'extrémité Est du synclinal, dans la région d'Aït et Tettak, elle repose tout d'abord sur du Dogger (coupe 1) puis s'étend ensuite au sein des grès rouges. La coulée de basalte va ainsi recouvrir une épaisseur variable de couches rouges infra-aptiennes (coupe 1 à 6), qui renferment à quelques mètres sous la coulée une passée gypseuse. Un dispositif analogue s'observe au dessus du basalte : à Taounza par exemple (coupe 2) on trouve près de 200 m d'Infra-Aptien au dessus de la coulée alors qu'à Aït Rhouja (coupe 5) le basalte arrive à une dizaine de mètres de la barre aptienne.

Pour expliquer un tel dispositif, il convient sans doute de faire appel à une instabilité du substratum (soulignée par des venues magmatiques), associée à des irrégularitées dans la sédimentation de la formation gréso-pélitique infra-aptienne.

2) Bord Nord du synclinal. (Fig. 14 coupe 3)

Ici l'Infra-Aptien débute par une passée de grès grossiers, à "galets" de marnes vertes et débris de végétaux. Il repose sur les derniers bancs du Dogger calcaire et sa puissance est beaucoup plus importante que sur le bord Sud puisqu'elle atteint 600 à 900 m. On y rencontre non plus une, mais deux ou trois passées éruptives de faible épaisseur :

- la première peut se subdiviser en deux niveaux séparées par 2 à 3 mètres de grès rouges et se situe dans la partie inférieure de la formation. On ne rencontre pas de gypse sous cette passée éruptive, mais un banc conglomératique.

Au-dessus du basalte par contre on trouve un banc dolomitique fortement silicifié. Celui-ci peut même persister au-delà de la limite d'affleurement (la piste d'Aït Attab à Imellouel), il ne présente alors plus de trace de silicification.

We/..

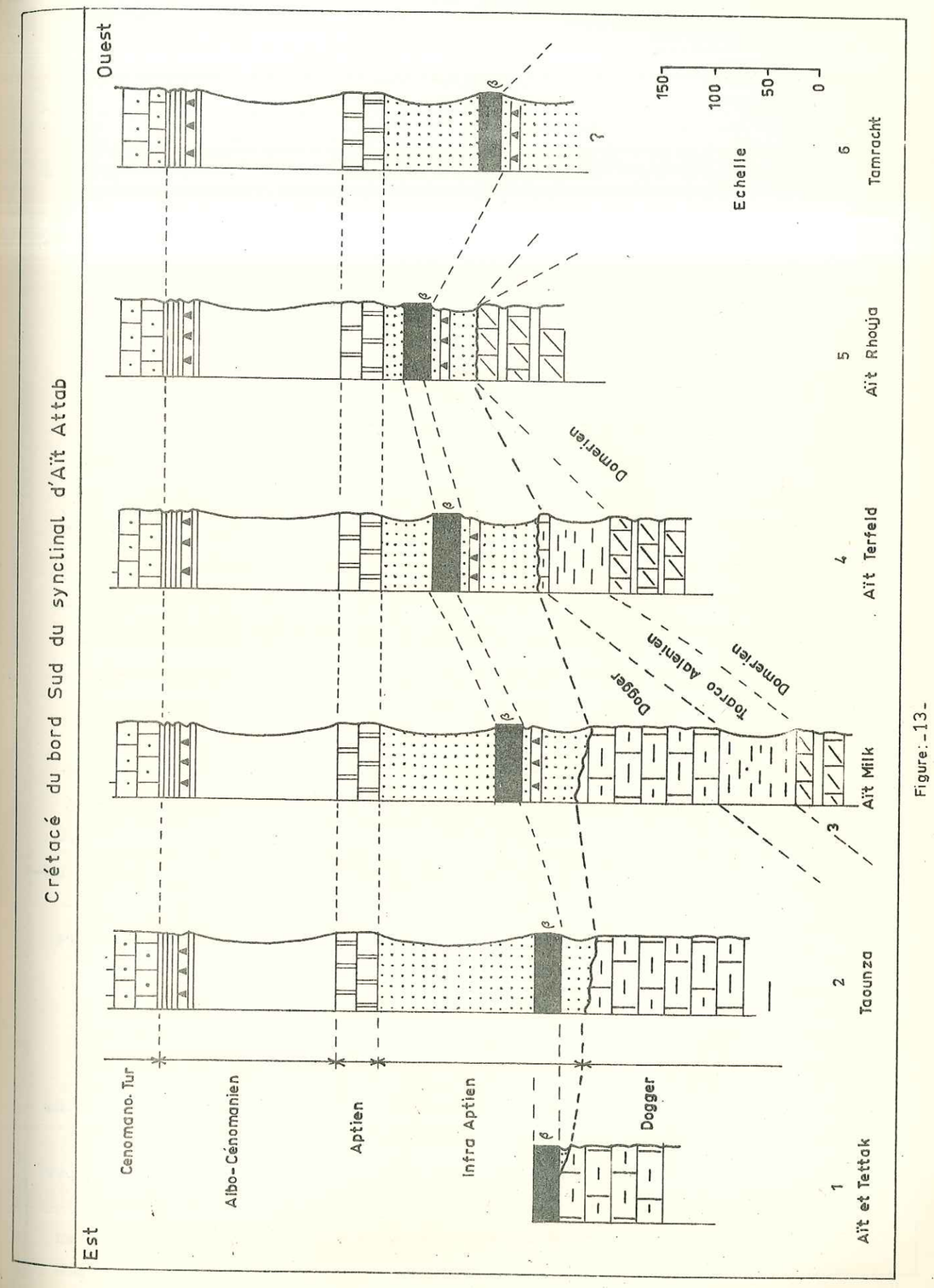


Figure.-13-

- La seconde se situe au milieu de la formation rouge, elle est peu épaisse et surmonte une passée gypseuse de 2 à 3 m de puissance. Ce niveau volcanique n'affleure d'ailleurs pas de façon continue et n'est souvent représenté que par une passée éruptive, friable qui est sans doute une cinérite.

Dans les environs d'Aït Mahi, la formation gréso-pélitique infra-aptienne ici fortement redressée, renferme des lentilles de grès blancs minéralisés en azurite et malachite qui font l'objet d'une exploitation artisanale.

II - Synclinal Aït Imelloul (fig. 14 coupe 4.)

Le synclinal d'Aït Imelloul était jusqu'à présent considéré comme formé de Lias supérieur rouge et de Dogger. P. Lévêque signale toutefois en 1952 : "A l'Ouest, le ravin de Tisgui,....., matérialise une faille mettant en contact direct et visible, le Crétacé rouge (Cénomanien probable) avec la "dolomie principale".

Les études que nous avons effectuées, nous ont permis de confirmer l'existence de Crétacé dans le synclinal d'Aït Imelloul, à l'Ouest du ravin de Tisgui. Cette série Crétacé est complète, et surmonte un Dogger dolomitique très réduit.

On observe au-dessus du Dogger :

- 150 à 200 mètres de formation rouge infra-aptienne qui montre à sa base (5 ou 10 m au-dessus du Dogger) une passée éruptive de 5 à 10 m d'épaisseur surmontant une passée gypseuse et parfois un petit banc dolomitique recristallisé. Cette passée éruptive comporte souvent à sa base une couche de cinérites relativement importante (plusieurs mètres). Ici aussi on rencontre au sein des grès rouges, quelques lentilles de grès blancs à minéralisation cuprifère, mais dont la puissance est très faible.
- 10 à 20 mètres de marnes à huitres et de marno-calcaires qui renferment une faune identique à celle de l'Aptien d'Aït Attab. Nous n'y avons toutefois pas trouvé d'ammonites.
- 80 à 100 mètres de marnes rouges, puis de marnes vertes à gypse (Albo-Cénomanien).
- Une barre de calcaire : calcaires crayeux, calcaires blancs ou beiges à passées lumachelliques, puis calcaires marneux en petits bancs (Cénomano-Turonien). ../..

Série Crétacé de l'Atlas d'Afourer

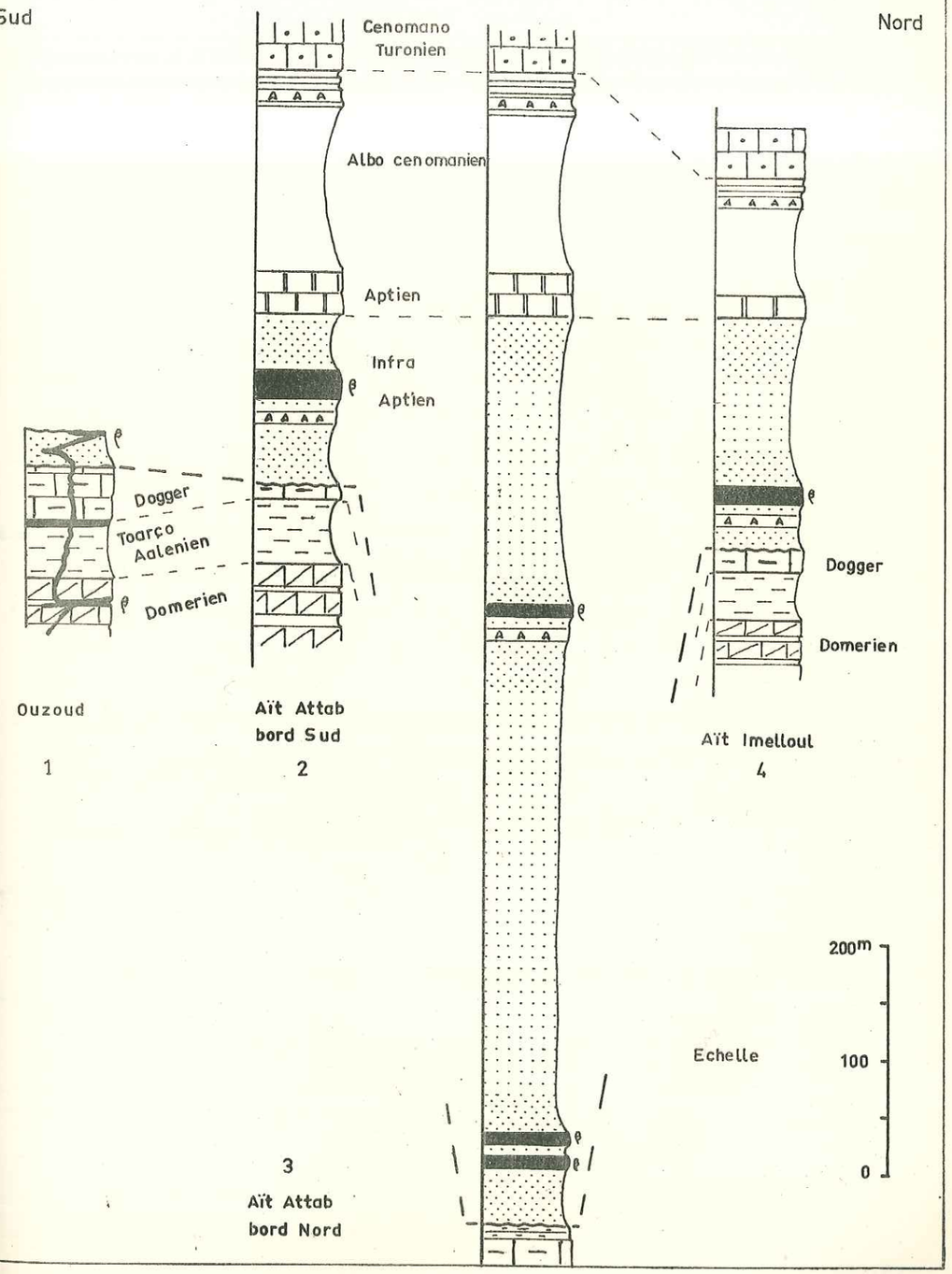


Figure:-14-

Le coeur de ce synclinal est occupé par une série légèrement phosphatée que nous rapportons à l'Eocène. Il ne semble donc pas y avoir de niveau correspondant au Sénonien.

Vers l'Ouest, au-delà d'Aït Hasseine et jusqu'à Aït Ou Aster, on ne rencontre plus au-dessus du Dogger que la série gréso-pélitique rouge de l'Infra-Aptien.

III - Autres synclinaux montrant du Crétacé.

a) Dans le synclinal de Karia, on retrouve au-dessus du Dogger un peu de grès rouge et de basalte Infra-Aptien.

b) C'est également à l'Infra-Aptien qu'il convient sans doute de rattacher les grès rouges qui occupent le coeur du petit synclinal d'Aït Salah.

c) De même au Nord d'Aït Ou Aster, dans le synclinal en gousset de Mgouna, on observe également une série rouge qu'il faut sans doute rapporter à l'Infra-Aptien.

d) La série infra-aptienne est aussi partiellement conservée dans le coeur du synclinal d'Ouzoud. On n'y rencontre plus de coulée éruptive, mais une intrusion basaltique, suite des sills jurassiques. Ces intrusions "métamorphisent" légèrement les terrains qui les entourent et en particulier un niveau de grès fins dont toutes les stratifications entrecroisées sont alors soulignées de noir et dessinent au sein de la roche des figures d'une finesse extraordinaire.

IV - Rebord Nord des Béni-Ayat

Sous le contact anormal de base de l'Atlas, on observe parfois une série renversée ou verticale, essentiellement constituée de Cénomanien, de Turonien et d'Eocène. Nous n'y avons pas trouvé de termes crétacés plus anciens, sauf peut-être à Bezou où on observe sous le Cénomano-Turonien des grès ocres qui nous ont livrés quelques Trigonies et qui sont probablement à rapporter à l'Albien ou Cénomanien-inférieur (?).

Le Cénomano-Turonien de cette série renversée est identique à celui de l'Atlas. Il est constitué de calcaires blancs crayeux ou dolomitiques, à rognons de silex et de calcaires blancs ou beiges à passées pétries de tests de petits lamellibranches.

Il faut noter aussi qu'il existe parfois des passées de calcaires et marnes jaunâtres qui représentent peut-être du Sénonien ou du Turonien supérieur.

../..

III - FORMATIONS RAPPORTEES AU TERTIAIRE

- P L A N -

A - INTRODUCTION

B - LA FORMATION PHOSPHATEE

C - LA FORMATION SABLEUSE ROUGE

D - LA FORMATION MARNO-CONGLOMERATIQUE

A - INTRODUCTION

Dans l'Atlas d'Afourer, le Tertiaire est représenté par trois termes :

- Une formation marine phosphatée ;
- Une formation sableuse rouge ;
- Une formation marno-conglomératique

Ces formations sont essentiellement localisées au pied Nord de l'Atlas, dans la zone de contact entre l'Atlas et la plaine du Tadla.

B - LA FORMATION PHOSPHATEE

Le début du Tertiaire est donc caractérisé par une sédimentation phosphatée qui débute généralement au Maestrichtien, c'est à dire au sommet du Crétacé supérieur, et se termine au Lutétien supérieur. Bien que très classique au Maroc, ce type de sédimentation n'en est pas moins très particulier puisqu'il représente une anomalie géochimique considérable : les terrains "ordinaires" ne contiennent en général que 0,1 à 0,2 % de tricalcique, alors qu'ici on arrive parfois à des teneurs de 75 % d'origine purement sédimentaire !... Cette sédimentation correspond à des dépôts marins : sable et calcaires à oolithes de phosphate, dents de poissons, etc...

Dans la région d'Afourer, cette formation phosphatée n'affleure qu'en deux points :

1°/ au pied Nord de l'Atlas entre Tisgui et Tizinirht ;
2°/ dans le synclinal d'Aït Imelloul.

I - L'affleurement de Tisgui - Tisgui - Tizinirht

Dans cette zone, on trouve une succession "Crétacé-Eocène" renversée ou verticale sous le contact de base de l'Atlas. La formation phosphatée y affleure sous son faciès classique sur quelques kilomètres. On y rencontre la succession suivante, de bas en haut :

a - des calcaires blancs à silex (Cénomano-Turonien) ;
b - 40 à 50 m de calcaires et marnes jaunes (Turonien ?) ;
c - des marnes et grés calcaires blanchâtres faiblement phosphatés à bancs de calcaires à silex et niveaux à Turitelles (100 m.);

../..

d - 40 à 50 m. de grés blancs phosphatés à silex et dents de poissons ;

e - 10 m. de conglomérats blanchâtres ;

f - des grés rouges ou roses à niveaux conglomératiques.

Les termes c et d de cette succession représentent la formation phosphatée, qui a ici au moins 150 m. de puissance. Bien que l'âge de cette succession ne soit pas connu, ici, avec précision, nous rattacherons la succession gréso-conglomératique qui la surmonte à la formation post-lutétienne dont nous parlerons ci-dessous.

II - L'affleurement d'Aït Imelloul

Nous n'avons pas rencontré la formation phosphatée classique à l'intérieur même de l'Atlas d'Afourer, toutefois nous avons découvert sur la "barre cénomano-turonienne" du synclinal d'Aït Imelloul, une formation détritique légérement phosphatée. Cette formation est constituée de bas en haut, au-dessus du Cénomano-Turonien, par la succession suivante :

- une vingtaine de mètres de grés calcaires marneux à silex, qui renferment à leur base des passées de calcaires à petits silex noirs et oolithes de phosphate.
- des marnes et grés roses à passées conglomératiques, qui occupent le coeur du synclinal.

D'après H. Salvan, cette formation représenterait un terme de bordure du bassin des phosphates et, bien que son âge ne soit pas connu, il semble qu'il s'agisse d'un terme relativement tardif de la sédimentation phosphatée.

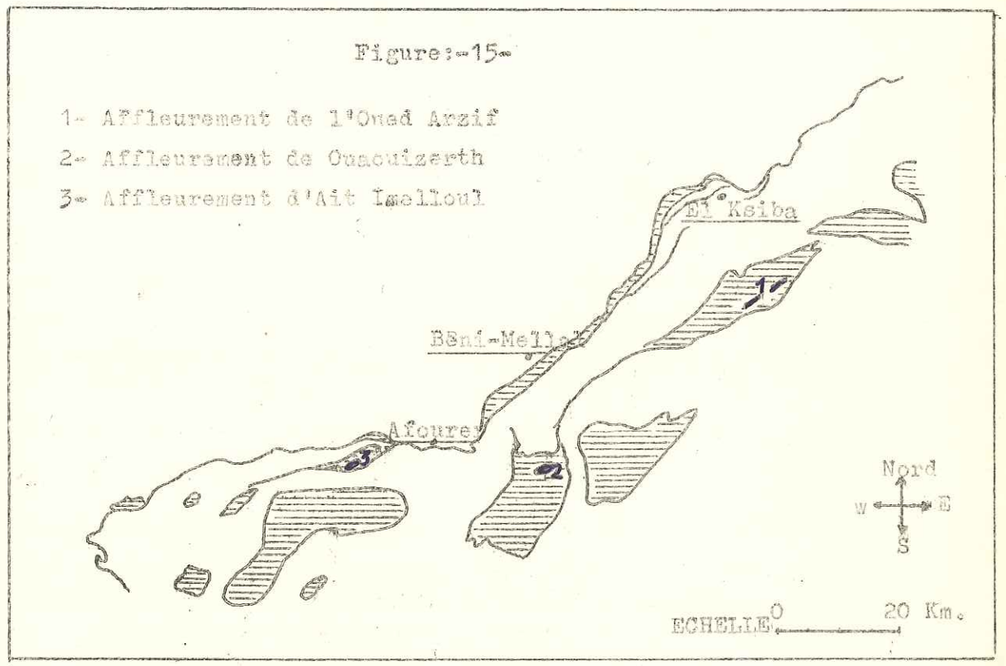
Notons que la formation phosphatée se rencontre rarement dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le seule affleurement qui y était signalé jusqu'à ces derniers temps était celui du synclinal de l'oued Arzift, au Sud d'El Ksiba, considéré comme Maestrichtien. En fait, lors d'une mission avec H. Salvan, nous avons pu mettre en évidence la présence, non seulement de Maestrichtien, mais aussi d'une formation Eocène complète qui débute par des niveaux phosphatés à Miliobatis et se poursuit avec des calcaires blancs à Ostréa multicostata ; le tout étant surmonté par des niveaux gréseux rouges qui représentant sans doute de l'Eocène supérieur (post-Lutétien).

../..

Un autre affleurement que H. Salvan et nous même rattachons à la formation phosphatée a été découvert en 1970 par A. Subra et F. Fontain dans le synclinal de Ouaouizerth, sous les éboulements du pied Sud du Jbel R'Nim (40).

Il semble donc que la sédimentation phosphatée classique ait pu pénétrer localement dans l'Atlas de Béni-Mellal (synclinal de l'oued Arzift) mais, qu'en général, celle-ci ne soit représentée dans cette zone que par des termes de bordure de bassin avec des successions peu caractéristiques (synclinaux de Ouaouizerth et d'Aït Imelloul).

Figure:-15-



C - LA FORMATION GRESO-SABLEUSE ROUGE

Avec le cycle phosphaté le régime marin s'achève dans presque tout le domaine atlasique et, dans l'Atlas de Béni-Mellal le Lutétien supérieur est surmonté par une formation gréso-sableuse rouge que certains qualifient parfois de "molasse rouge". L'âge de cette formation est mal connu, elle est post-lutétienne et correspond au moins en partie à l'Eocène supérieur ; c'est pourquoi, sur la carte d'Afourer, nous ne l'avons pas différenciée de la formation phosphatée Eocène, à laquelle elle est toujours associée.

(40) A. Subra et F. Fontain notaient déjà la ressemblance de cette formation avec la formation phosphatée.

../..

Sur la carte d'Afourer, cette formation de puissance variable n'affleure qu'avec la succession phosphatée de Tisgui-Tizinirht et il faut peut-être rapporter à celle-ci la partie supérieur de la succession d'Aït Imelloul.

C - LA FORMATION MARNO-CONGLOMERATIQUE CONTINENTALE

Nous attribuerons au Mio-Pliocène des auteurs les dépôts constitués de limons "rose saumon" à "poupées" de calcaire et passées conglomératiques qui constituent de petites buttes au pied de l'Atlas d'Afourer dans la région de Tisgui et de Bou-Karoum. Cette attribution purement conventionnelle, est en accord avec les attributions effectuées par d'autres auteurs comme G.Choubert et A. Faure-Muret pour les affleurements de Tisgui (41). Le nombre restreint de ces affleurements et leurs dimensions réduites ne nous permettent pas, en effet, de discuter cette attribution.

(41) Rappelons que E. Roch attribuait à cette formation un âge Oligo-Miocène, alors que J. Bourcart lui attribuait un âge Quaternaire.

../..

IV - DEPOTS RAPPORTES AU QUATERNAIRE

- P L A N -

A - INTRODUCTION

B - LE QUATERNAIRE ANCIEN

C - LE QUATERNAIRE MOYEN

D - LE QUATERNAIRE RECENT

A - I N T R O D U C T I O N

Il est difficile d'aborder les problèmes du Quaternaire dans le cadre d'un travail aussi restreint que celui-ci, d'autant plus que les dépôts de cet âge sont peu abondants et souvent difficile à dater. S'il m'a été possible de faire un certain nombre de subdivisions dans ces dépôts, c'est grâce à l'amabilité de G. Couvreur, qui en marge de son étude sur le Quaternaire de la haute chaîne du Haut-Atlas Central, a bien voulu passer quelques jours avec moi dans l'Atlas d'Afourer, qu'il trouve en tête de ce chapitre l'expression de ma reconnaissance.

B - LE QUATERNAIRE ANCIEN

I - Le Villafranchien

Le Villafranchien est à lui seul deux ou trois fois plus long que tout le reste du Quaternaire. Nous le subdiviserons en deux périodes de durées trés différentes :

a) le Villafranchien ancien

b) le Villafranchien récent ou "Moulouyen"

a) Le Villafranchien ancien

C'est la période la plus longue et qui n'est connue avec certitude en Afrique du Nord que par deux ou trois gisements fossilifères

- le gisement d'Ichkeul (Tunisie)
- le gisement de Saint Arnaud (Algérie)
- le gisement de Fouarat (Maroc).

Elle est caractérisée par les premiers Eléphants mélés aux Mastodons. C'est une période humide et chaude où se développe une importante altération chimique et une forte rubéfaction.

Dans l'Atlas, sans preuve paléontologique, on rapporte à cette période des dépôts atteignant souvent 20 m. d'épaisseur et constitués de galets plus ou moins bien roulés, assez bien consolidés, souvent surmontés d'une épaisse altération rouge.

Le Villafranchien ancien est souvent constitué de plusieurs niveaux (trois ou quatre dans la vallée de la Tessaout par exemple) à des

altitudes différentes et généralement importantes par rapport à l'oued.

Dans l'Atlas d'Afourer, nous rapportons au Villafranchien ancien un niveau de conglomérats grossiers assez bien consolidés dont l'altitude par rapport à l'oued El Abid varie de 75 m. dans la région de Tabia, à 250 m. au point coté 744 m. au Sud - Ouest de Foum-Zaouia. Dans les environs d'Aïn Ibouina, au Nord d'Aït Attab, ce niveau de conglomérats est légérement tectonisé et se redresse peu à peu jusqu'à la verticale sur la bordure du synclinal. L'origine de cette déformation est assez énigmatique et est sans doute à relier avec les phénomènes de "décoiffement" qui affectent à ce niveau le Dogger du bord du synclinal. Notons que les affleurements d'Aïn Ibouina et de Foum-Zaouia se raccordent par une série de buttes témoins, ce qui permet de concevoir la topographie Villafranchienne dans cette zone.

b) Le Villafranchien récent ou "Moulouyen"

Les auteurs du Quaternaire marocain placent à la fin du Villafranchien un épisode dit "Moulouyen". Bien qu'une certaine hésitation régne sur ce terme, nous l'utiliserons pour désigner des dépôts qui arrasent et remanient de trés près le Villafranchien ancien. Ces dépôts sont constitués par un matériel cassé relativement petit, noyé dans une pâte ocre, surmonté par un matériel tuffeux, blanc et pauvre en éléments lithiques; le tout étant surmonté d'une croûte zonaire également pauvre en éléments lithiques.

2 - Le Salétien

Il est représenté par des dépôts grossiers et des éboulements géants, correspondant à un climat humide et violent, il est généralement assez mal encroûté et mal conservé.

Nous n'avons pas identifié de tels dépôts sur la carte d'Afourer ; toutefois, il faut peut être y rapporter certains éboulements que nous avons classés en Quaternaire indifférencié, car il ne nous était pas possible de les dater avec précision.

C - LE QUATERNAIRE MOYEN

I - L'Amirien

L'Amirien est constitué de glacis généralement bien conservés sur les versants Sud ; il est souvent assez épais et constitué d'un matériel de taille

modeste, assez bien consolidé. Il est fréquent de trouver, sous la croûte qui recouvre ces dépôts, des argiles calcaires rouges, considérées par certains auteurs comme caractéristiques. Les terrasses d'oued de cet âge sont elles, caractérisées par des éléments grossiers à très grossiers à la base et des éléments de petites tailles au sommet.

2 - Le Tensiftien

Le Tensiftien correspond à la dernière période à croûte généralisée ; c'est l'âge des derniers dépôts consolidés de versants. C'est une période froide accompagnée de glaciers en haute montagne. Les dépôts de cet âge sont généralement peu épais, constitués d'éléments cassés que l'on rencontre jusque sous la croûte, au-dessous de la croûte la consolidation ne s'étend que sur une faible épaisseur et on rencontre souvent des passées argileuses à nodules ou granules calcaires.

D - LE QUATERNAIRE RECENT

I - Le Soltanien

Il correspondrait en totalité ou en partie au Wurm. Il constitue la dernière grande terrasse généralisée avec quelques formations de versant voire dans les roches tendres des glacis, où des lits d'éléments cassés sont en général noyés dans une matrice argileuse rouge sombre.

Dans la région d'Afourer, le Soltanien est généralement très caillouteux et peu limoneux sauf le long des oueds où il est constitué de limon fin trés épais (plusieurs mètres) à cailloutis peu abondant.

2 - Les alluvions modernes

Ils sont constitués de terrasses basses sableuses et caillouteuses appelées Rharbien. Elles sont en partie historique et développées le long des oueds ; elles ne semblent pas correspondre à un changement climatique notable.

V - LES ROCHES ERUPTIVES

- P L A N -

A - GENERALITES

B - ROCHES ERUPTIVES RENCONTREES DANS LE "TRIAS" ET LE "LIAS - BASAL"

C - ROCHES ERUPTIVES RENCONTREES DANS LES FORMATIONS JURASSIQUES

D - COULEES BASALTIQUES CRETACEES

E - CONCLUSION

A - G E N E R A L I T E S

Dans l'Atlas d'Afourer, on observe de nombreuses passées éruptives qui se rencontrent dans presque tous les niveaux stratigraphiques depuis le "Trias" jusqu'à la base de l'Aptien marin. Nous n'en avons jamais rencontrées au-dessus de l'Aptien.

Il ne nous a pas été possible d'entreprendre l'étude détaillée de ces roches, aussi nous nous contenterons de rapporter ici un certain nombre d'observations qu'il nous a été donné de faire à leur sujet.

Classiquement, on subdivise les roches éruptives du Haut-Atlas central en trois ensembles :

- les basaltes permo-triasiques ;
- les gabbros et "dolérites" jurassiques ;
- les basaltes crétacés.

Cette subdivision qui a l'avantage d'être simple et proche de la réalité, est cependant à l'origine d'un certain nombre d'erreurs, car elle a souvent été effectuée à partir de la roche encaissante ce qui n'est évidemment pas un critère suffisant. D'autre part, on a trop souvent assimilé "succession argilo-gypsifère à roches éruptives" et "Permo-Trias", donnant de ce fait un âge éronné, non seulement à la formation toute entière mais aussi aux roches éruptives qu'elle renferme, roches qui se trouvaient du même coup affublées du terme basalte.

Ces erreurs sont en fait souvent dues à une simplification et à une généralisation excessive, effectuées dans le cadre d'un travail à "grande échelle".

Il convient donc d'utiliser avec prudence la subdivision classiquement admise et en ce qui nous concerne, nous nous contenterons de parler :

1°/ de roches éruptives rencontrées dans les formations de base de l'Atlas d'Afourer ("Trias" et "Lias basal").

2°/ de roches éruptives rencontrées dans les formations jurassiques.

3°/ de coulées basaltiques crétacées.

../..

B - ROCHES ERUPTIVES RENCONTREES DANS LE "TRIAS" ET LE "LIAS BASAL"

En premier lieu, il nous paraît important de souligner que nous n'avons pas rencontré de basalte dans les niveaux de base de l'Atlas d'Afourer, sauf peut-être à l'Ouest d'Aït Akkou où, dans le coeur de l'anticlinal d'Aït Arki sous d'autres roches éruptives, on trouve un niveau volcanique trés altéré, friable, d'aspect sableux, qui a probablement une origine basaltique.

Les roches éruptives qui affleurent ici dans le "Trias" et le "Lias basal" sont en fait de deux types :

- des roches de la famille des gabbros (gabbros et dolérites).
- des roches de la famille des syénites (syénites et trachyandésites).

I - Mode de gisement

Ces passées éruptives se répartissent en un ou deux niveaux superposés (parfois plus) comme dans les environs de Bezou. Ces passées dont l'épaisseur varie de quelques mètres à une quinzaine de mètres semblent à première vue stratiforme et peuvent se suivre parfois sur plusieurs kilomètres, sur le bord de l'Atlas. En fait une étude attentive nous montre que cette disposition n'est qu'apparente et que ces passées éruptives occupent une place variable dans la succession stratigraphique : à Aït Arki et Aït Tibadiine par exemple, elles se rencontrent surtout à la limite "Trias" - "Lias basal" ; à Arg elles arrivent localement jusqu'à la base de la formation dolomitique du Lias moyen qui est alors fortement rougie et minéralisée (en particulier à l'Ouest d'Arg) ; au jbel Bou Karoum, on peut même voir des gabbros (à structure doléritique) recouper les derniers bancs du Lias basal et s'injecter dans le Lias moyen.

II - Petrographie descriptive

1 - Les roches de la famille des gabbros

Il s'agit de roches de couleur sombre, parfois fortement altérées et qui deviennent alors friables.

En lame mince, ces roches montrent une structure micro-grenue "poecilitique" plus rarement "intersertale" et peuvent être qualifiées

../..

de dolérites. Un certain nombre d'échantillons sont franchement grenus et pourraient alors correspondre à des "dolérites grenues".

On y observe :

- des plagioclases basiques à fort pourcentage d'anorthite (60 % à 70 %) qui sont maclés suivant les lois de l'albite et de carlsbad et sont parfois zonés avec un pourcentage d'anorthite qui diminue depuis le centre.
- des pyroxènes monocliniques (augite) formant souvent de grandes plages englobant plusieurs cristaux de plagioclases.
- de l'olivine souvent abondante.
- on y rencontre également souvent un peu de biotite et de Hornblende verte ainsi que des minéraux opaques, de la chlorite et de l'épidote. La composition chimique de ces roches correspond à celle de gabbros parfois de diorites (?)(tableau .1).

2 - Les roches de la famille des syénites

Ces roches de couleur claire sont soit grenues et correspondent à des syénites alcalines ou calco-alcalines, soit microlitiques et correspondent alors à des trachy-andésites.

a - Les syénites

Ces roches montrent tous les intermédiaires entre un faciès à grain fin et un faciès à grain grossier souvent miarolithique.

En lame mince, on y observe essentiellement des feldspaths alcalins et en particulier de l'orthose maclé suivant la loi de carlsbad, de l'oligoclase et de l'albite à macles polysynthétiques, ainsi que quelques rares sections de microclines. A côté des feldspaths, on rencontre de la Hornblende verte, de l'apatite ainsi qu'un peu de biotite et de quartz.

b - Les trachy-andésites

Il s'agit de roches blanchâtres ou verdâtres dans lesquelles on ne reconnait à l'oeil nu que quelques petits phéno-cristaux de feldspaths. En lame mince, ces roches se montrent fortement altérées et présentent une structure microlitique où seuls sont reconnaissables des microlites de feldspaths alcalins.

../.

Les analyses chimiques de ces roches donnent une composition qui correspond généralement assez bien à celles de roches syénitiques alcalines ou calco-alcalines (nº 3 tableau 1). Toutefois certaines d'entre elles donnent un excès de quartz ou font apparaitre de la néphéline virtuelle (nº 5) mais ces anomalies n'on pu, jusqu'à présent, être expliquées par l'étude pétrographique.

III -- Relation entre ces deux familles de roches

Dolérites et syénites peuvent se présenter soit séparément comme au Talat N'Borj, soit en association comme au-dessus de Mouriaï, ou à Zaléguène. Cette association est matérialisée par des filons et des amas de syénites dans les passées gabbroïques (pl. V photo 1), plus rarement les gabbros semblent border des amas plus importants de syénites.

Les trachy-andésites paraissent elles, uniquement liées aux passées syéritiques, nous ne les avons jamais observées en association avec les gabbros. Elles se rencontrent, soit en passées isolées, soit sur la bordure des amas de syénites.

IV -- Relation avec l'encaissant.

Chaque fois qu'il nous a été possible d'observer le toit des passées dolérítiques, nous y avons trouvés des traces d'échauffement et de recristallisation (Arg, Aït Arki) et souvent des traces de minéralisation en fer et manganèse, qui se développent surtout dans la dolomie du Lias moyen et donnent localement des gites exploitables (mine de Mouriaï). En d'autres endroits, comme sur le flanc Sud du jbel Tazaourt, en rive droite de l'Oued El Abid, ces passées éruptives montrent de véritables "bouffées de pipe" qui rebroussent les couches sus-jacentes (photo 1 Pl V). Il s'agit donc d'intrusions dolérítiques, ce qui explique l'hétérochronisme dont nous avons parlé plus haut.

Les passées syénitiques semblent également montrer à leur toit des traces de cuisson et de recristallisation, par contre il ne nous a pas été possible d'observer le toit des trachy-andésites de façon satisfaisante et il ne nous est pas possible de nous prononcer à leur sujet (sauf bien sur dans le cas où elles bordent les syénites, ce qui nous ramène au cas précédent).

../..

Tableau 1 : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES ERUPTIVES DU "TRIAS" ET DU "LIAS BASAL"

	FAMILLE DES GABBROS		F A M I L L E D E S S Y E N I T E S		
	Bou Hamza Ro 442/1 °	Aït Akkou Ro 444/1°	Talat N'Borj 1 Ro 452/1 +	Talat N'Borj 2 Ro 452/4 o	Aït Akkou Ro 445 °
SiO_2	51,70 %	45,40 %	69,07 %	55,20 %	51,80 %
AL_2O_3	12,95	12,70	10,71	15,40	13,90
Fe_2O_3	5,10	8,90	traces	4,95	3,50
FeO	6,90	8,65	2,98	2,16	3,70
TiO_2	1,20	1,10	0,50	1,50	1,20
MnO	néant	0,10	0,09	0,08	0,25
CaO	7,70	7,60	4,75	7,25	10,50
MgO	4,85	6,60	1,63	3,04	4,85
Na_2O	5,10	4,50	4,30	8,20	6,85
K_2O	néant	traces	3,37	néant	néant
P_2O_5	0,05	0,10	0,46	0,94	0,05
S	0,95	traces	néant	0,13	0,60
$+ H_2O$	2,90	4,30	1,48	1,20	2,80
$- H_2O$	0,50	néant	0,44	néant	traces
Paramètres de Lacroix *	(I) III-5-2 (3)- 5	III-5-3-5	II - 4 - 5 - 4	'II - 5'-(1) 2-5	'III-4 (5)-6-2-5
Etude Pétrographique (lame mince)	Dolérite "grenue"	Dolérite "grenue"	Syénite Alcaline	Syénite (calco) Alcaline	Trachy-andésite

+ Analyse de Madame EL Amri - o Analyse de Madame Fleury - * calculs de M. Cherotzky.

Tableau 2 : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES ERUPTIVES DU JURASSIQUE ET DU CRETACE

	ROCHES DANS LE JURASSIQUE			BASALTES CRETACES		
	Bou Karoum Ro 458 °	Ouzoud (1sill) Ro 329 +	Aït Rhouja 327/1 +	Aït Rhouja 327/2 +	Aït Rhouja 496/1 +	Aït Ayachi 324 +
SiO_2	51,50 %	48,21 %	47,11 %	58,35 %	52,22 %	38,98 %
AL_2O_3	18,20	22,30	17,80	12,80	19,90	23,80
Fe_2O_3	2,10	néant	néant	néant	1,40	13,60
FeO	9,20	6,30	7,80	7,10	1,00	1,11
TiO_2	1,50	néant	0,30	néant	0,50	2,00
MnO	0,25	0,12	0,13	0,08	0,11	2,34
CaO	8,40	5,70	7,15	4,30	8,30	8,45
MgO	0,90	7,24	8,06	5,56	5,37	1,16
Na_2O	5,13	3,37	5,91	3,78	5,51	3,15
K_2O	1,28	4,77	2,96	4,81	0,91	2,80
P_2O_5	0,31	néant	néant	traces	traces	0,10
S	0,13	0,10	néant	néant	0,10	néant
$+H_2O$	1,00	2,60	2,55	2,70	3,20	2,79
$-H_2O$	néant	0,05	0,12	0,80	1,44	0,20
Paramétres de Lacroix *	TI-5-3-4 (3)	II-(5)6-3-3	(II)III(6)7-2-4	II' 5-1 (2)-3	II-5-3-(4) 5	II(5) 6-3(4)3
Etude Pétrographique (lame mince)	Dolérite "grenue"	Basalte "doléritique"	Basalte "doléritique"	Basalte "doléritique"	Basalte	Basalte

V - Age de ces roches

Nous avons déjà signalé que nous n'avions pas rencontré de basalte dans les niveaux de base de l'Atlas d'Afourer. Cette discrétion des "basaltes permo-triasiques" est sans doute dûe au fait que les formations de base de l'Atlas d'Afourer ne sont probablement pas triasiques comme nous l'avons indiqué plus haut (cf. chp. 1).

Les roches éruptives rencontrées ici sont donc très probablement post-triasiques. Nous avons vu que les dolérites se présentaient en sills franchement hétérochrones et pouvaient venir s'injecter dans les formations du Lias moyen. Nous discuterons donc de leur âge plus loin. Les syénites et les trachy-andésites par contre, ne se retrouvent pas dans les formations sus-jacentes, on serait donc tenter de leur donner un âge liasique inférieur, ce qui expliquerait du même coup la présence de trachy-andésites. Il faut remarquer cependant que l'on connait en d'autres endroits (assez loin de la région d'Afourer il est vrai) des associations syénite-gabbros qui paraissent tout à fait analogue (42) et qui parfois auraient un âge beaucoup plus récent (43). Il faut donc être très prudent à leur sujet car l'absence ici, de syénites dans les formations post-Lias basal n'est peut-être qu'un fait dû au hasard et à la dimension réduite de la région étudiée.

C - ROCHES ERUPTIVES RENCONTREES DANS LES FORMATIONS JURASSIQUES

Ces roches qui sont essentiellement des dolérites et que nous avons uniquement rencontrées en sills, semblent faire la liaison entre les gabbros et dolérites du "Trias" et "du "Lias-basal" et les basaltes crétacés.

I - Mode de gisement et relation avec l'encaissant

Ces dolérites se rencontrent dans toute la série stratigraphique jurassique post-Lias basal et se présentent en sills peu épais (quelques mètres) mais souvent trés étendus (peuvant atteindre plusieurs kilomètres). Bien qu'ils suivent de préférence les bancs marneux, ces sills recoupent souvent plusieurs niveaux.

Le mur et le toit de ces sills montrent toujours de fortes traces de cuisson. Dans les niveaux dolomitiques, cette cuisson rend la roche friable et

(42) Comme les syénites du Tamazeght ou de la région de Tirrhist (Jaïa 1968) ou les feldspathites de la région de Demnate (Lévêque 1961).
(43) en particulier les syénites du Tamazeght.

../..

grenue alors que dans les niveaux calcaires ou marneux la roche porte seulement des traces d'échauffement avec une recristallisation plus ou moins poussée. Nous n'avons jamais observé dans ces zones de minéraux de métamorphisme.

On rencontre par contre souvent, à proximité de ces sills, avec ou sans liaison visible avec la dolérite, une importante minéralisation en fer (comme dans le premier lacet de la piste qui monte à Ouzoud) et parfois en manganèse (comme à Aït Abd er Rhamane), cette minéralisation s'accompagne souvent de mouchetures d'azurite et de malachite.

II - Pétrographie descriptive

Les roches éruptives rencontrées dans le Jurassique sont en général peu altérées, de couleur sombre et d'allure homogène.

En lame mince, les échantillons provenant du Lias moyen sont tout à fait analogues aux dolérites du Trias et du Lias basal, ils ont même parfois une allure de gabbros ("dolérites grenues") comme au jbel Bou Karoum ; les échantillons provenant des termes supérieurs, comme les sills d'Ouzoud, eux, bien que montrant toujours une structure doléritique, tendent à devenir microlitiques avec de phéno-cristaux d'olivine et de pyroxène.

III - Age de ces roches

Si au jbel bou Karoum on peut voir les dolérites sortir du Lias basal et s'injecter dans le Lias moyen, à Ouzoud elles recoupent les derniers bancs de Domérien puis le Toarcien-Aalénien puis le Dogger et se retrouvent dans les grés rouges infra-aptiens. Ailleurs, comme à Aït et Tettak, ces sills donnent naissance à d'importantes coulées de basalte crétacé. Il ne s'agit donc pas de roches d'âge jurassique mais de roches crétacées intrusives dans les formations jurassiques. Nous verrons d'ailleurs qu'elles sont trés proches, aussi bien au point de vue pétrographique que chimique des basaltes crétacés.

D - LES COULEES BASALTIQUES CRETACEES

Les formations infra-aptiennes de l'Atlas de Béni-Mellal et en particulier celles de l'Atlas d'Afourer, renferment d'importantes coulées de basalte.

../..

I - Mode de gisement

Il s'agit de véritables coulées, simple ou multiples, dont le sommet est parfois fortement bulleux (photo P. VI) et qui sont séparées par des niveaux plus ou moins importants d'argiles ou de pélites rouges. On rencontre également parfois, à la base de ces venues, (ou en gisement isolé), des niveaux volcano-sédimentaires constitués de lits milimètriques de cendres volcaniques et de pélites (photo 2 pl. VI).

Ces coulées généralement peu épaisses(quelques mètres), peuvent lorsqu'elles se superposent, atteindre une vingtaine de mètres de puissance totale (comme à Aït Rhouja). Leur extension est importante puisqu'on les retrouve sur tout le pourtour du synclinal d'Aït Attab, soit sur plusieurs dizaines de kilomètres. On ne connaît en général pas l'origine de ces coulées, cependant, à Aït Et Tettak, à l'extrémité Est du synclinal d'Aït Attab, on observe l'origine de l'une d'entre elles (44). Le basalte sort ici des calcaires du Dogger par deux fissures, coule sur les derniers bancs de celui-ci, fossilisant une paléotopographie infra-aptienne puis s'étale ensuite au sein des grés rouges infra-aptiens (photo.3 pl.V).

II - Pétrographie descriptive

Les basaltes crétacés sont en général constitués par une roche de couleur gris-noir ou gris-rosée, souvent tendre et fortement altérée, pouvant renfermer de nombreuses inclusions de quartz ou de calcite, qui perturbe les analyses chimiques.

En lame mince, l'étude de ces roches est souvent délicate car l'altération y est trés poussée, toutefois le centre des coulées livre parfois des échantillons en meilleur état. On y observe alors une roche à structure encore doléritique, avec des plagioclases trés altérés, des phénocristaux d'olivine et de pyroxène trés altérés et peu nombreux, ainsi que de nombreux cristaux d'olivine entre les batonnets croisés de plagioclases. On y rencontre également de la chlorite provenant sans doute de l'altération des pyroxènes. La roche est par ailleurs trés souvent remplie de vénules de calcite et de grains de quartz secondaires.

Ces roches sont donc trés analogues à celles rencontrées dans le jurassique. Au point de vue chimique, ces roches semblent également trés proches (tableau 2), bien que les analyses montrent parfois des anomalies qu'il faut sans doute mettre sur le compte de l'altération des échantillons analysés.

---

(44) P. Lévêque signalait déjà ce fait et parlait de volcan crétacé (1952). ../..

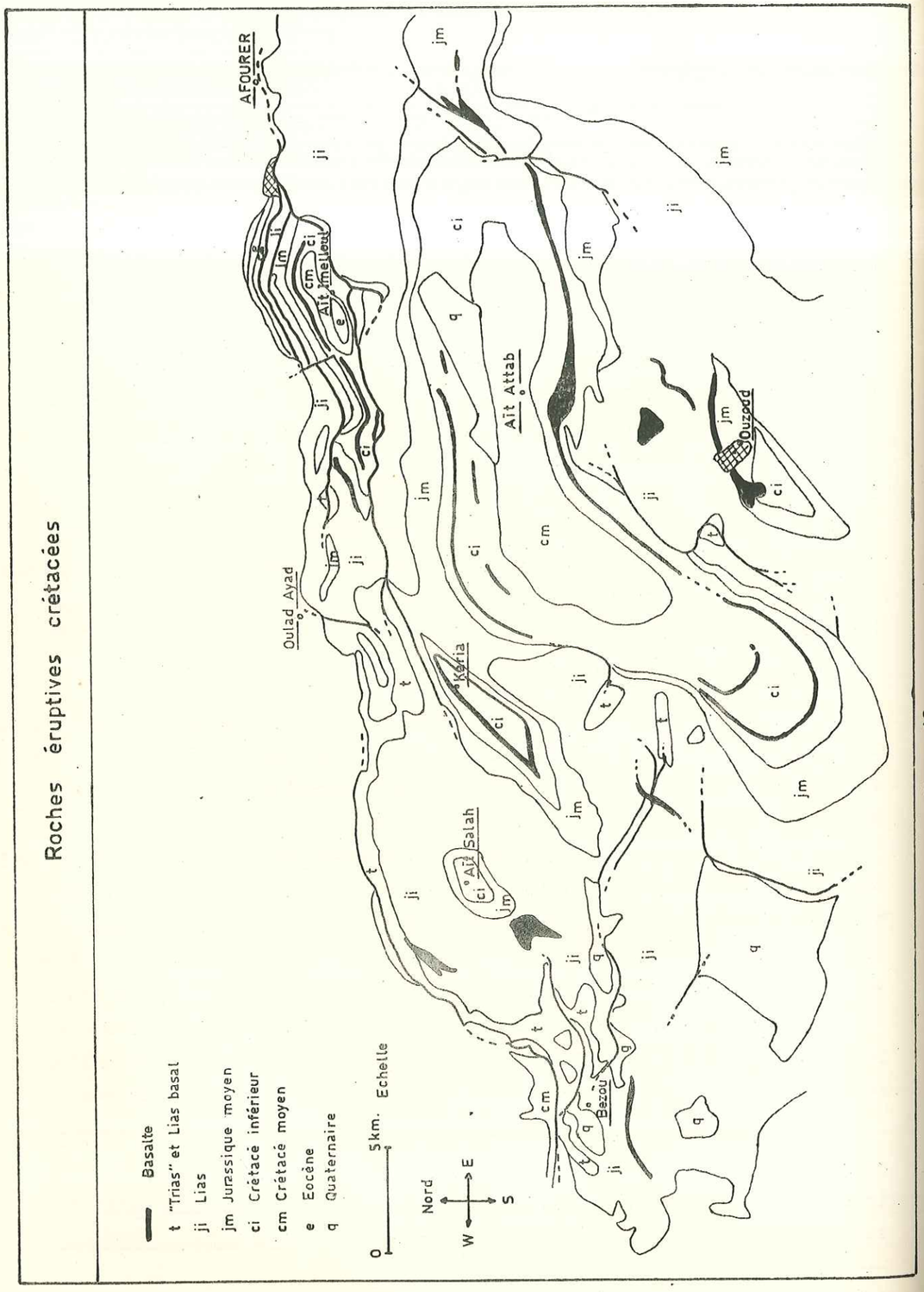


Figure: 16-

III - Age de ces roches

Comme nous l'avons vu plus haut, ces coulées s'étalent dans les grés et pélites rouges de l'infra-Aptien ; leur âge crétacé inférieur ne fait donc pas de doute. A Aït Rhouja, l'une de ces coulées arrive à quelques mètres seulement de l'Aptien supérieur marin daté, on peut donc raisonnablement lui donner un âge voisin de l'Aptien, les autres coulées pouvant être légèrement plus anciennes.

E - C O N C L U S I O N S

Dans l'Atlas d'Afourer, nous avons donc essentiellement deux familles de roches éruptives :

- des roches de la famille des syénites (syénites et trachy-andésites)
- des roches de la famille des gabbros (gabbros, dolérites et basaltes).

En ce qui concerne la famille des syénites, une étude plus détaillée devra être entreprise afin de préciser leur position exacte et leur rapport éventuel avec d'autres roches analogues : syénites du tamazeght et de Tirrhist, "feldspathites" de la région de Demnate,...

Par contre les roches de la famille des gabbros semblent former un seul ensemble avec des faciès grenus ou micro-grenus, intrusifs dans les formations jurassiques (Lias basal inclus) et un faciès d'épanchement (microlitique) au crétacé inférieur. On serait donc tenter de leur donner une seule et même origine et un âge crétacé inférieur, voisin de l'Aptien. Il est cependant difficile de se prononcer pour les gabbros et les dolérites du Trias et du Lias basal, les relations avec le Crétacé étant trop lointaines pour être établies avec certitude dans l'état actuel de nos connaissances. L'âge crétacé inférieur des sills rencontrés depuis le Lias moyen jusqu'au Dogger semble par contre assez bien établi et vient d'être partiellement confirmé par une mesure géochronologique (par la méthode Potassium-Argon) effectuée sur un échantillon du sill inférieur d'Ouzoud, intrusif dans le Domérien. Cette mesure a donné un âge de 104 ± 4 M.A., âge trés

../..

proche de celui de 110 ± 4 M.A., trouvé dans les mêmes conditions sur la coulée crétacée d'Aït Et Tettak (45).

Il serait donc maintenant extrémement intéressant de dater de la même façon les roches éruptives du "Trias" et du "Lias basal", afin de lever l'ambiguité qui persiste sur leur l'âge.

(46) Notons qu'une autre mesure effectuée sur un échantillon de Souk El Had (Sud-Ouest d'Aït et Tettak) a donné un âge de 84 ± 4 M.A. qui selon toute apparence est trop jeune et devra être vérifié.
Ces datations à caractères provisoires et qui devront être confirmées sont de R. Thuizat et M. Westphal (communication personnelle).

TROISIEME PARTIE

****

ETUDE STRUCTURALE DE L'ATLAS D'AFOURER

****

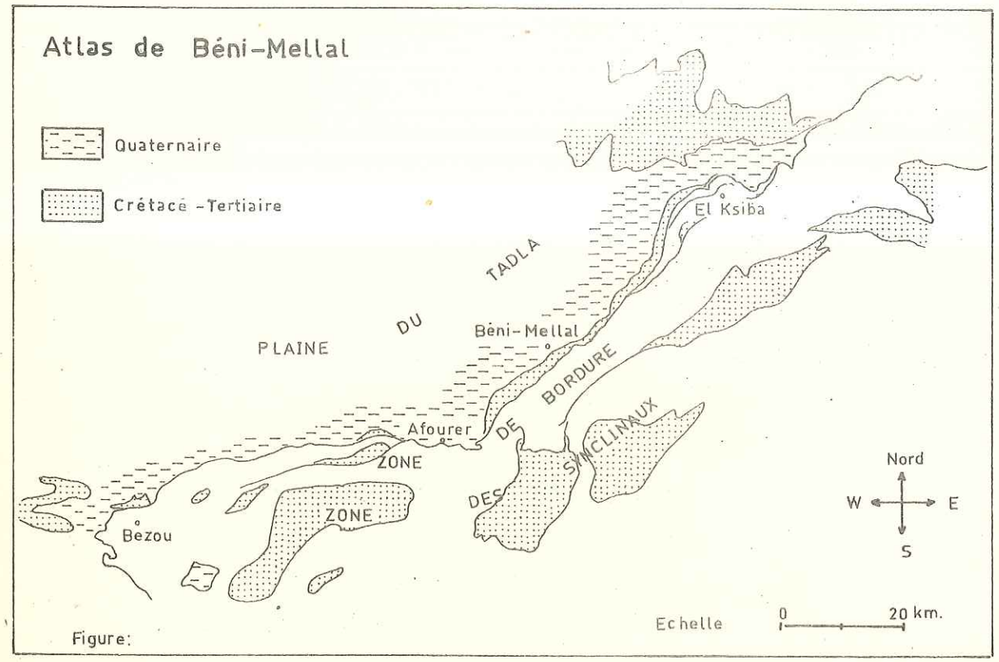
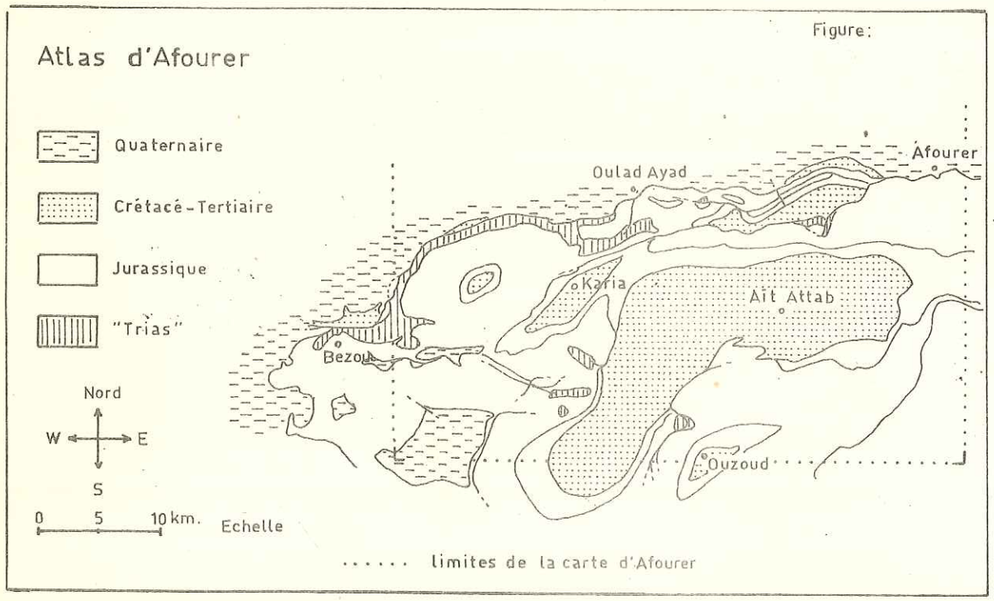


Figure:



Nous venons de parler longuement de la stratigraphie de l'Atlas d'Afourer et pour cela, nous avons fait appel à des données de régions relativement éloignées. Il aurait été souhaitable d'en faire de même pour les problèmes tectoniques de cette région, mais les connaissances sur la tectonique des régions avoisinantes sont encore trop fragmentaires pour qu'elles puissent être utilisées avec profit. Nous nous limiterons donc à l'étude de l'Atlas d'Afourer, zone Ouest de l'Atlas de Béni-Mellal, que nous subdiviserons pour la commodité de la description en deux zones :

1 - la zone des synclinaux, zone déprimée à grands synclinaux de Crétacé;

2 - la zone de bordure, zone de reliefs importants, qui sépare la zone des synclinaux de la plaine du Tadla.

- P L A N -

I - ZONE DES SYNCLINAUX

II - ZONE DE BORDURE

III - ESSAI D'INTERPRETATION.

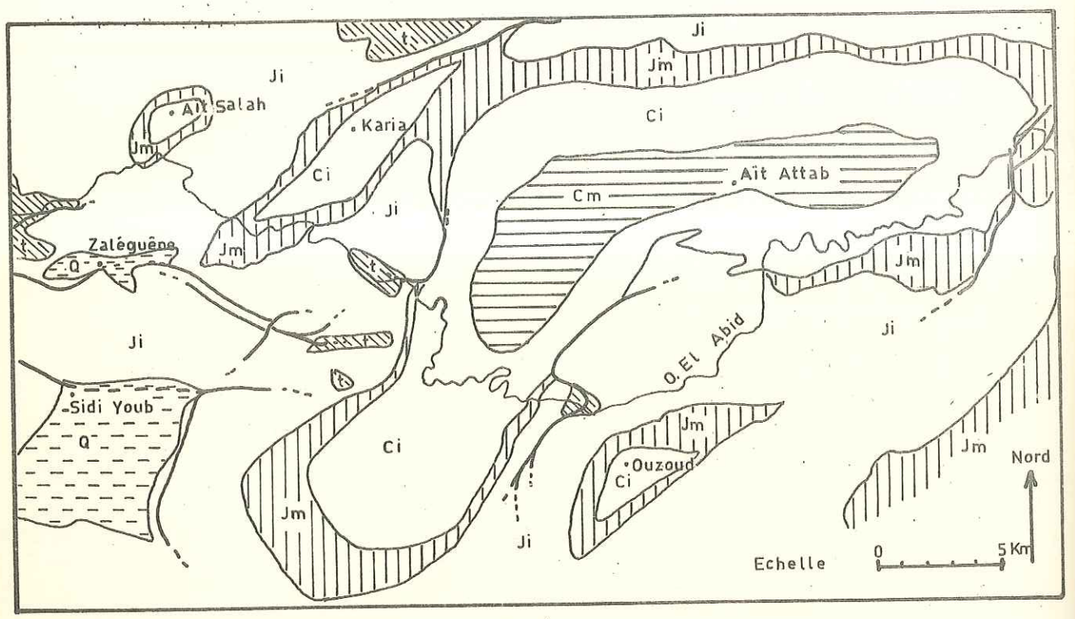
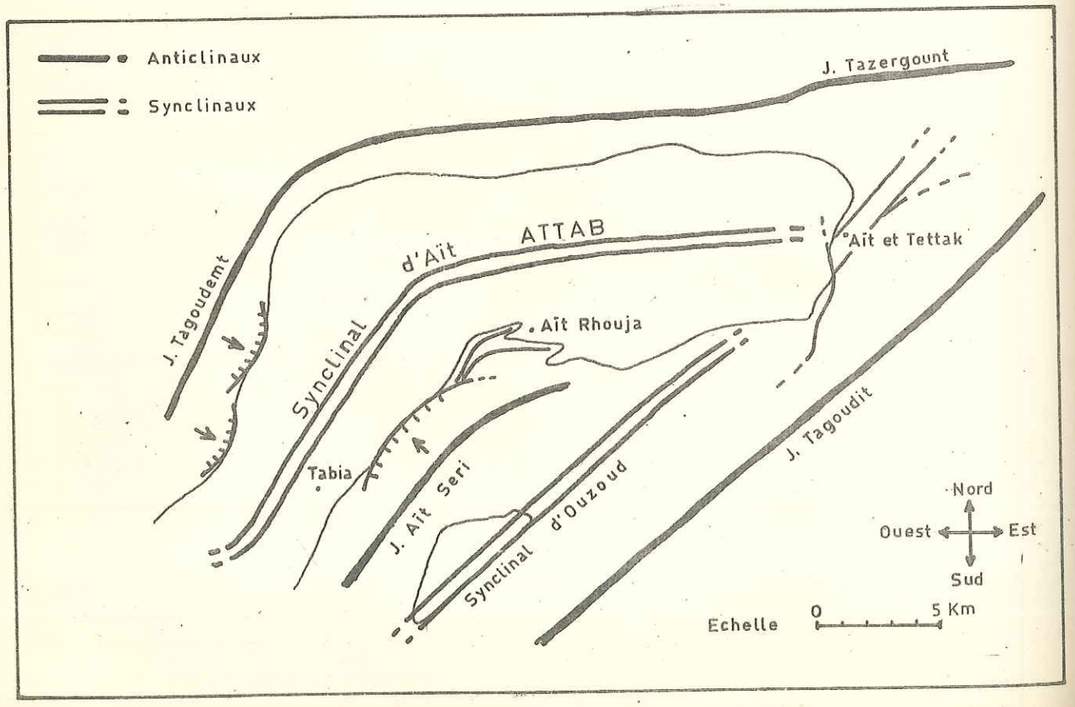


Figure: 19 Carte schématique de la Zone des synclinaux

Figure: 20 Principales structures de la région d'Ouzoud



I - LA ZONE DES SYNCLINAUX

Il s'agit d'une vaste zone déprimée, qui relie la bordure de l'Atlas d'Afourer au plateau des Aït Mehamed (fig. 19) ; elle est constituée de synclinaux à fond plat, orientés E.W. ou N.E. - S.W., séparés par des rides anticlinales irrégulières, donnant à l'ensemble un style de type "éjectif" comme celui du Diois par exemple. Le plus important de ces synclinaux est celui d'Aït Attab, qui a la forme d'un "S" étiré et qui est constitué de trois branches : deux orientées EW (les branches Nord et Sud), raccordées par une branche orientée NE-SW (branche médiane). Ce grand synclinal va nous permettre de subdiviser la zone des synclinaux en deux régions :

1°/ la région d'Ouzoud, située dans l'angle Sud-Est de la Carte d'Afourer ;

2°/ la région de Karia-Zaléguène, située elle dans la partie Ouest de la carte d'Afourer.

A - LA REGION D'OUZOUD (Fig 20 et 21)

Cette région est constituée par un ensemble de structure NE-SW (fig.20) et si l'on observe comment s'assemble ces structures, on s'aperçoit :

1°/ que le flanc Sud-Est de la branche médiane du synclinal d'Aït Attab se redresse brusquement et qu'il est parfois chevauché par le Lias moyen de l'anticlinal du Jbel Aït Seri, cela est bien visible au niveau de Tabia (sur le flanc N.W. du Jbel Aït Seri) (coupe 1 fig. 21). A l'approche de la zone de passage à la direction E W, cette tendance au chevauchement s'amortit très vite, l'enveloppe de Domérien réapparait alors, avec quelques replis aigus encore orientés N E - S W, mais qui se tordent rapidement, en chevauchant parfois légèrement vers le Sud (c'est à dire vers l'intérieur de la courbure) (coupe 3) puis, lorsqu'ils ont pris une direction Est-Ouest, ils s'évasent et se raccordent au fond plat de la branche E W, du synclinal d'Aït Attab (coupe 4).

2°/ que vers le NE le synclinal d'Ouzoud s'atténue rapidement et ne constitue plus qu'une sorte de palier intermédiaire entre le flanc Sud du synclinal d'Aït Attab et le flanc Nord de l'anticlinal du jbel Tagoudit (coupe 4); puis comme le jbel Aït Séri, le synclinal d'Ouzoud s'efface à son tour dans le flanc Sud du synclinal d'Aït Attab.

3°/ que l'anticlinal du jbel Tagoudit ne vient pas s'effacer dans le flanc Sud du synclinal d'Aït Attab, contrairement aux structures précèdentes. Il montre simplement un abaissement d'axe dans l'alignement du synclinal d'Aït Attab (branche Nord) et forme une ride qui interrompt le synclinal et le sépare du synclinal de Ouacuizerth qui se développe à l'Est. L'anticlinal du jbel Tagoudit ne s'efface que dans le flanc Sud de l'anticlinal du jbel Tazergount, ce raccordement se faisant dans la région d'Aït et Tettak par une série de failles isolant des compartiments en touche de piano (coupe 6) qui s'attenuent vers le NE dans la masse du Tarzergount.

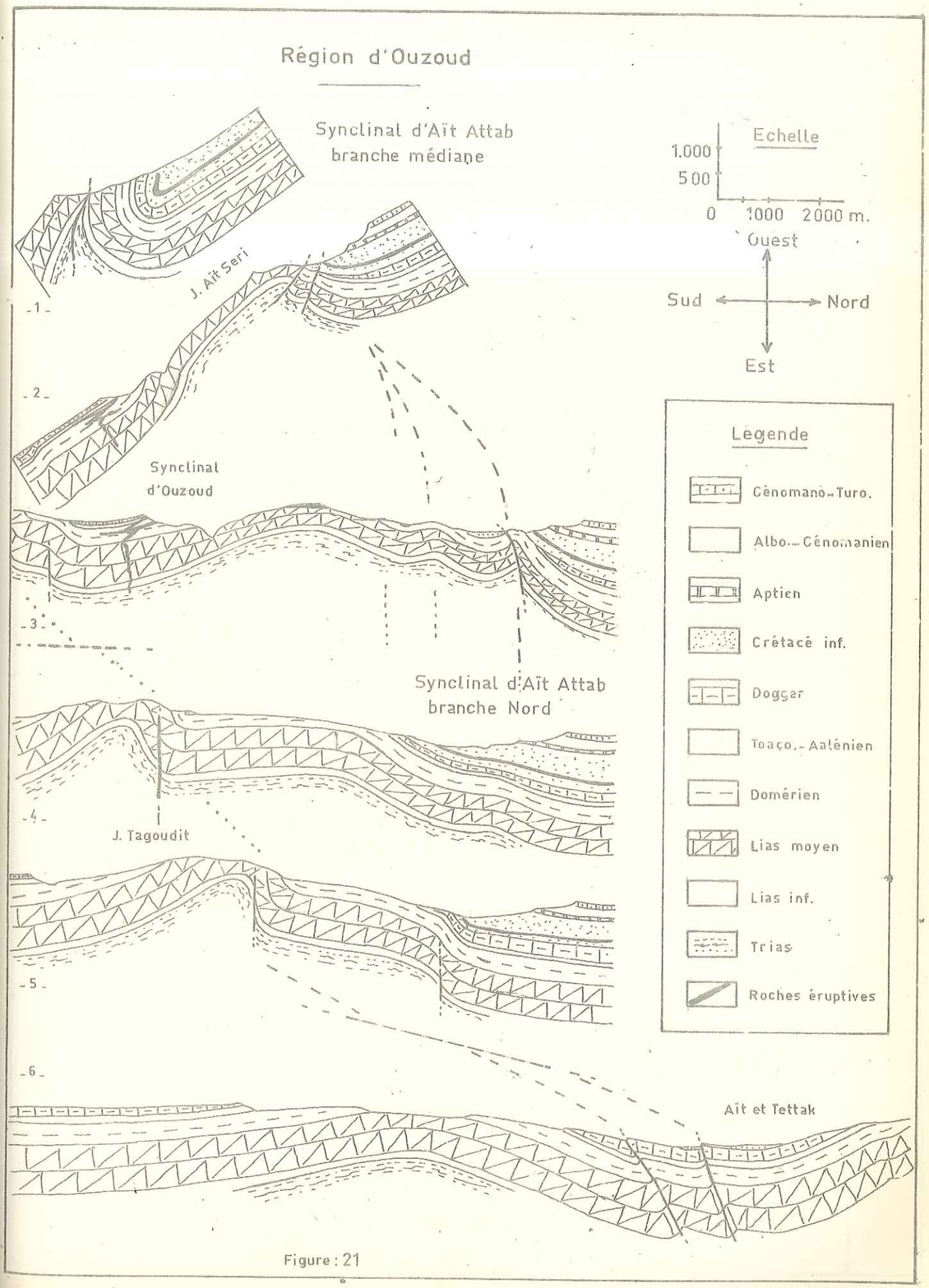


Figure : 21

B - LA REGION DE KARIA-ZALEGUENE (fig. 22)

Cette région montre un certain nombre de similitude avec la région d'Ouzoud mais elle est beaucoup plus complexe que cette dernière. On y rencontre bien un ensemble de structure NE-SW comme à Ouzoud mais ces structures montrent ici de nombreuses complications transverses et se raccordent vers le Sud à des structures E-W complexes (ce raccordement s'effectue également vers le Nord comme nous le verrons plus loin).

1 - Le synclinal d'Aït Salah

Il s'agit d'une cuvette synclinale simple orientée NE-SW qui vers le Sud vient butter contre une zone anticlinale E W. Il semble qu'à ce niveau le synclinal d'Aït Salah s'oriente lui aussi E-W et se retrouve sous forme d'une gouttière synclinale visible le long de l'oued El Abid jusque dans la région de Bezou et que nous avons appelé le synclinal de Bahel (cf. fig. 29).

2 - L'anticlinal du jbel Olad Lahiar

Cet anticlinal qui sépare le synclinal d'Aït Salah du synclinal de Karia est constitué d'une voûte simple assez large d'orientation NE-SW. Vers le Sud cet anticlinal s'infléchit vers l'Ouest et passe à la zone anticlinale du jbel bou Fercha, franchement Est-Ouest, et affectée de nombreux replis transversaux qui se succedent jusque dans la région de Bezou et sépare la gouttière synclinale de Bahel de celle de Zaléguène.

3 - Le synclinal de Karia

Ce synclinal orienté NE-SW, vient butter au SW sur un repli anticlinal trés aigu : la pincée d'Aït Abd er Rhamane, et tend à s'infléchir vers l'Ouest. Cette inflection est particulièrement sensible sur le flanc SE du synclinal alors que sur le flanc NW se détache un repli synclinal EW : la gouttière de Zaléguène.

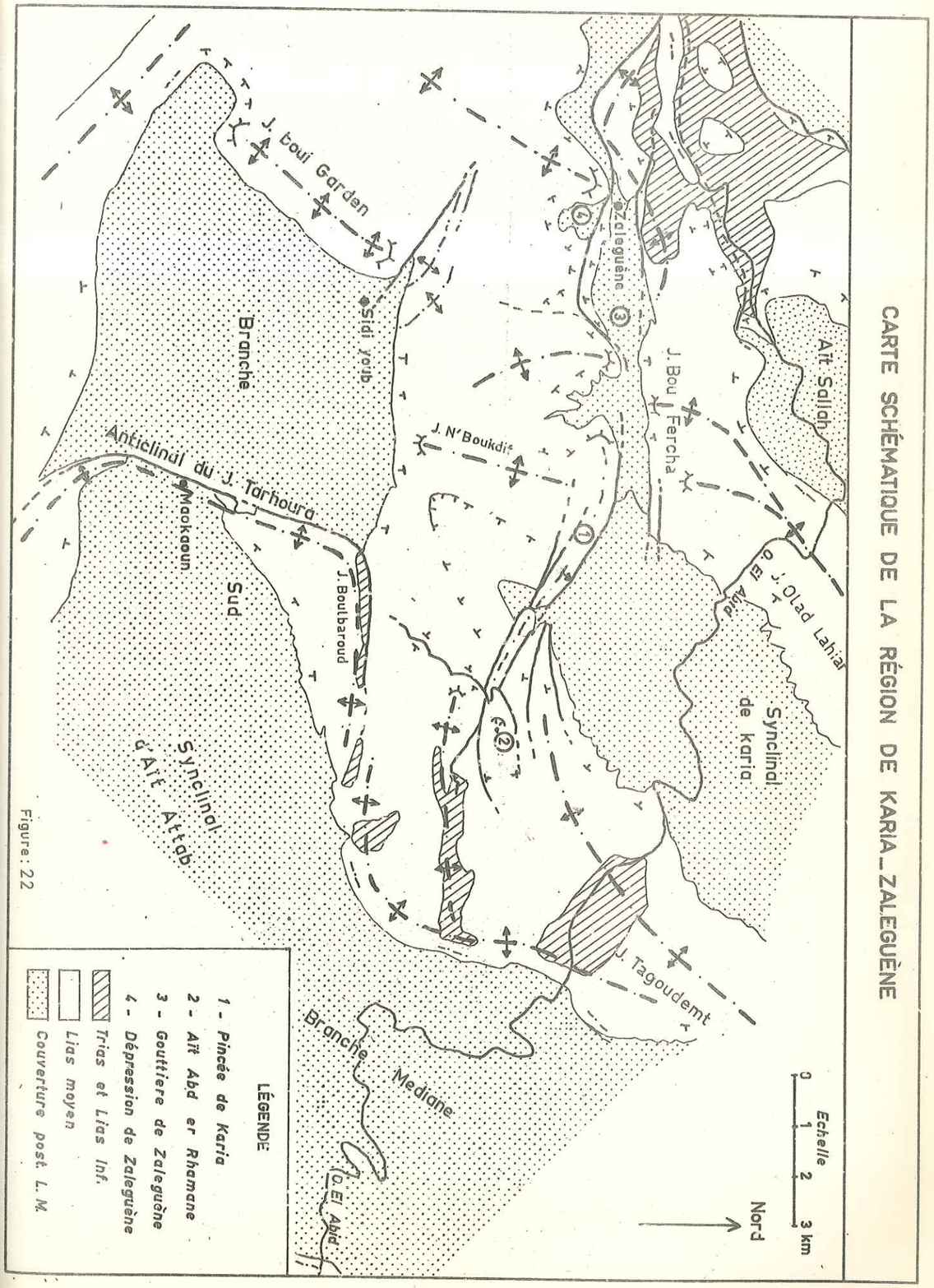


Figure: 22

a) La pincée d'Aït er Rhamane (fig. 23 et 25)

Vers le Sud-Ouest, le synclinal de Karia vient donc butter sur un repli anticlinal aigu ; ce repli perpendiculaire à l'axe du synclinal, constitue un véritable mur de Lias moyen, limité par deux failles. Vers l'Est cette pincée se raccorde de façon complexe à l'anticlinal du jbel Tagoudemt, toutefois il faut noter qu'à ce niveau, au-dessus d'Aït Abd er Rhamane, on observe une faille qui montre un miroir en "marches d'escalier" : chaque marche correspondant à un banc ou groupe de bancs d'un compartiment de la faille qui avance dans l'autre compartiment. Il s'agit donc là d'une faille donc le miroir a été déformé, elle est donc antérieure à la phase de compression et l'on peut donc penser que c'est cette faille, ou une faille analogue, qui est à l'origine de la pincée. Cette pincée correspondait alors à un véritable pli d'entrainement le long d'une zone de décrochement, comme le montre d'ailleurs la figure 23.

Vers l'Ouest la pincée se termine de façon periclinale mais, elle est immédiatement relayée par une dépression étroite et simueuse, "la gouttière de Zaléguène".

b) La gouttière de Zaléguène (figure. 25).

Il s'agit ici d'une dépression, allongée suivant une direction en général Est-Ouest qui semble relayer vers l'Ouest la pincée d'Aït Abd er Rhamane. Cette dépression se détache du synclinal de Karia pour se développer suivant une direction parallèle à la branche Sud du synclinal d'Aït Attab. Le fond de cette dépression est recouvert de quaternaire, ce qui rend difficile l'étude de sa structure intime. Au niveau de Zaléguène toutefois, l'érosion a décapé les dépôts quaternaires et fait apparaître un petit synclinal aigu de Lias supérieur rouge. Cette gouttière est bordée de deux zones anticlinales Est-Ouest, affectées de nombreux replis qui s'orientent généralement suivant une direction Nord-Sud. Au Nord de la gouttière, ces replis sont relativement modestes et s'arrêtent tous sur le bord subrectiligne de la dépression. Sur le bord Sud au contraire, ces replis sont nettement plus importants et semblent avancer dans la dépression, ils isolent des zones synclinales qui se ferment rapidement avant d'avoir atteint la branche Sud du synclinal d'Aït Attab, et s'ouvrent sur la gouttière de Zaléguène. On a ainsi l'impression que la gouttière s'évase et se rétrécit régulièrement.

../..

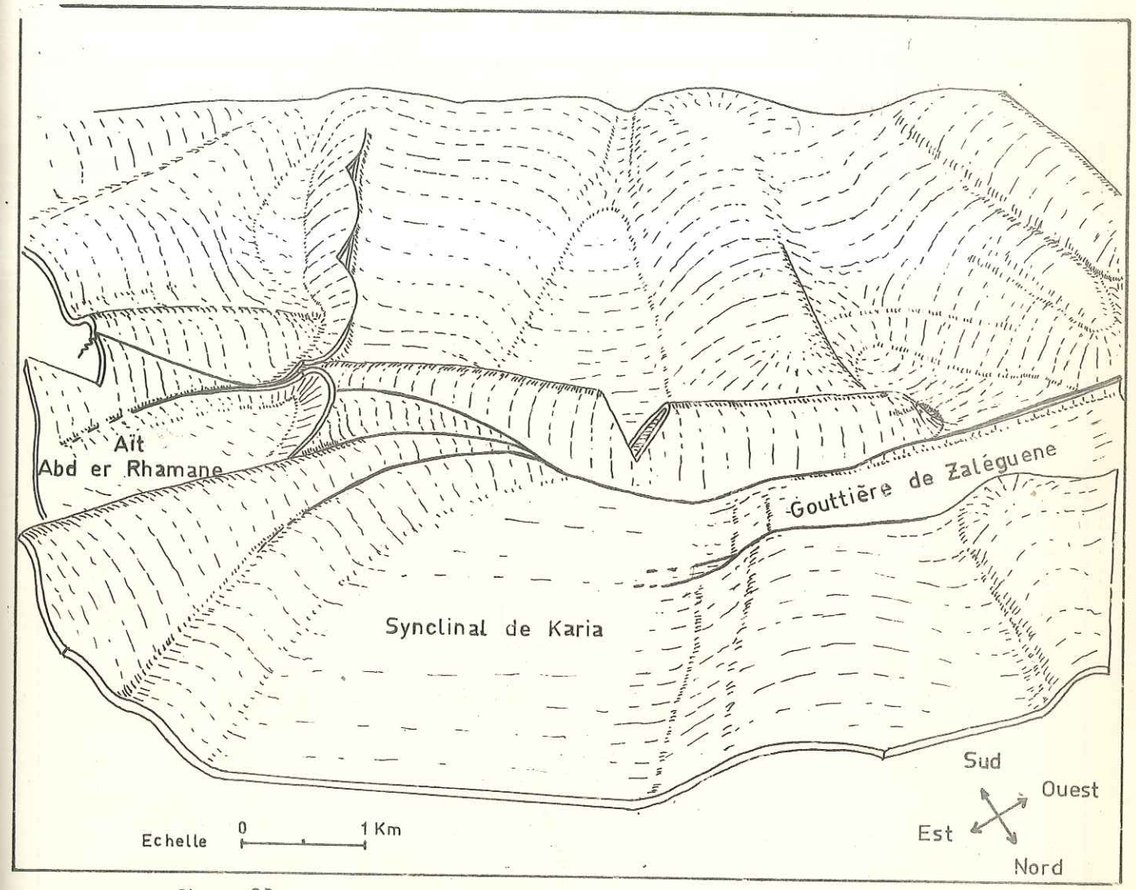
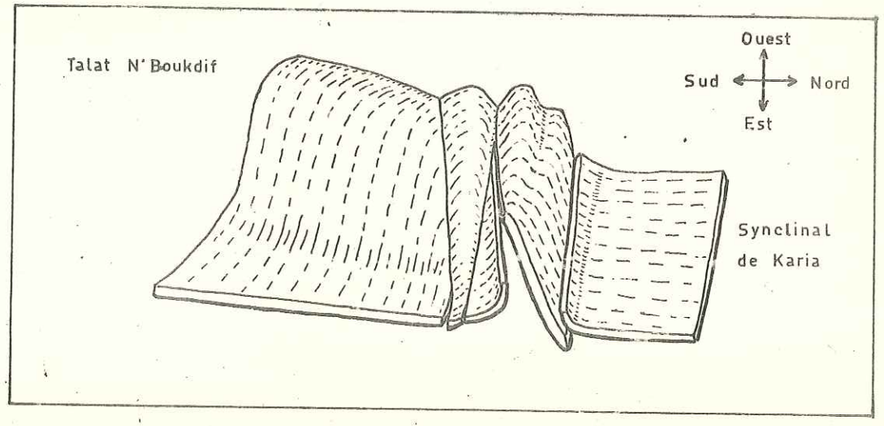


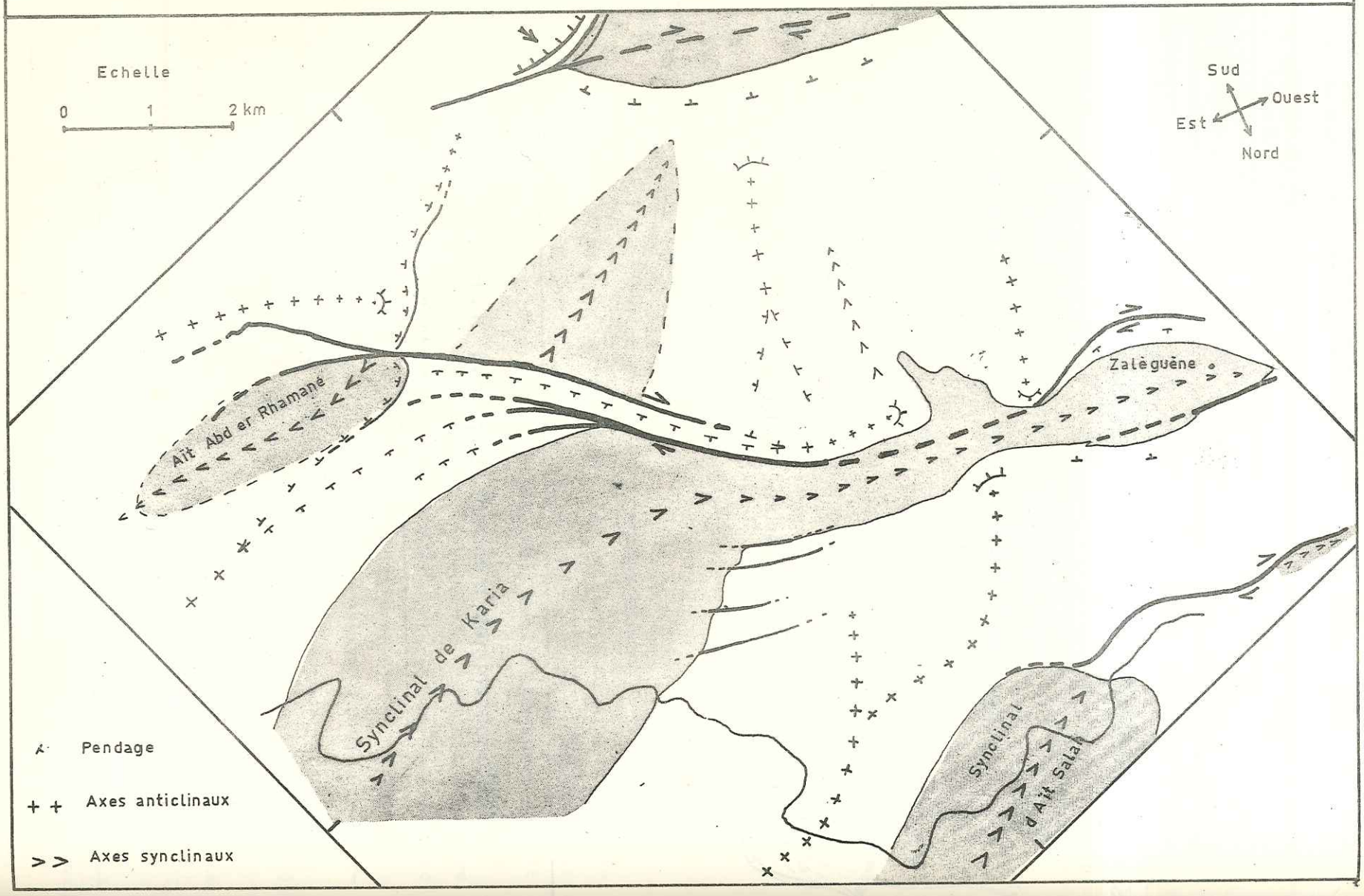
Figure : 23 Vue générale de la Pincée

Tectonogrammes montrant la pincée d'Aït Abd er Rhamane

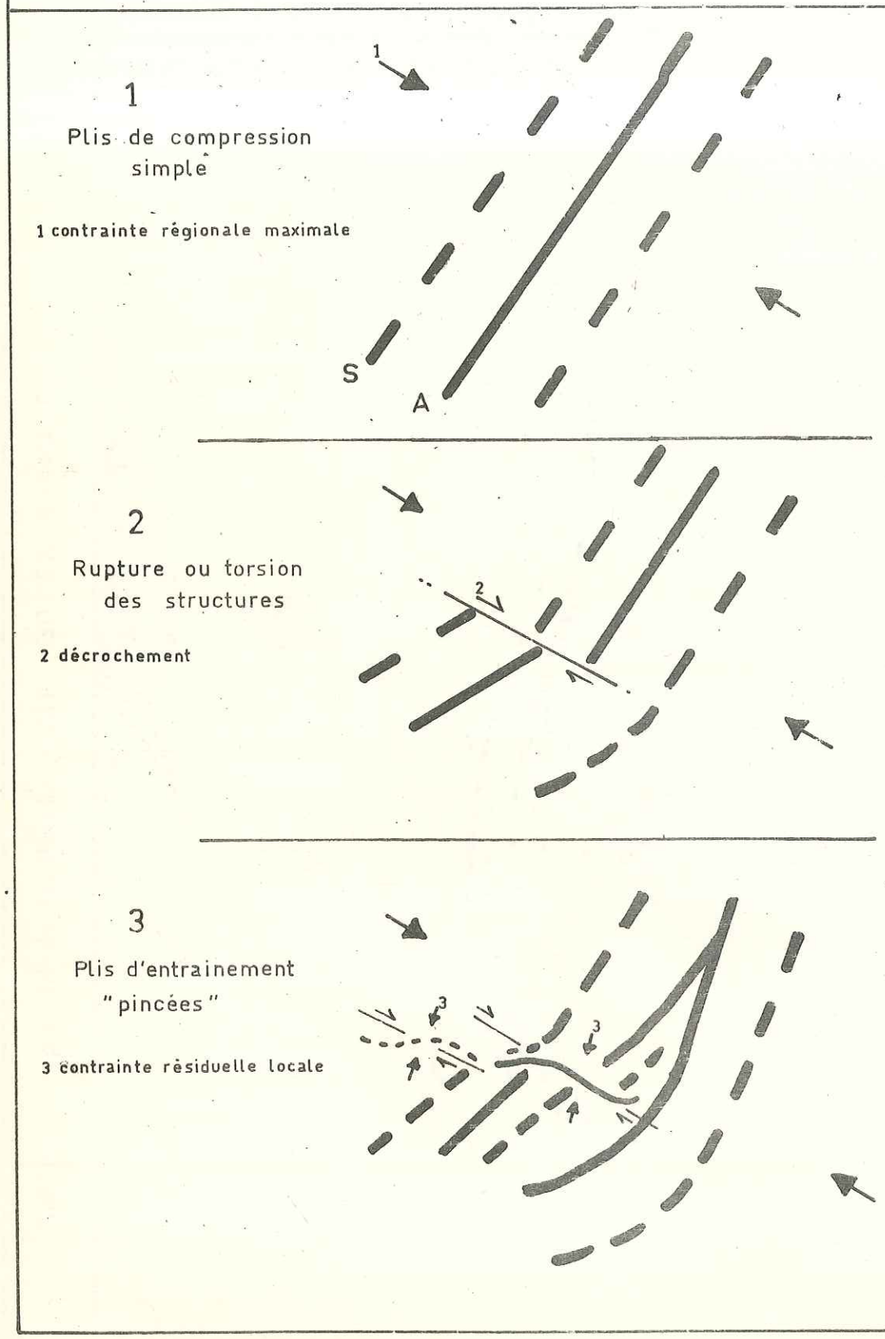
Figure : 24 Partie Ouest de la Pincée vue en coupe



Schèma interprètatif de la Pincèe d'AÏT ABD ER RHAMANE Figure: 25



Formation des Plis d'entrainement Figure : 26



Au niveau de Zaléguène, le bord Sud de la gouttière apparaît sous forme d'une lame de Lias moyen qui isole de la gouttière les zones synclinales perpendiculaires. Ces zones synclinales constituent alors de véritables dépressions triangulaires fermées de toutes parts. C'est par exemple le cas de la cuvette de Zaléguène, dont l'allure de dépression fermée est sans doute accentuée par le jeu de l'érosion Karstique.

La gouttière de Zaléguène se comporte donc de façon tout à fait analogue à la pincée de Karia Aït Abd er Rhamane, analogie d'autant plus frappante que la gouttière de Zaléguène relaye cette pincée vers l'Ouest.

Il est donc trés probable que c'est la même phase tectonique qui, jouant sur un matériau identique, a produit ces deux structures : l'une ayant joué en saillie, l'autre en creux.

Ces deux structures correspondraient donc à des plis d'entrainement le long de décrochement (fig. 26).

On aurait donc :

1) des structures de compression simple crées par la contrainte maximale régionale contrainte de premier ordre) et qui correspondraient au plis NE-SW comme le synclinal de Karia ;
2) formation de décrochements liés à la même contrainte ;
3) formation de plis d'entrainement le long de ces décrochements, engendrés par des contraintes résiduelles locales (contraintes de deuxième ordre) accentuées par le mouvement et donc relativement tardives.

4- L'anticlinal du jbel Tagoudemt

L'anticlinal du jbel Tagoudemt borde au NW la branche médiane du synclinal d'Aït Attab. Il est disposé de façon remarquablement symétrique au jbel Aït Séri toutefois il ne chevauche pas vraiment le synclinal et forme en général un simple pli en genou très accentué et seul le Lias supérieur et le Dogger se renversent parfois sur le Crétacé. Cet anticlinal montre une importante culmination (le jbel Tagoudemt) qui est traversée par l'oued El Abid. Au Sud de cette culmination, l'anticlinal se divise en deux branches, l'une longe le synclinal de Karia, l'autre borde le synclinal d'Aït Attab. (Ces deux branches étant séparées par la dépression synclinale d'Aït Abd er Rhamane).

../..

"zone des synclinaux de l'Oued El Abid". L'Oued El Abid coule donc parallèlement à la bordure de l'Atlas depuis la région d'El Ksiba jusqu'à Bezou. Il semble donc qu'il ait été séparé de la plaine du Tadla, par une zone de relief correspondant à peu près à ce que nous avons appelé la "zone de bordure". On pourrait penser dans ces conditions que son cours s'est établi après la mise en place des grandes structures. En fait il n'en est rien, et dans la région d'Afourer par exemple, son cours est parfaitement inadapté aussi aux structures , passant même parfois dans les culminations de celles-ci, comme au jbel Tagoudemt, ou dans les étranglements à bords déversés des synclinaux comme dans le synclinal d'Aït Attab à Tabia.

Un tel phénomène nous conduit à penser que le cours de l'Oued El Abid s'est établi dès que les grandes lignes de l'Atlas de Béni-Mellal ont été ébauchées mais avant que se développent les phases majeures. Cela revient à admettre que le cours de l'Oued El Abid s'est probablement établi avant le chevauchement frontal de l'Atlas, sur ce que certain appelle la surface d'érosion Néogène. L'Oued El Abid se serait donc établi sur cette surface, se surimposant à des structures déjà ébauchées. Il se serait ensuite encaissé sur place, devenant ainsi antécédent au plissement majeur.

Notons cependant qu'ici encore, seule une étude régionale serait susceptible de préciser ces points et de dater avec précision ces événements.

II - LA ZONE DE BORDURE

La bordure de l'Atlas d'Afourer a une direction générale E-W, mais dans le détail elle se compose de toute une succession de redans et de saillants. Nous allons donc étudier cette bordure en nous servant de cette caractéristique et nous la découperons d'Ouest en Est en :

A - Région de Bezou
B - Lobe chevauchant du jbel Bou-Karoul
C - Redan de Bou-Hamza
D - La région des Béni-Ayat

I - Zone de bordure

1 - le saillant d'Oulad Ayad
2 - le redan d'Aït Berli
3 - le saillant de Tannfert

II - Zone Sud

E - Redan de Tisgui
F - Lobe chevauchant du Tazergount-Aourdémi
G - Essais d'interprétation de la zone de bordure.

A - REGION DE BEZOU

(fig. 28 et 29)

A l'Ouest de Bezou, hors du champ de nos investigations, l'Atlas semble s'ennoyer lentement sous les terrains récents de la plaine. Toutefois les modalités exactes de cette disparition sont mal connues et feront l'objet d'études détaillées ultérieures.

A la longitude de Bezou, l'Atlas est déjà relativement élevé et il devient possible d'observer son contact avec la plaine. Les coupes 1 à 5 figure 28 présentent ce contact et ses modifications vers l'Est.

La coupe 1 montre entre l'Atlas et la plaine une dépression remplie de terrains quaternaires. Une barre de calcaire crétacé (cénomano-Turonien probable) limite la dépression côté plaine, une barre de lias moyen dolomitique la limite du côté de l'Atlas. La présence d'une faille entre ces deux formations semble probable, d'autant plus que les divers accidents qui affectent le lias de l'Atlas, ne se retrouvent pas dans la barre crétacée.

Vers l'Est un anticlinal de Trias et de Lias inférieur gypseux apparaît entre le crétacé et le Lias moyen dolomitique (coupe 2). Cet anticlinal semble légèrement extrusif. Il vient en contact anormal, d'une part avec les terrains crétacés de la plaine, d'autre part avec le Lias supérieur et moyen du synclinal de Bahel, synclinal réduit à une simple gouttière visible le long de l'Oued El Abid sous le hameau de Bahel (fig. 29).

L'anticlinal de Trias et de Lias inférieur se développe à l'Est. Il est couronné au jbel Tazaourt par du Lias moyen dolomitique. Cet anticlinal présente toujours une tendance extrusive très marquée et tend à se déverser au Nord sur la plaine du Tadla.

En arrière du jbel Tazaourt, le synclinal de Bahel n'existe pratiquement plus : il est réduit à une lame de Lias moyen verticale (avec parfois un peu de Lias supérieur rouge). Cette lame constitue d'ailleurs le flanc Nord d'un anticlinal coffré : l'anticlinal du Jbel Tazrout qui se développe au Sud.

../..

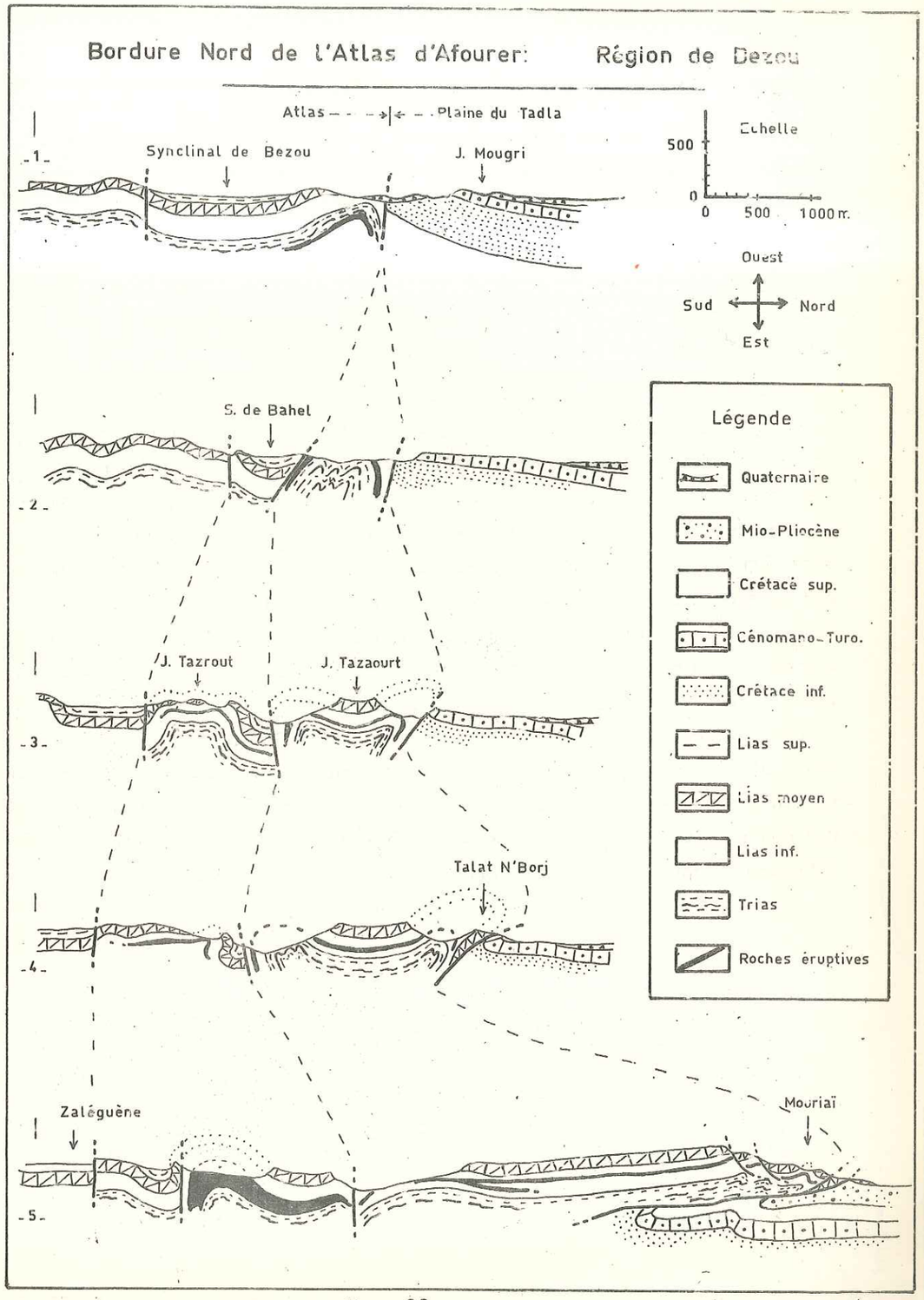


Figure: 28

Du côté de la plaine, en se dirigeant vers l'Est, la barre de calcaire crétacé se redresse rapidement et est bientôt recouverte par un lambeau de Lias moyen renversé (Talat N'Borj). Nous avons ici l'amorce du chevauchement de base de l'Atlas d'Afourer (coupe 4).

A ce niveau l'anticlinal de Tazaourt n'est plus représenté que par une grande lame de Lias moyen qui avance rapidement sur la plaine du Tadla (coupe 5, fig. 28), pour donner ce que nous appellerons le lobe chevauchant du jbel Bou Karoum.

Le tectonogramme (fig. 4) donne un aperçu du comportement du Lias moyen de la région de Bezou où sa faible épaisseur lui permet d'être fortement plissé. Sans entrer dans le détail de cette zone extrêmement complexe, notons toutefois qu'on y rencontre plusieurs directions structurales qui se relayent ou se recoupent. Par exemple : le synclinal de Bezou, qui a une orientation NE-SW, est pris en relais au niveau de Bezou par le synclinal de Bahel de direction E-W ; ce dernier étant lui-même prolongé vers l'Est par le synclinal d'Aït Salah de direction NE-SW. Un tel dispositif, comme nous le verrons, est très fréquent dans l'Atlas d'Afourrer. Il peut cependant recouper ou être coupé par des structures ayant d'autres directions comme c'est le cas ici entre Bezou et le jbel Tazrout, où l'anticlinal du Jbel Tazrout d'orientation EW est interrompu par un anticlinal NS qui vient butter, sans le couper, sur le synclinal EW de Bahel. Par contre plus à l'Est, le même synclinal de Bahel montre plusieurs ondulations qui sont sans doute à relier à des structures NS.

B - LOBE CHEVAUCHANT DU JBEL BOU-KAROUM (fig.30)

Cette zone, malgré une assez grande complexité de détail, peut se ramener au schéma simple d'une série monoclinale chevauchant la plaine du Tadla.

../..

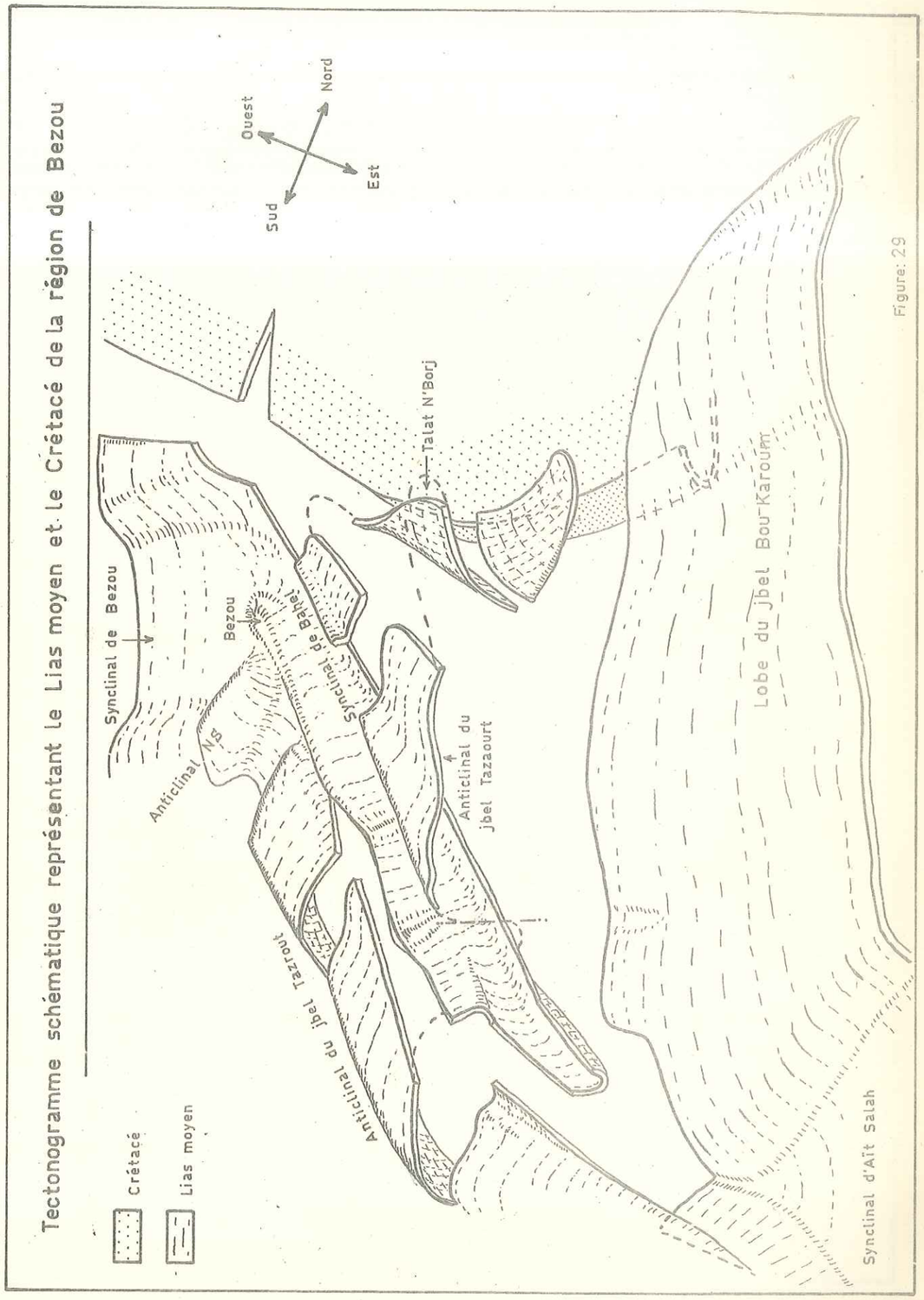


Figure: 29

On y rencontre en effet au-dessus de la plaine, un talus constitué de bas en haut :

- de marnes rouge-roses à gypse et sel (Trias)
- d'une ou plusieurs passées de roches éruptives
- d'une succession marno-dolomitique à passées de gypse (Lias inférieur) le tout étant couronné par une corniche de Lias dolomitique (Lias moyen).

Cette coupe qui représente la disposition générale de cette zone est en fait rarement aussi simple car le talus est souvent encombré de lambeaux de Lias moyen qui correspondent suivant le cas :

1) soit à des restes de replis frontaux qui, parfois ont légèrement glissé sur la pente (coupe 3) ;

2) soit à des éboulements ou à des paquets glissés (coupe 2)

3) soit enfin à des blocs qui paraissent plus ou moins engagés sous le chevauchement et qui, selon leur polarité, pourraient représenter :

a - les uns des lambeaux de flancs inverses entrainés par le chevauchement (coupe 4).

b - les autres des blocs glissés repris par une phase tectonique tardive (coupe 2).

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que le chevauchement de l'Atlas semblait débuter au niveau du Talat - N'Borj (coupe 4 - figure 28) où l'on peut voir le Lias moyen se renverser sur le Crétacé.

Au delà, le chevauchement se développe rapidement (coupe 2) ; en arrière on voit se développer la cuvette d'Aït Salah, (coupe 3), d'orientation NE-SW., suite probable du synclinal de Bahel. La cuvette d'Aït Salah disparait presque complètement dans la coupe 4 et nous verrons dans le paragraphe suivant qu'elle semble réapparaître au niveau de Bou Hamza après avoir changé d'orientation.

L'amplitude du chevauchement est difficile à évaluer, sa flèche maxima observable vers le Nord par rapport au Talat N'Borj est de 7 à 8 km mais il n'est pas sûr que le chevauchement soit aussi important. Comme nous le verrons plus loin et ne doit pas dépasser 2 à 3 km seulement.

../..

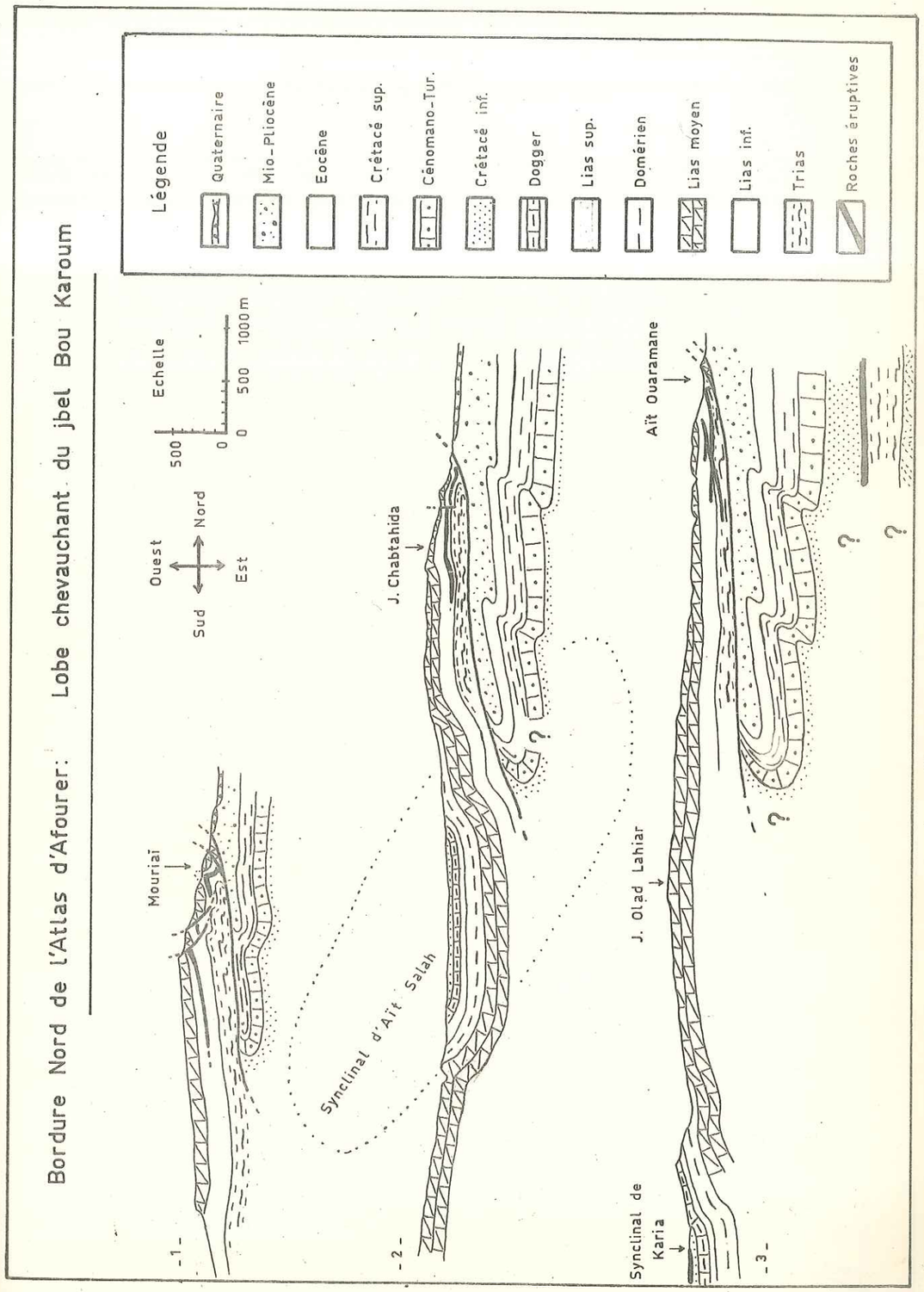


Figure: 30

C - REDAN DE BOU-HAMZA (fig. 31-32)

Au niveau d'Aït Ouaramane la zone anticlinale de direction NE-SW qui sépare la cuvette d'Aït Salah du synclinal de Karia, rejoint la bordure de l'Atlas et prend une direction voisine d'Est-Ouest.

A ce niveau, des complications tectoniques apparaissent.

La cuvette d'Aït Salah n'est plus représentée que par une simple zone légèrement déprimée dans le Lias moyen et, sur la bordure, un écaillage apparait (coupe 1). On rencontre ensuite une structure parasite de direction anormale : la structure de la mine de sel d'Aït Tibadiine dont nous parlerons un peu plus loin. Il faut se déplacer légèrement à l'Est jusqu'à Aït Bou Hamza pour retrouver une coupe tectonique plus simple.

On observe alors coupe 4 fig. 32 du Nord vers le Sud une succession de structures EW :

1) un anticlinal qui borde l'Atlas (le flanc Nord de cet anticlinal est érodé et ne se retrouve qu'à l'état de témoin vers Oulad Ayad).

2) Un synclinal (synclinal de Bou Hamza) dont le bord Nord est légèrement laminé contre le flanc Sud de l'anticlinal de bordure.

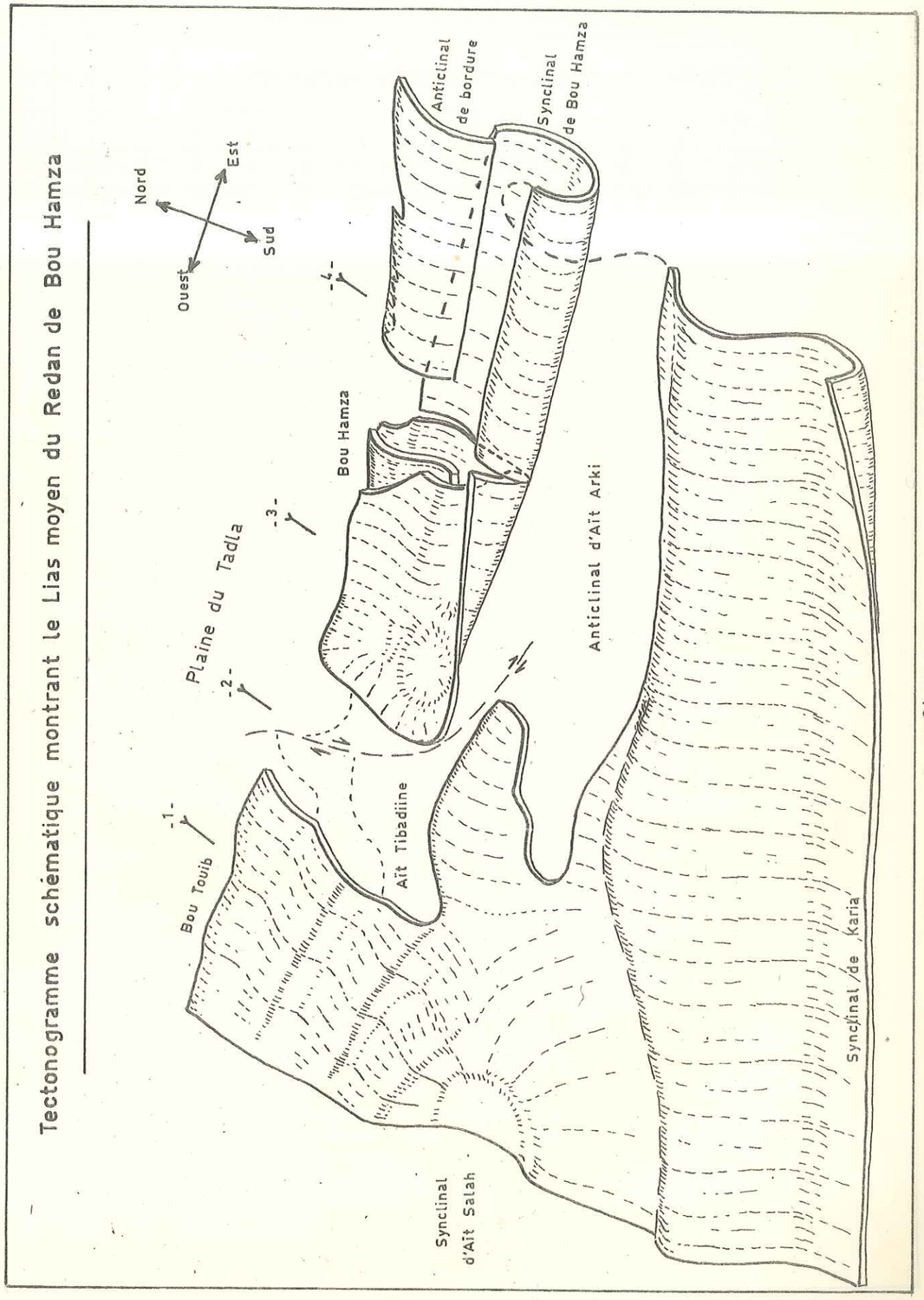
3) Une grande structure anticlinale à coeur triasique complétement éventrée (Anticlinal d'Aït Arki) et dont le flanc Nord est déversé sur le synclinal de Bou Hamza.

4) Le Synclinal de Karia dont le bord Sud est faillé et permet au Dogger de venir au contact du Lias moyen du flanc Sud de l'Anticlinal d'Aït Arki.

Pour comprendre ce qui se passe entre Bou Touïb (coupe 1 fig.32) et Aït Bou Hamza (coupe 4), il est plus aisé de suivre la modification des structures de Bou Hamza vers Bou Touïb ; c'est à dire d'Est en Ouest (cf. figure 31).

Le flanc Sud, d'abord déversé, du synclinal de Bou Hamza, se redresse rapidement puis se raccorde à la terminaison Ouest (périsynclinale complexe) du synclinal de Bou Hamza, alors que l'Anticlinal de bordure est réduit à un écaillage sur le front de l'Atlas (coupe 3). On passe ensuite, par l'intermédiaire d'une faille NW-SE, qui correspond à un petit décrochement dextre (permettant l'avancée vers le Nord du lobe

../..



Tectonogramme schématique montrant le Lias moyen du Redan de Bou Hamza

Figure: 31

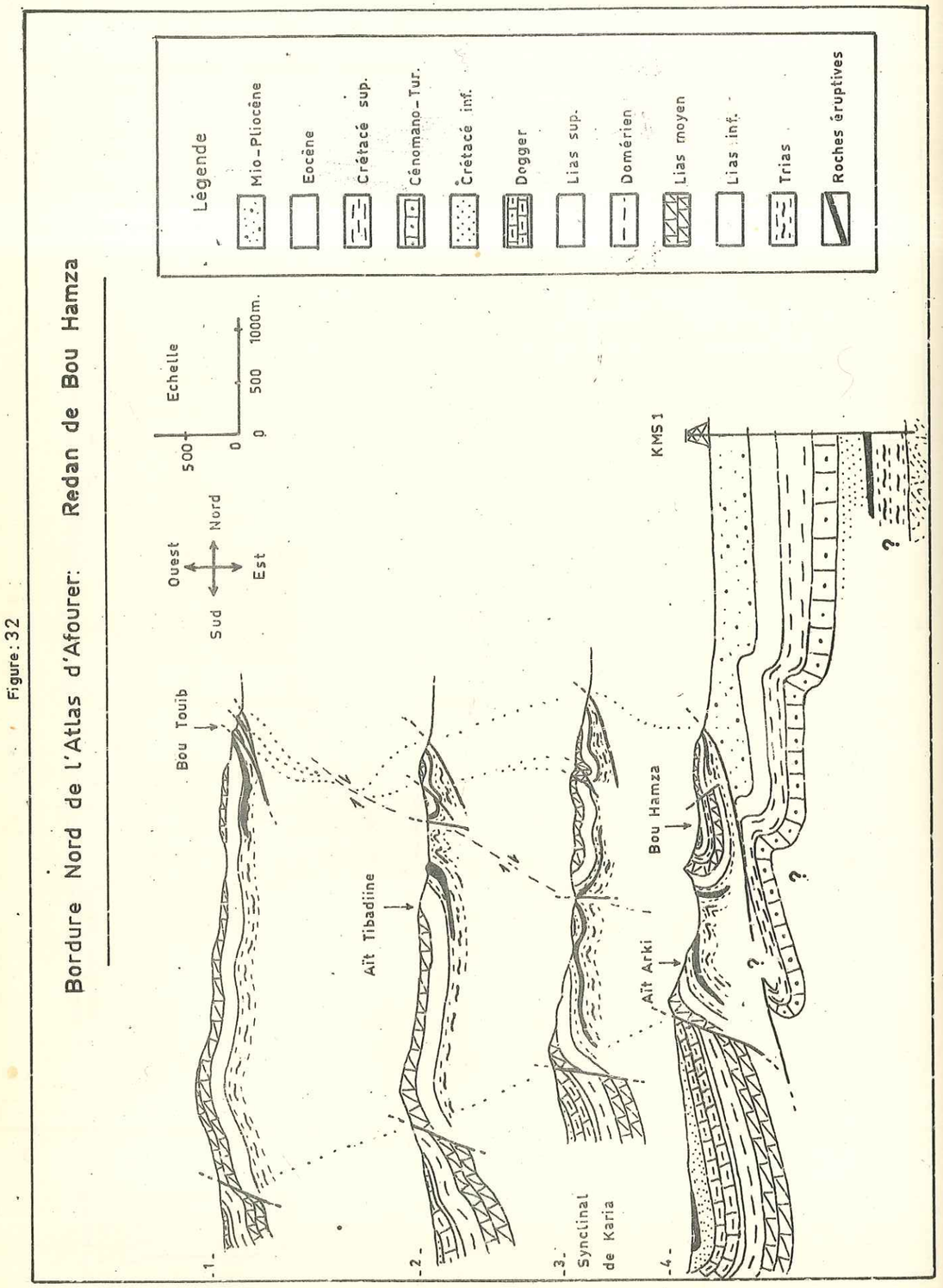


Figure: 32

Bordure Nord de l'Atlas d'Afourer: Redan de Bou Hamza

chevauchant du jbel Bou Karoum) à la structure de la mine de sel de Tibadiine (coupe 2). Il s'agit d'une sorte de demi-dôme limité au NE par la faille dont nous venons de parler et qui met en contact cette structure avec la terminaison du synclinal de Bou Hamza.

Le coeur de cette structure est occupé par des marnes rouges et roses salifères (Mine de sel) et est bordé par une lame de roche éruptive subverticale. On retrouve ensuite quelque mètres de marnes roses puis la série infraliasique, ici fort épaisse.

Au delà de cette structure (toujours vers l'Ouest) on rejoint la coupe de Bou Touïb. On retrouve la zone légèrement déprimée, suite de la cuvette d'Aït Salah, qui se relirait au synclinal de Bou Hamza si la structure de Tibadiine ne venait pas l'interrompre.

Cette structure de Tibadiine est assez énigmatique. Il serait assez tentant de lui donner une origine diapirique. Toutefois cette hypothèse est très incertaine. En effet bien que des mesures gravimétriques semblent indiquer la présence de masse légère sous l'Atlas d'Afourer (1), le forage pétrolier d'Oulad Ayad (2) effectué dans la plaine du Tadla à deux kilomètres seulement du front de l'Atlas a atteint le socle primaire sans rencontrer de sel ou de gypse, l'existence d'un chevauchement même faible de celui-ci sur la plaine rend improbable l'existence d'un diapir sur sa bordure.

La structure de Tibadiine a donc selon toute vraissemblance une autre origine qu'il faut sans doute lier au changement de direction que l'on observe dans les structures à ce niveau (passage de NE-SW à EW). Ce changement de direction s'accompagne ici du décrochement dextre de Tibadiine qui pourrait être à l'origine de cette structure parasite. Nous verrons d'ailleurs plus loin que ce cas n'est pas unique dans la région, et que l'on rencontre très souvent dans l'Atlas d'Afourer des structures parasites associées à de tels changements de direction.

---

(1) G.M.H. Van den Bosch - Communication personnelle.

(2) sondage K.M.S., 1 effectué par le B.R.P.M.

../..

D - REGION DES BENI-AYAT

Nous appelerons région des Béni-Ayat l'ensemble des structures qui d'Oulad Ayad à Tisgui sépare le synclinal d'Aït Attab de la plaine du Tadla.

Pour la commodité de l'étude, nous diviserons cet ensemble en deux zones :

1) une zone Nord ou zone de bordure constituée de structures qui font suite à celles de la région de Bou Hamza et qui sont directement en contact avec la plaine du Tadla ;

2) une zone Sud qui constitue le rebord Nord du synclinal d'Aït Attab.

I - la zone de bordure

1. Le saillant d'Oulad Ayad

a - D'Aït Bou Hamza à Tarhseït (fig. 33).

A l'Est d'Aït Bou Hamza la coupe que nous avons donné au paragraphe précédent, reste valable jusqu'à la route d'Oulad Ayad à Aït Attab. A ce niveau la zone anticlinale de direction NE-SW, qui sépare le synclinal de Karia du synclinal d'Aït Attab, rejoint la bordure de l'Atlas et prend la même direction que celle-ci c'est à dire une direction voisine de EW. comme précédemment, ce changement d'orientation s'accompagne de complications tectoniques. La continuité des structures est perturbée, ici aussi par la présence d'une structure parasite. Il s'agit cette fois d'une structure anticlinale de direction NE-SE ou structure d'Aït Akkou.

- L'anticlinal de bordure est rejeté en avant, format un saillant qui avance dans la plaine du Tadla ;

- le synclinal de Bou Hamza disparaît, puis réapparaît réduit à une gouttière (synclinal d'Aït Yaza) qui suit le mouvement de l'anticlinal de bordure ;

- l'anticlinal d'Aït Arki, pour sa part, vient se souder à un vaste anticlinal complexe orienté NW-SE : a structure d'Aït Akkou.

- le synclinal de Karia, lui, se resserre rapidement et se réduit à une pincée de dogger et de Lias supérieur au revers Sud de l'anticlinal d'Aït Arki ; il est ensuite rompu par une faille au-delà de laquelle il

../..

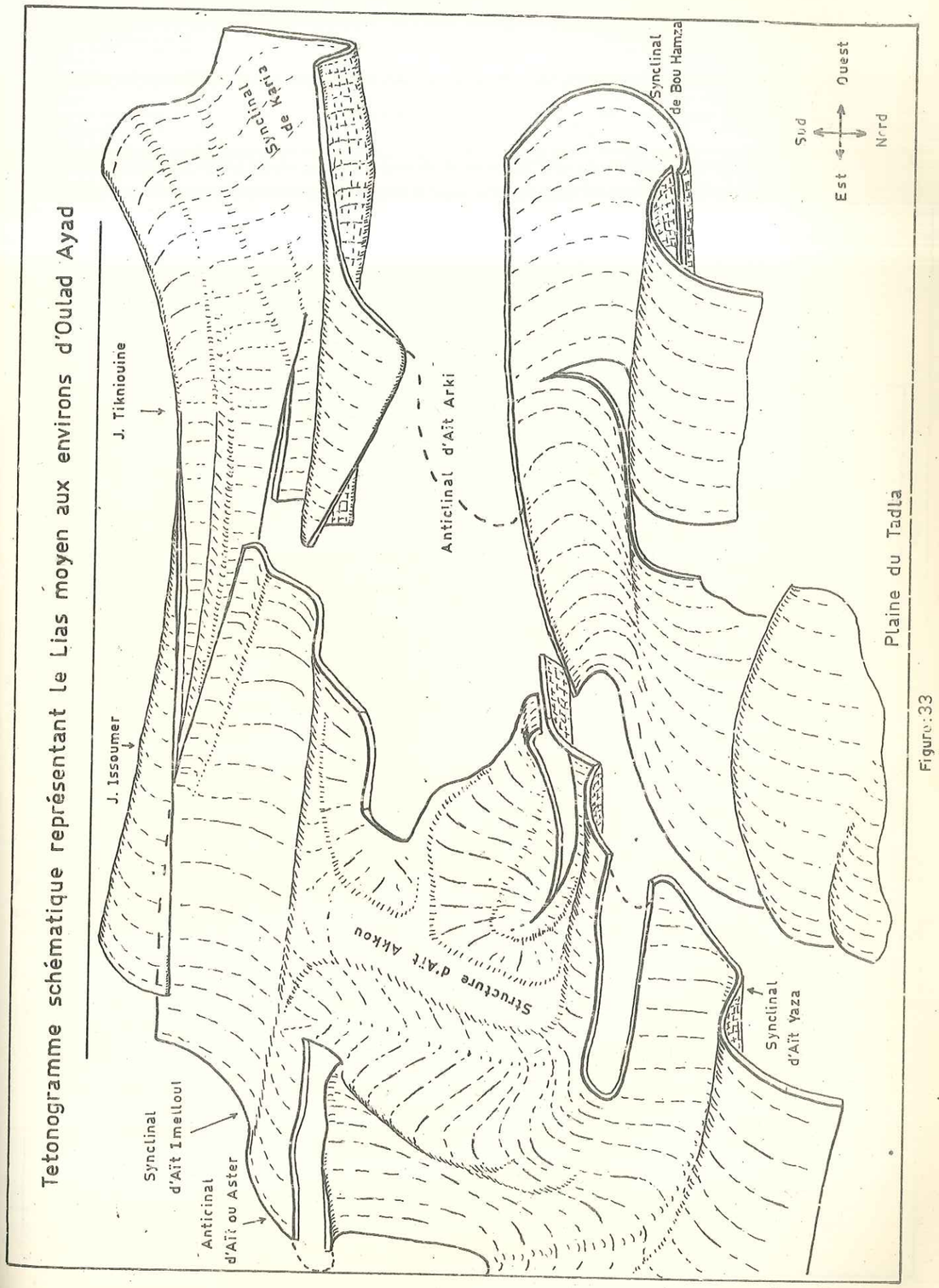


Figure 33

réapparaît sous l'aspect d'une large zone déprimée dans le Lias moyen qui, vers l'Est, devient le synclinal d'Aït Imelloul.

Au delà de la structure d'Aït Akkou, les divers éléments structuraux reprennent rapidement leur position précédente, on retrouve au niveau de Tarhseït une coupe tout à fait semblable à la coupe de Bou Hamza avec du Nord au Sud (figure 34. coupe 1).

- un anticlinal de bordure ou anticlinal de Tarhseït,
- une gouttière synclinale (synclinal d'Aït Yaza) suite du synclinal de Bou Hamza,
- un anticlinal (l'anticlinal d'Aït Ou Aster) qui tend à se déverser sur le synclinal d'Aït Yaza et que l'on peut assimiler à l'anticlinal d'Aït Arki,
- un synclinal, le synclinal d'Aït Imelloul, qui correspond donc au synclinal de Karia.
- un dernier anticlinal sépare ce dispositif du synclinal d'Aït Attab.

b- De Tarhseït à Mgouna (fig. 34).

La coupe de Tarhseït que nous avons donnée au paragraphe précédent, se modifie rapidement vers l'Est. En effet entre l'anticlinal de Tarhseït et le synclinal d'Aït Yaza on voit apparaitre une faille, la faille de Mgouna de direction EW (coupe 1) qui permet à l'anticlinal d'avancer sur le synclinal (c'est à dire d'avancer vers le Sud).

Pendant ce temps, l'anticlinal d'Aït Ou Aster se déverse vers le Nord sur le même synclinal qui est ainsi rapidement oblitéré (coupe 2). Le synclinal d'Aït Yaza réapparaît un peu plus à l'Est au niveau de Mgouna grâce à une entaille d'érosion (coupe 3). L'anticlinal de Tarseït est ici réduit à une simple lame de Lias moyen qui avance vers le Sud sur ce synclinal.

Au delà de Mgouna, le synclinal d'Aït Yaza disparaît de nouveau entre l'anticlinal de Tarhseït et l'anticlinal d'Aït Ou Aster complètement renversé et dont le flanc Nord se confond avec le soubassement du synclinal d'Aït Imelloul (coupe 4.). L'anticlinal de Tarhseït arrive donc directement en contact, par l'intermédiaire de la faille de Mgouna, avec le synclinal d'Aït Imelloul.

../..

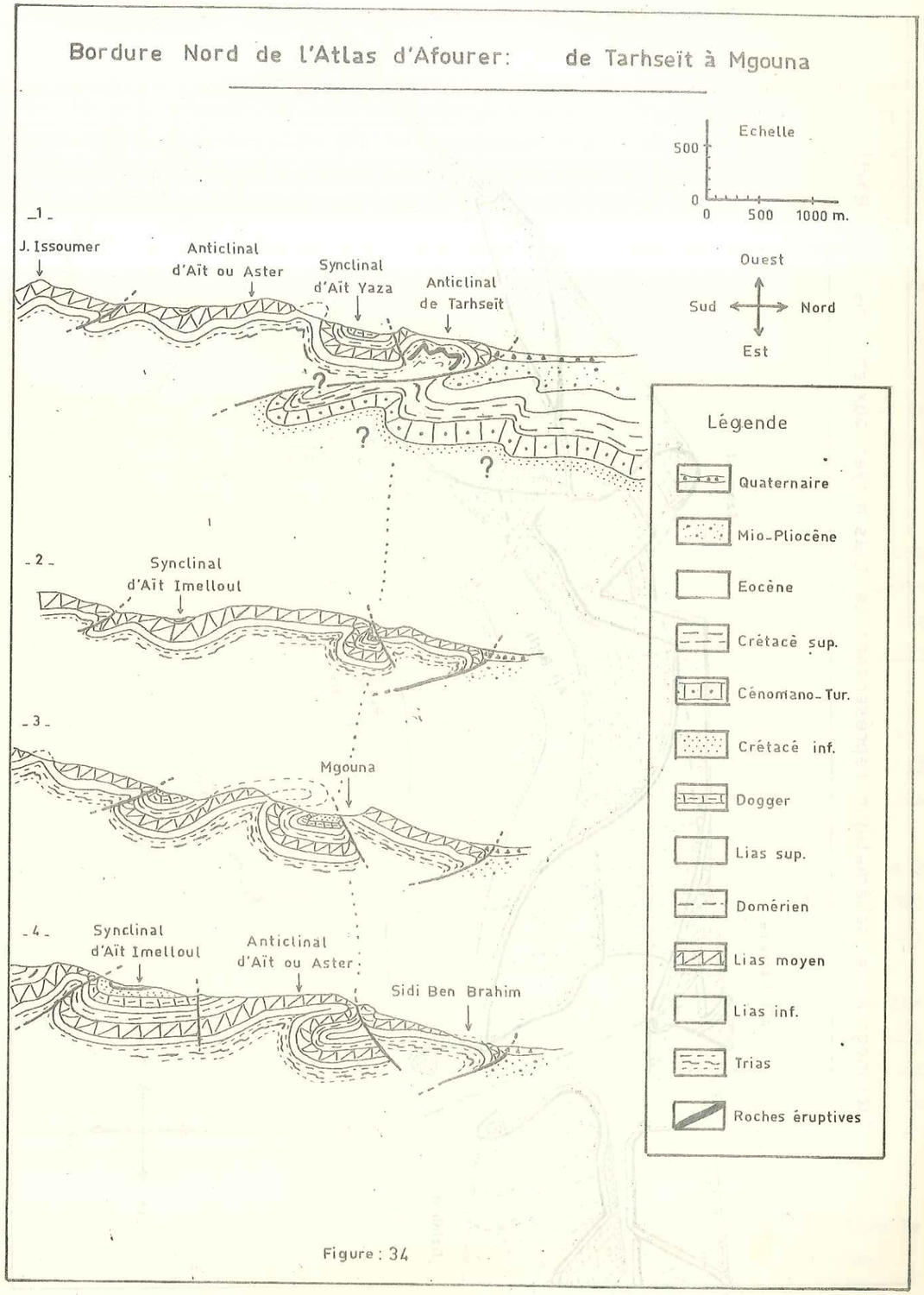
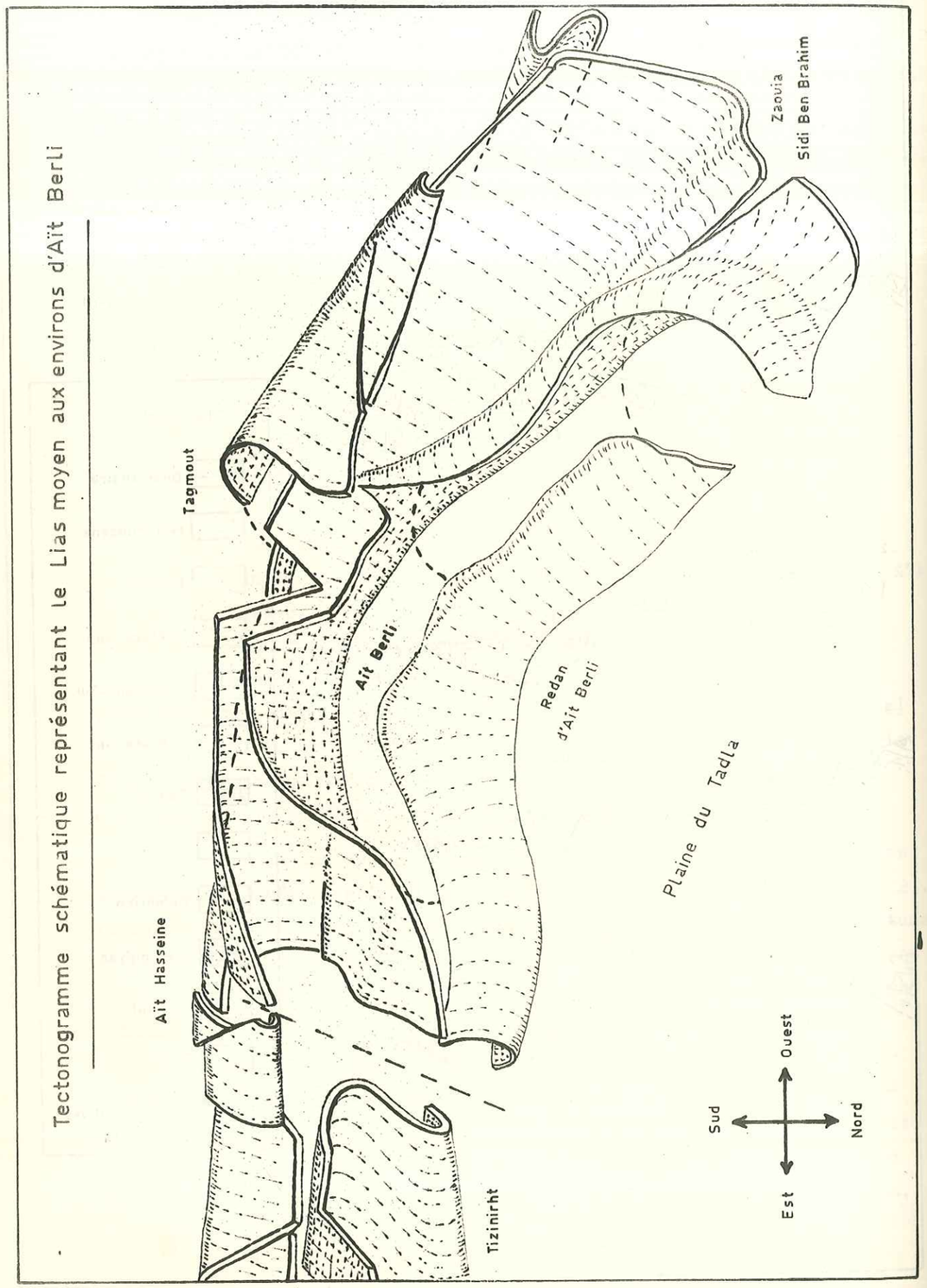


Figure : 34



Tectonogramme schématique représentant le Lias moyen aux environs d'Aït Berli

Remarque : nous reparlerons plus loin de la faille de Mgouna ; notons toutefois que son comportement est curieux puisqu'elle permet à l'anticlinal de Tarhseït d'avancer vers le Sud alors que le déversement général des plis a tendance à se faire vers le Nord. Elle semble donc correspondre à une étape tectonique tardive par rapport au plissement, puisqu'elle permet la disparition de structures déjà plissées comme le synclinal d'Aït Yaza. Elle semble cependant antérieure à la phase de déformation finale car elle suit les sinuosités de la bordure de l'Atlas.

2. Le redan d'Aït Berli (fig. 35 et 36).

Comme nous venons de le voir, au delà de Mgouna, le synclinal d'Aït Yaza et l'anticlinal d'Aït Ou Aster disparaissent complètement entre la faille de Mgouna et l'anticlinal d'Aït ou Aster ; on devrait donc ne plus avoir que l'anticlinal de Tarhseït (anticlinal de bordure), mais en fait à ce niveau l'Atlas présente un rentrant assez prononcé : le "Redan d'Aït Berli".

Ce Redan n'est pas uniquement morphologique, il est également structural et permet l'apparition entre la plaine et l'anticlinal de Tarhseït de deux nouveaux éléments structuraux plus septentrionaux : le synclinal de Sidi Ben Brahim et l'anticlinal d'Aït Berli qui disparaissent rapidement comme nous allons le voir aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est de cette zone.

Ces deux structures naissent immédiatement à l'Est de Mgouna (coupe 1) le synclinal de Sidi Ben Brahim se développe d'abord, alors que l'Anticlinal d'Aït Berli est à peine marqué, puis l'anticlinal se développe très vite et le synclinal (de Sidi Ben Brahim) est réduit à une lame de Dogger et de Toarço-Aalénien qui s'appuie en contact anormal sur le flanc Sud de l'Anticlinal d'Aït Berli (coupe 2). Pendant ce temps, l'ensemble s'incurve vers le Sud prenant une orientation SE.NW et l'anticlinal de Tarhseït, dont la charnière réapparaît, tend à se déverser sur le synclinal de Sidi Ben Brahim. Il se rompt ensuite et vient recouvrir complètement le synclinal (coupe 3). Le synclinal réapparaît plus à l'Est alors que les structures, passent d'une orientation SE-NW à une orientation SW-NE. Il est alors réduit à deux lames de Lias moyen, l'une représentant le flanc Sud de l'anticlinal d'Aït Berli, l'autre le flanc Nord de l'anticlinal de Tarhseït qui se renverse peu à peu (coupe 4 et 5).

3. Le saillant de Tamfert (fig. 37)

Au niveau de Tiziniht, une zone faillée de direction NS surélève le Lias moyen du soubassement du synclinal d'Aït Imellouk. Au delà de cette zone

../..

faillée, le synclinal de Sidi Ben Brahim et l'anticlinal d'Aït Berli ont disparu, par contre on rencontre un nouvel élément structural constitué d'une succession Crétacé-Eocène, (verticale ou renversée), sous le Lias moyen de la zone de bordure.

Cette succession Crétacé-Eocène à laquelle s'ajoute parfois du Mio-Pliocène est très intéressante car l'Eocène y est très semblable à celui de la plaine du Tadla (calcaires et sables phosphatés) et diffère sensiblement de l'Eocène du synclinal d'Aït Imelloul. Cette succession appartient donc aux séries extra-atlasiques masquées ailleurs sous la plaine et semble donc témoigner d'un passage brutal entre les deux domaines (Atlas Tadla). Toutefois le contact entre l'Atlas et cet ensemble est en général fortement redressé, ce qui est peu en accord avec l'hypothèse d'un rapprochement des deux domaines par un important chevauchement (nous reparlerons de ce problème un peu plus loin).

a - De Tizinirht à Tannfert

Entre Tizinirht et Tannfert, la zone de bordure est réduite à une lame de Lias moyen renversée sur cette unité extra-atlasique.

On a donc (fig. 37 coupe 1)

- une série crétacé-éocène, verticale ou légèrement renversée à la base de l'Atlas;
- un contact anormal tronquant cette série extra-atlasique ;
- une unité franchement renversée, constituée de Lias moyen et d'un peu de Lias inférieur ;
- un nouveau contact faisant butter contre cette unité :
- une succession en position normale qui constitue le flanc Nord du synclinal d'Aït Imelloul.

Cette disposition à laquelle il faut ajouter la présence de petits accidents obliques affectant le soubassement du synclinal d'Aït Imelloul implique une action "polyphasée" sur laquelle nous reviendrons.

Par ailleurs, nous avons vu plus haut que la zone faillée de Tizinirht ne permet pas de passer en continuité aux coupes d'Aït Berli, il n'en reste pas moins une certaine similitude entre ces deux zones : sous la série normale du synclinal d'Aït Imelloul on trouve une série renversée qui correspond probablement au flanc Nord de l'anticlinal de

../..

Bordure Nord de l'Atlas d'Afourer : environs d'Aït Berli

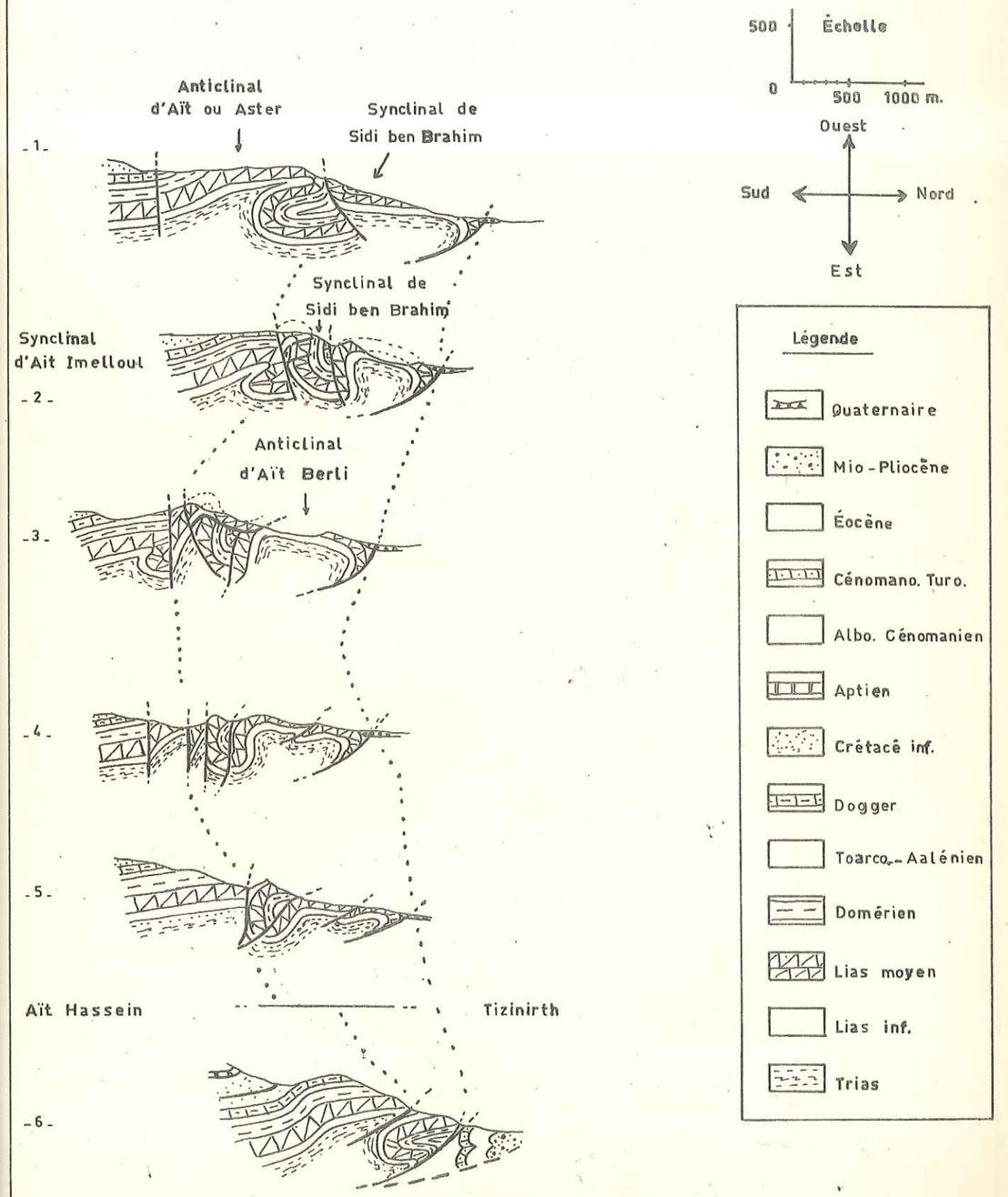


Figure : 36

Tarhseït que l'on a vu se renverser peu à peu au niveau d'Aït Berli (coupe 5 et 6 fig. 36).

b - De Tannfert à Tisgui (fig. 37)

Au delà de Tannfert, les structures de la bordure de l'Atlas changent une nouvelle fois de direction pour s'orienter de nouveau approximativement E-W. Avec ce nouveau changement de direction, de nouvelles structures apparaissent : la série renversée que l'on suit de Tizinirht à Tannfert (coupe 1) entre le synclinal d'Aït Imelloul et la plaine, se redresse (coupe 2). En arrière entre le synclinal d'Aït Imelloul et cette série renversée apparaît une zone faillée longitudinalement (E-W) et affectée de 2 ou 3 plissements aigus (coupe 3). A ce niveau, la série renversée forme une véritable muraille qui sépare le synclinal d'Aït Imelloul de la plaine : nous l'appelerons la série d'Ifelkhas.

Soulignons à se sujet que cette disposition est très proche de celle que nous avons rencontrée à Mgouna, mais qu'ici, la série d'Ifelkhas tend à se déverser vers le Nord alors qu'à Mgouna il y a avancée vers le Sud.

Vers l'Est, la série d'Ifelkhas se redresse encore et les plissements que l'on observe en arrière, se développent et laissent peu à peu apparaître le Lias moyen (coupe 4).

On arrive ici au ravin de Tisgui où le Crétacé du synclinal d'Aït Imelloul vient directement en contact avec le Lias inférieur et moyen de l'anticlinal du Tazergount - Aourdemi le Lias moyen de la série d'Ifelkhas et des replis que l'on observe en arrière, se rapproche par contre sensiblement du Lias moyen de l'anticlinal.

Pour expliquer la disposition du saillant de Tannfert (comme d'ailleurs celle de la région de Mgouna), il est nécessaire de fair appel à une action "polyphasée" que l'on peut décomposer en trois étapes :

- une phase de plissement accompagnée sans doute d'un léger chevauchement, permettant l'apparition de la série extra-atlasique;
- fracturation de la bordure de l'Atlas avec apparition de failles normales avec effondrement du compartiment Sud ou de décrochements (?) ;
- développement d'une phase de compression qui permet au soubassement du synclinal d'Aït Imelloul de venir butter sur l'unité

../..

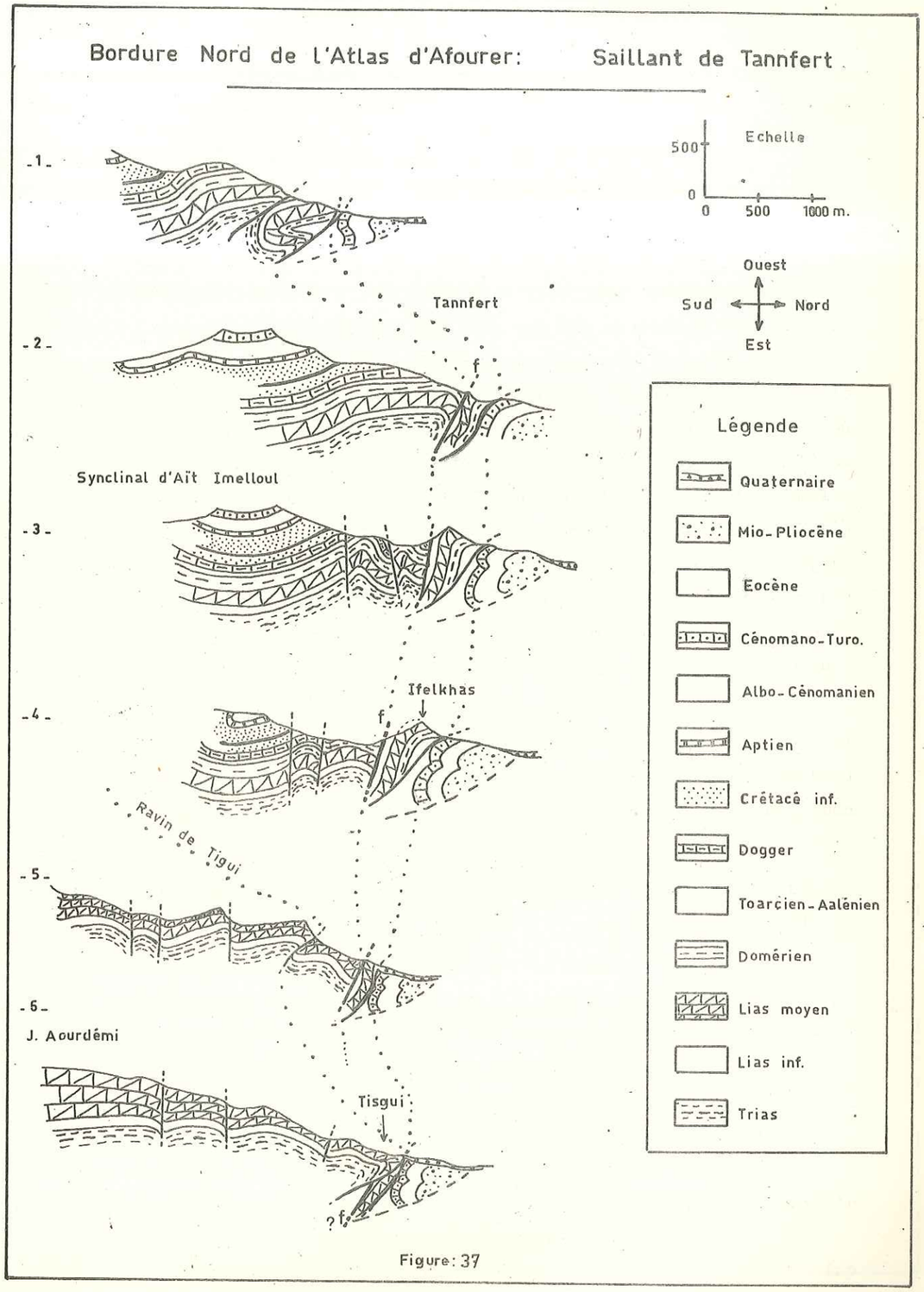


Figure: 37

liasique de bordure, entrainant soit le déversement de cette unité sur la série extra-atlasique (Ifelkhas) soit son avancée vers le Sud comme à Mgouna.

II - Zone Sud de la région des Béni-Ayat

Nous avons vu que le synclinal de Karia disparaissait au niveau de la route d'Oulad Ayad à Aït Attab et qu'immédiatement à l'Est lui faisait suite un autre synclinal : le synclinal d'Aït Imelloul. Ces deux synclinaux sont bordés au Sud par une zone anticlinale de direction NE-SW au niveau de Karia et EW ensuite. La coupe 1 (figure 38) nous montre le synclinal de Karia limité au Nord par une faille normale qui met en contact le Dogger du synclinal avec le Lias moyen de l'anticlinal d'Aït Arki. Au Sud, le flanc Nord du jbel Tiknioune est vertical et le Dogger se renverse localement sur le synclinal. Vers l'Est (coupe 2), le synclinal de Karia est réduit à une lame de Dogger verticale, il est bordé au Sud par l'anticlinal du jbel Issoumer qui le sépare du synclinal d'Aït Attab. Le Lias moyen du flanc Nord de cet anticlinal est affecté de failles verticales en marches d'escalier, puis sa charnière avance vers le Nord et amorce un chevauchement qui va se développer plus à l'Est (coupe 3 fig. 38).

On rejoint ici la structure traverse d'Aït Akkou qui interrompt le synclinal de Karia et marque le passage aux directions EW. Cette structure se relie au Jbel Issoumer par l'intermédiaire de la zone faillée dont nous venons de parler et qui chevauche déjà légèrement vers le Nord.

Le synclinal de Karia est immédiatement prolongé par une autre dépression synclinal qui se développe peu à peu vers l'Est pour donner le synclinal d'Aït Imelloul.

a -- Du Jbel Issoumer au Jbel Tassegdelt (figure 38)

On y trouve un anticlinal (l'anticlinal du jbel Issoumer) relativement simple : vers le Nord, il chevauche légèrement le synclinal d'Aït Imelloul et vers le Sud il forme le rebord Nord, relativement tranquille, du synclinal d'Aït Attab. On observe toutefois dans cette zone un certain nombre de complexités qui sont souvent localisées à proximité de la charnière de l'anticlinal et n'affectent que rarement le bord du synclinal d'Aït Attab.

Le flanc Sud du Jbel Issoumer est accidenté par une faille EW qui fait disparaître en partie ou en totalité le Domérien (coupe 3).

../..

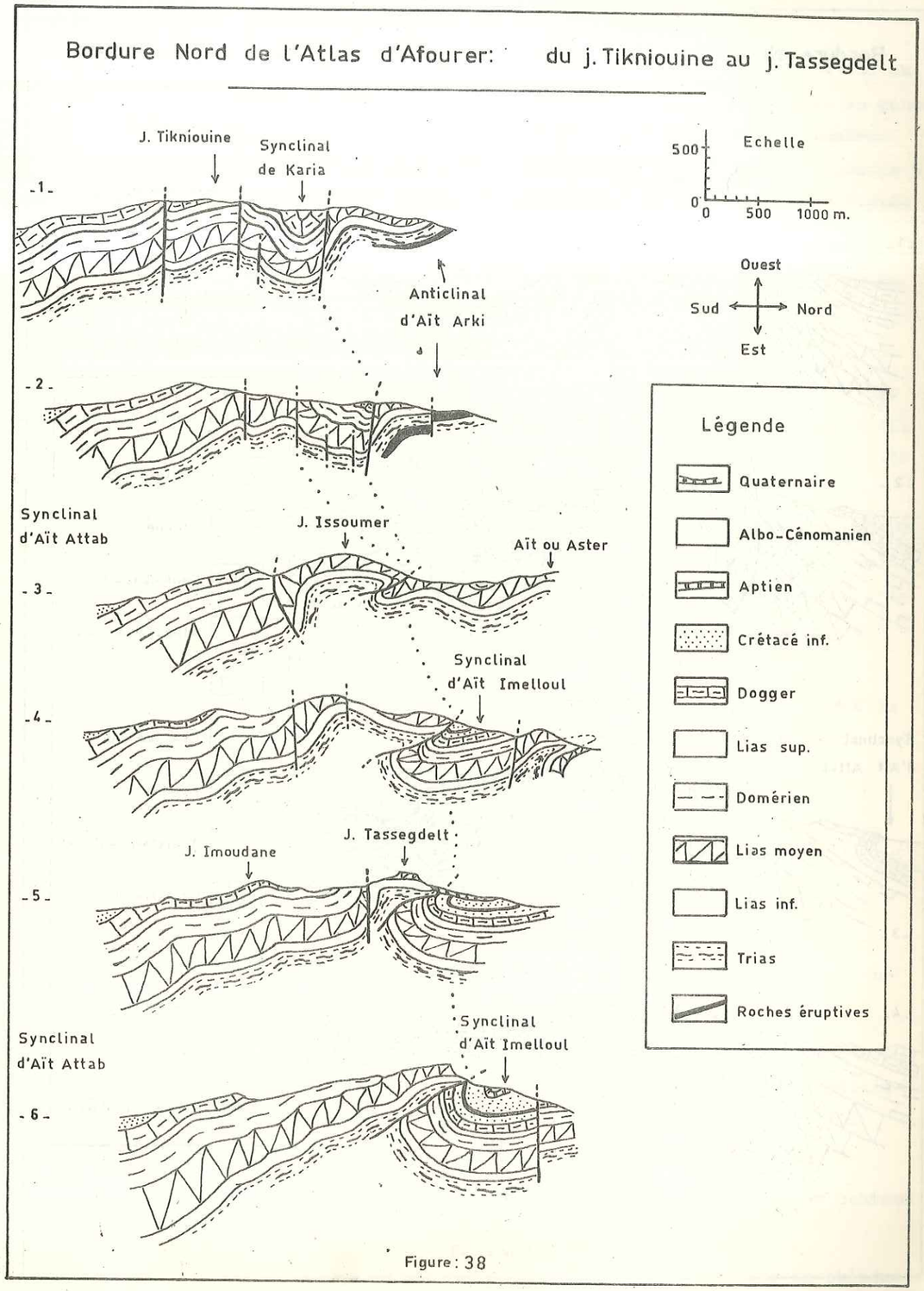


Figure : 38

Relations liants l'Anticlinorium des Béni-Ayat et l'Anticlinal du Tazergount - Aourdémi

(Première Hypothèse) Figure: 40

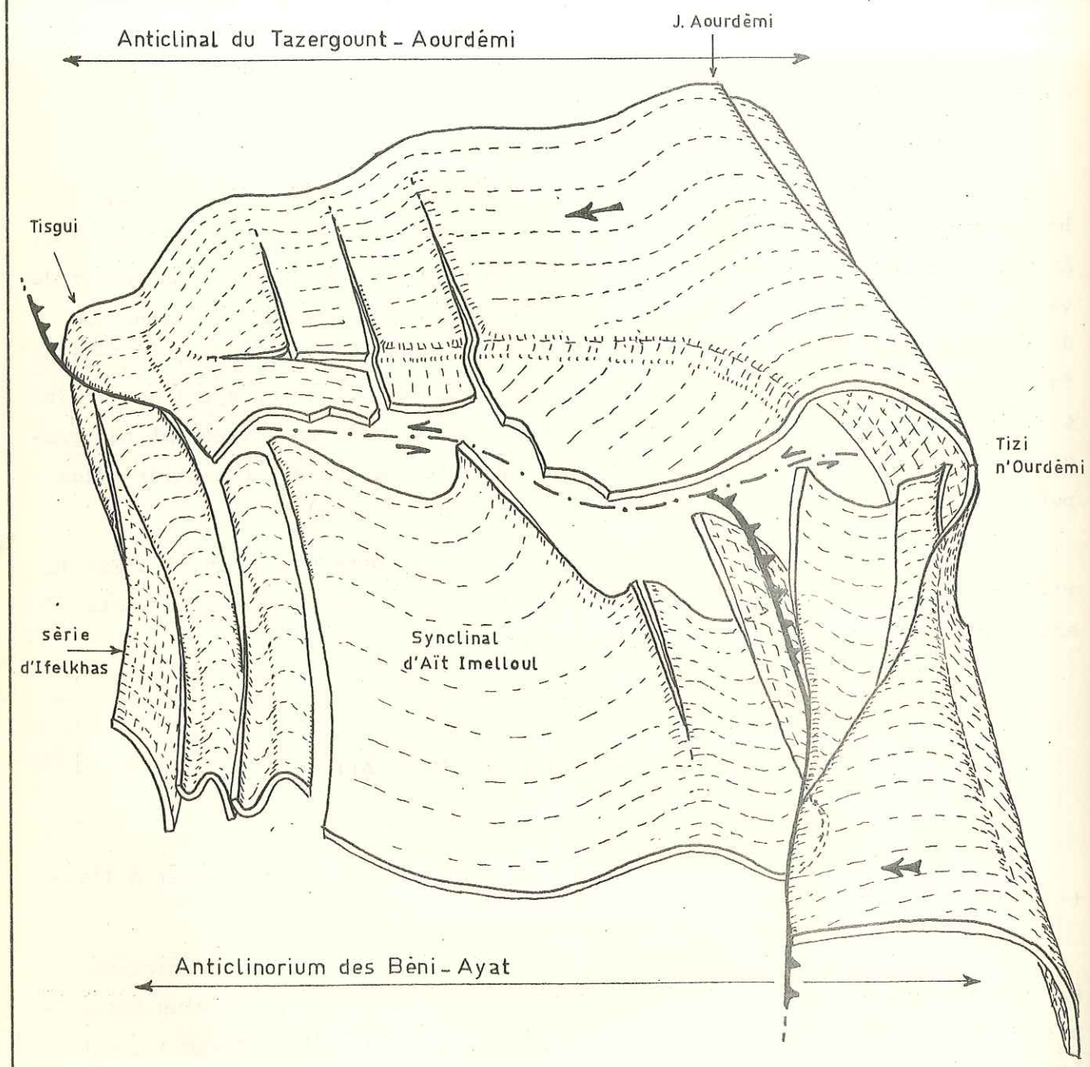


Figure : 40

doute liée à la très importante variation d'épaisseur que l'on observe à ce niveau dans le Lias moyen. Rappelons que celui-ci atteint 1200 à 1300 m dans la l'anticlinal du Tazergount alors qu'il ne dépasse que rarement 200 ou 300 m dans la région des Béni-Ayat.

Nous avons donc ici deux domaines aux caractéristiques très différentes et qui n'ont bien évidemment pas réagi de la même façon aux sollicitations dont ils ont été l'objet. La partie à Lias épais s'est pliée en une grande voûte anticlinale plus ou moins profondément faillée (l'anticlinal du Tazergount-Aourdemi) alors que la zone à Lias réduit a eu des réactions totalement différentes avec des plissements beaucoup plus aigus (réduction du diamètre des charnières due à la réduction de puissance du Lias). Il y a donc entre ces deux domaines une zone de discontinuité correspondant au ravin de Tisgui. L'existence de cette discontinuité rend délicate l'étude des relations existant entre ces deux domaines.

Nous avons vu plus haut que sur le flanc Sud de l'anticlinal du Tazergount-Aourdemi on passait sans discontinuité aux structures de la partie Sud du secteur des Béni-Ayat (cf. fig 39). Les choses sont beaucoup plus complexes sur le flanc Nord car la région de Tisgui, noeud tectonique important, est couverte d'éboulis et de travertins.

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour cette zone :

1) La série renversée d'Ifelkhas passe en tunnel sous la retombée Nord de l'anticlinal du Tazergount et sous le contact anormal que nous avons vu naître au Jbel Issoumer (qui rejoint le bord de l'Atlas en empruntant le ravin de Tisgui) (fig. 40).

2) La série d'Ifelkhas se raccorde au niveau de Tisgui au flanc Nord, à Lias réduit, de l'anticlinal du Tazergount (fig. 41).

La première hypothèse de loin la plus simple nécessite un chevauchement dont l'amplitude augmente d'Ouest en Est, ce qui n'est pas évident car au Tizi N'Ourdemi le chevauchement est pratiquement nul (fig. 39).

La deuxième hypothèse est plus délicate à concevoir. Nous avons vu que dans le secteur de Bou Hamza et d'Oulad Ayad nous avions des structures à comportement "normal" c'est à dire qui tendent à se déverser sur la plaine du Tadla. Par contre, à partir de Tarhseït et surtout de Mgouna, la bordure de l'Atlas se comporte de façon différente. Le Lias moyen de la bordure, qui semble plonger sous les termes stratigraphiques supérieurs de la plaine du Tadla, tend à chevaucher

../..

vers le Sud (c'est à dire vers l'Atlas) (fig. 34 coupes 2-3-4). Ce phénomène est très probablement du comme nous venons de le voir à une faille post plissement qui permet la formation d'une unité renversée (Ifelkhas) ou chevauchante vers le Sud (Mgouna).

Les structures de la région des Béni-Ayat correspondraient alors à une sorte de vaste "pincée" comprimée entre cette unité de bordure et le flanc Nord du synclinal d'Aït Attab. Cette "pincée" s'arrêterait au niveau du ravin de Tisgui (c'est à dire au niveau de la variation d'épaisseur du Lias), le Lias épais ne permettant pas la formation d'un tel phénomène. Ce phénomène revient en fait à considérer les structures de la région des Béni-Ayat comme l'homologue de la voûte de l'anticlinal du Tazergount-Aourdemi, le Lias réduit n'ayant pas permis un plissement en une voûte unique de cette ampleur. Il y aurait alors eu une sorte d'"effondrement" de la voûte de l'anticlinal le long de la ligne de réduction d'épaisseur, "effondrement" qui se serait en fait traduit par un plissement différentiel de part et d'autre de la zone de variation d'épaisseur du Lias.

Cette hypothèse n'exclut pas la possibilité d'un passage en tunnel de la série d'Ifelkhas sous la retombée Nord de l'anticlinal du Tazergount ; passage en tunnel qui se serait produit lors de la phase finale de compression qui a déformé l'ensemble des structures de cette zone comme nous allons le voir.

F - LOBE CHEVAUCHANT DU TAZERGOUNT- AOURDEMI

(Fig. 42)

L'anticlinal du Tazergount - Aourdemi est relativement bien connu : il a été étudié par P. Lévêque, puis traversé de part en part par la "galerie d'Afourer" qui amène les eaux du barrage de Bin - El Ouidane à l'usine hydroélectrique d'Afourer. Il s'agit d'un anticlinal de Lias disymétrique à flanc Nord assez fortement redressé. La tranquillité de cet anticlinal surprend après les complications tectoniques que nous avons observées dans la région des Béni-Ayat dont il est la suite . Il faut sans doute chercher l'explication de ce contraste dans l'important développement du Lias moyen calcaréo-dolomitique dont nous venons de

../..

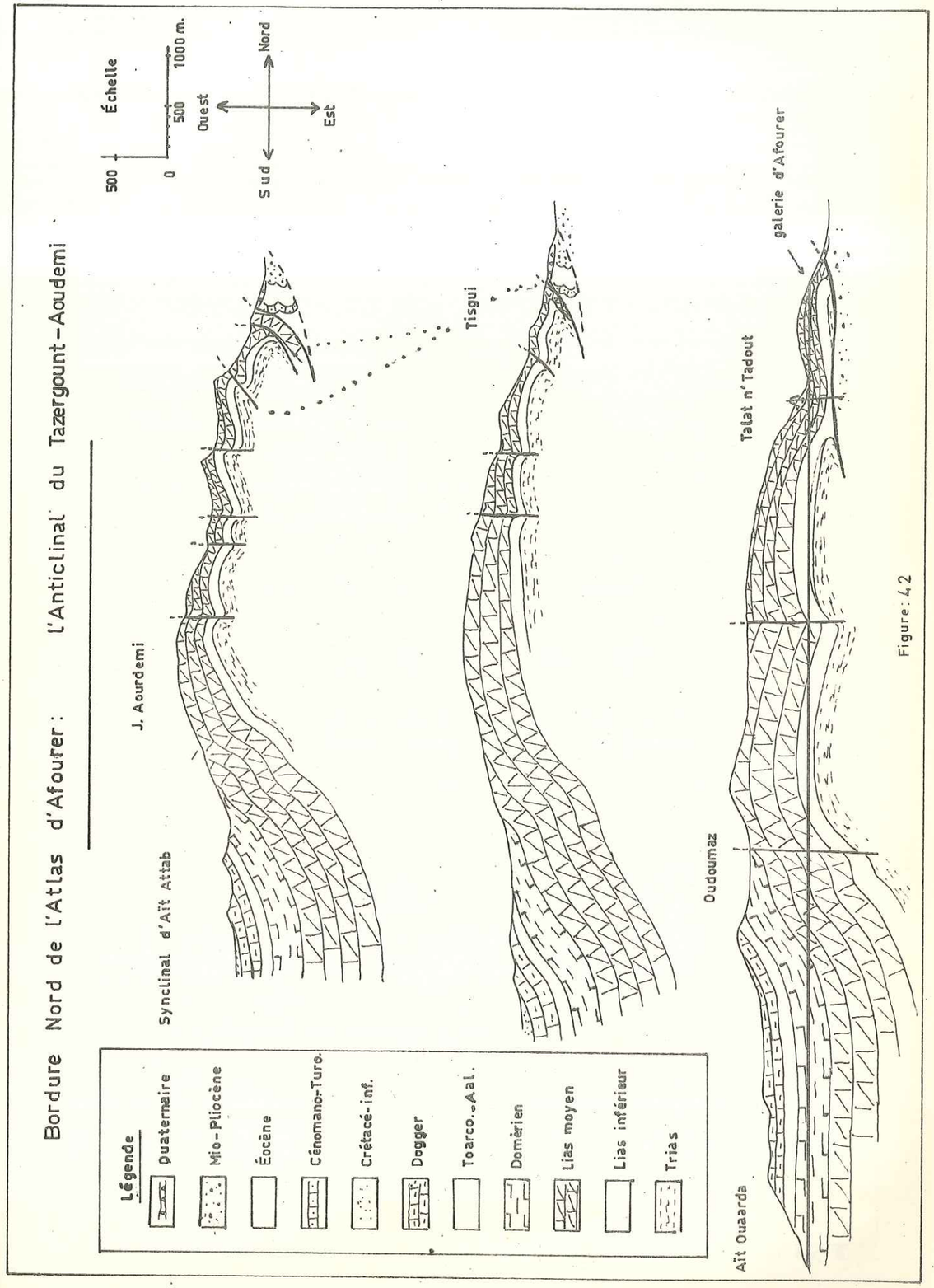


Figure: 42

parler. Ce lias moyen, de par son épaisseur et sa nature devait être très rigide, et ne pas permettre l'existence de plissements aussi aigus que ceux que nous venons de voir. Toutefois l'anticlinal ne semble pas entièrement constitué de lias moyen aussi épais : les collines basses qui dominent Afourer ou les replis à coeur de Lias moyen que l'on observe à l'Est (dans la montée du Tizi R'Nim) et qui affecte sa retombée Nord, ne paraissent pas compatibles avec une telle épaisseur de calcaires et de dolomies. Si l'épaisseur du Lias moyen reconnue au droit de l'anticlinal atteint près de 1200 à 1300 m, une telle épaisseur n'a jamais été mise en évidence sur le pied Nord de l'anticlinal. Bien au contraire, P. Lévêque signale qu'un sondage effectué à Talat N'Tadout, juste au-dessus d'Afourer a rencontré à 230 m de profondeur une formation conglomératique "rappelant étrangement les faciès "Pontiens" de la bordure Nord-Atlasique". Comme nous l'avons déjà dit il semble qu'il existe une très rapide réduction d'épaisseur du Lias moyen sur le flanc Nord de l'Anticlinal du Tazergount. C'est très probablement cette brusque variation de puissance qui, prenant en écharpe l'anticlinal au niveau de Tisgui, est à l'origine de la variation de style tectonique que l'on observe de part et d'autre du ravin de Tisgui.

Les rapports de l'anticlinal du Tazergount-Aourdemi avec la plaine du Tadla sont encore assez énigmatiques, en effet : P. Lévêque signale que "la dolomie semble plonger brusquement sous les termes stratigraphiques supérieurs de la plaine du Tadla" ; mais que le sondage de Talat N'Tadout a rencontré des formations rapportées au Pontien à une côte voisine de celle de la plaine du Tadla (470 m) et ce à 1500 m environ du pied Nord de l'anticlinal. Il semble donc que cet anticlinal chevauche au moins partiellement la plaine du Tadla.

C - ESSAI D'INTERPRETATION DE LA ZONE DE BORDURE

(fig. 43 et 44)

Nous avons vu que la zone de bordure de l'Atlas d'Afourer se composait de toute une succession de saillants et de redans. Cette disposition caractéristique mérite qu'on s'y arrête quelques instants.

Nous avons vu que, dans la région de Bezou, l'Atlas d'Afourer à peine sorti de la plaine, commençait à chevaucher vers le Nord, chevau-

../..

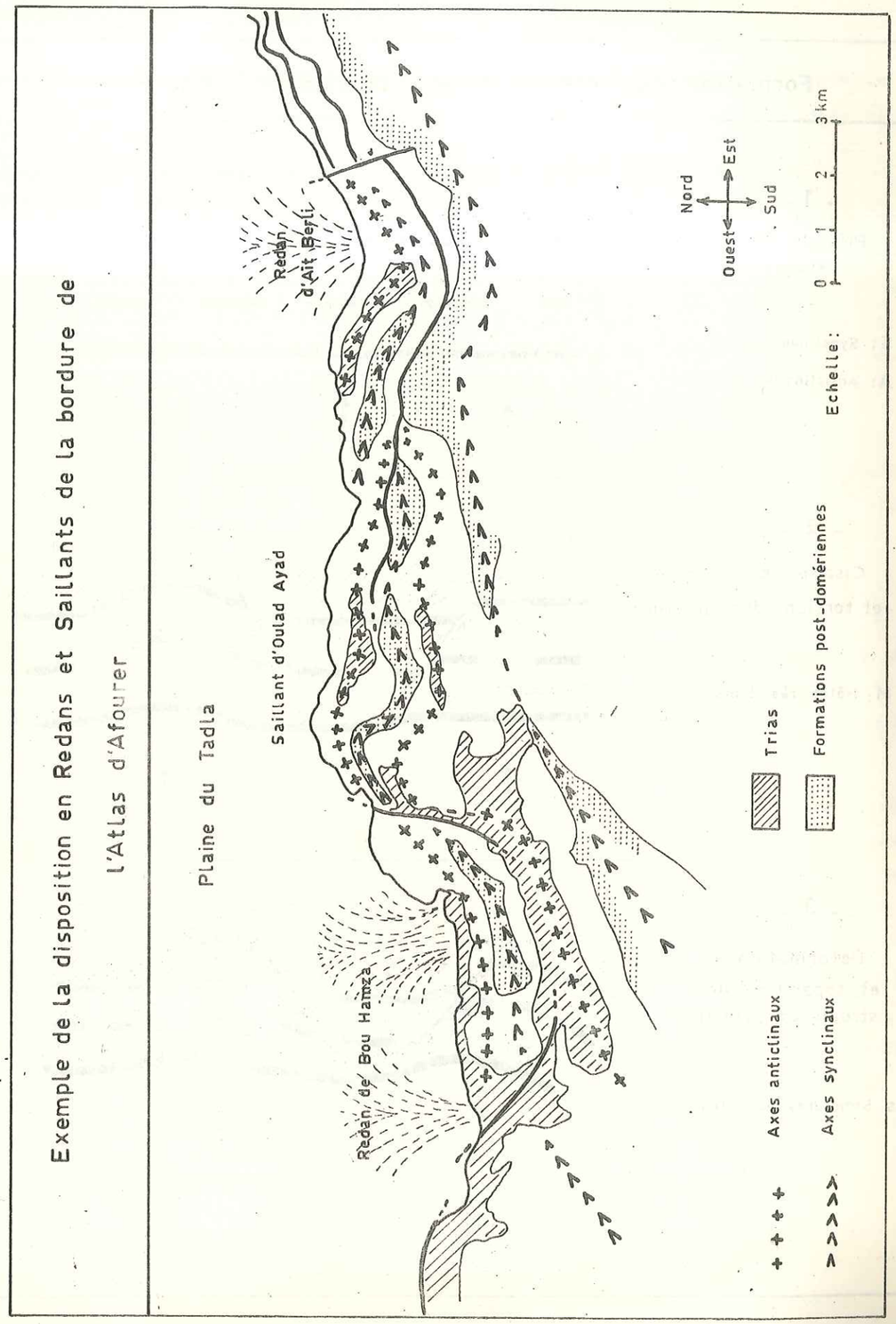
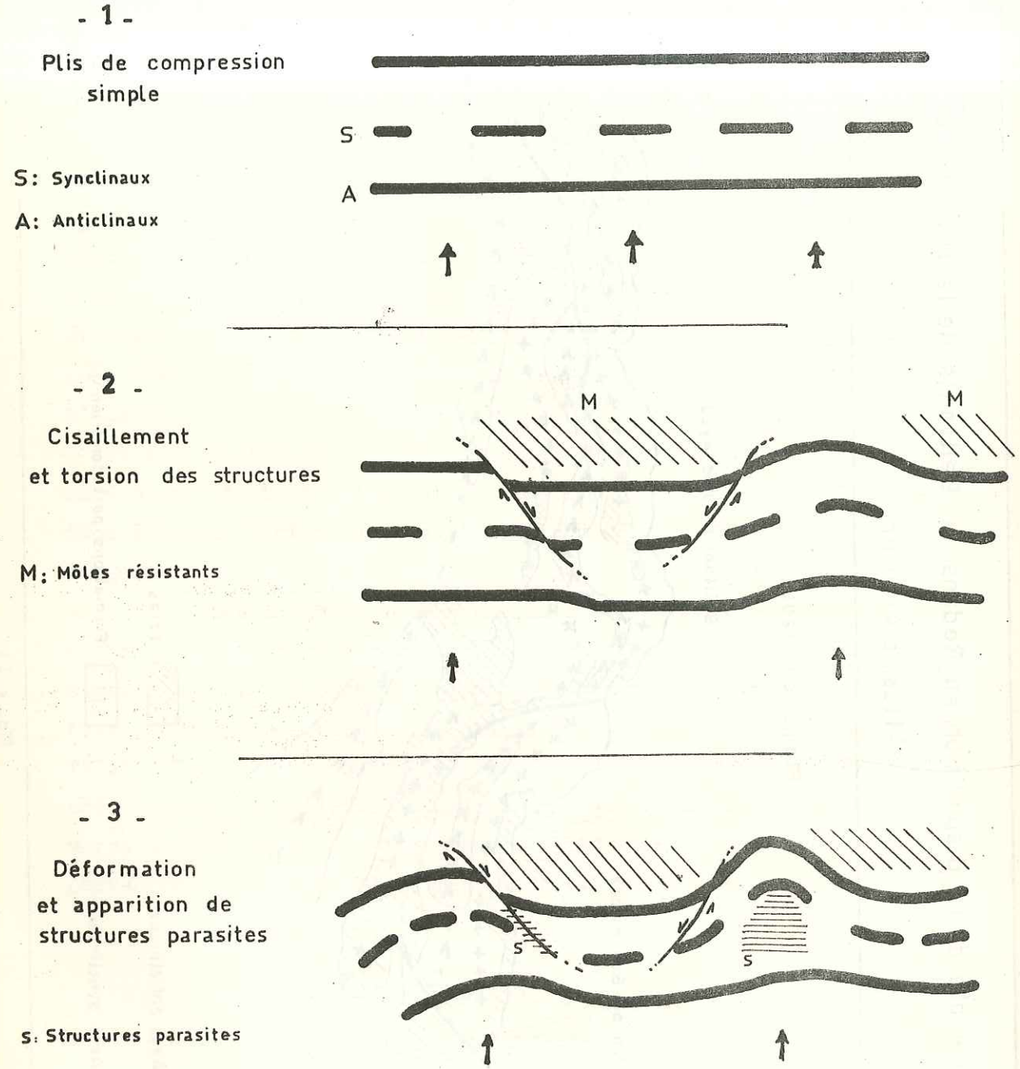


Figure : 43

Formation des redans et des saillants figure : 44



chement qui est particulièrement bien visible dans ce que nous avons appelé le lobe du Jbel Bou Karoum (cf. planche II). Vers l'Est, à partir de Bou Hamza et jusqu'à Aït Berli, les choses sont par contre beaucoup moins nettes, le Lias moyen de l'Atlas semble plonger sous les termes stratigraphiques supérieurs de la plaine. Plus loin, d'Aït Berli à Tisgui, on observe à la base de l'Atlas un contact anormal souligné par une série Crétacé-Eocène renversée ou verticale. Plus à l'Est encore le Lias moyen de l'anticlinal du Tazergount-Aourdemi semble de nouveau plonger sous les termes stratigraphiques supérieurs de la plaine, mais ici, un sondage effectué sur la bordure de l'Atlas a révélé la présence d'un conglomérat Pontien sous l'Atlas, à près d'un kilomètre et demi de la retombée de l'anticlinal.

Il ne semble donc pas que dans cette zone l'Atlas chevauche largement la plaine. D'autre part les saillants et les redans de cette bordure ne sont pas purement morphologiques mais ont souvent une origine structurale.

L'étude de ces redans et de ces saillants nous montre en effet qu'ils sont soit constitués par des structures franchement déformées comme le redan d'Aït Berli (fig. 43) ou le saillant d'Oulad Ayad (fig. 43) soit par des structures peu déformées mais limitées par de petites failles décrochantes comme la faille de Tibadiine qui permet l'avancée du lobe chevauchant du Jbel Bou Karoum par rapport au redan de Bou Hamza (fig. 43).

Il semble donc que l'on ait eu d'abord une phase de plissement donnant des structures EW puis déformation ou cisaillement de ces structures par écrasement sur le remplissage tertiaire et quaternaire de la plaine du Tadla, les structures venant se mouler sur les irrégularités de la bordure de la plaine (fig. 44). Ces irrégularités ou "môles résistants" peuvent correspondre à de grands cônes de déjections comme cela semble être le cas pour le redan de Bezou qui correspond à l'immense cône de déjection de l'Oued El Abid. De même les redans de Bou Hamza, d'Aït Berli et de Tisgui semblent également correspondre à d'importants cônes de déjections bien que ceux-ci soient nettement moins marqués que celui de l'Oued El Abid.

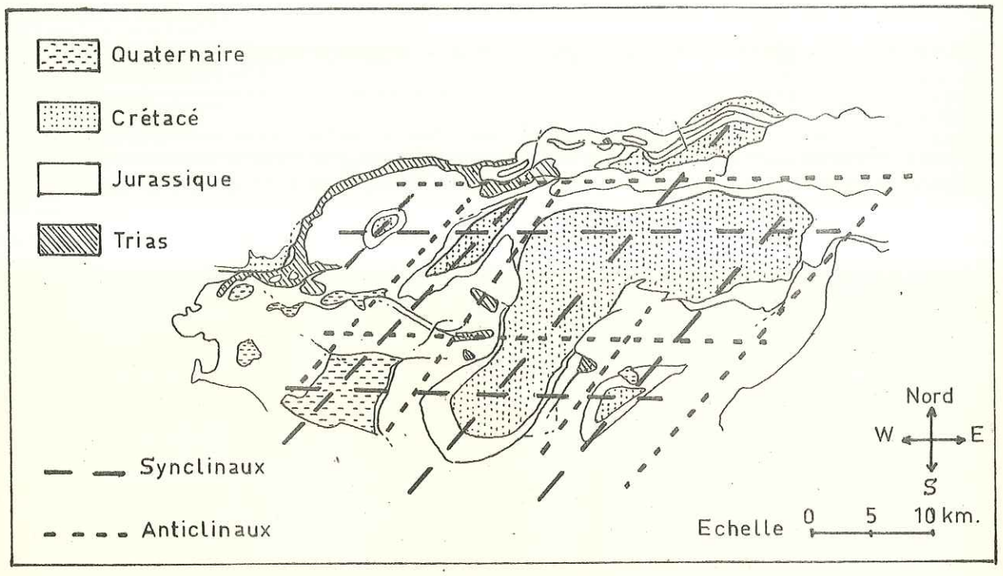
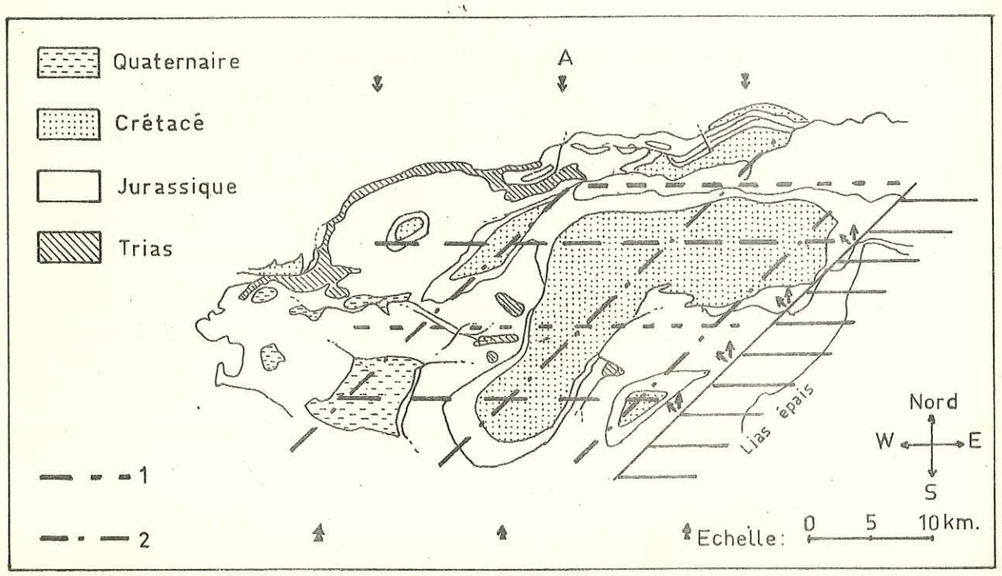


Figure: 45 Principales directions de plissement de l'Atlas d'Afourer

Figure: 46 Hypothèse du rôle directeur du Lias épais
1 Structures dues directement à "A"
2 Structures orientées comme le Lias épais



III - ESSAI D'INTERPRETATION D'ENSEMBLE DES STRUCTURES DE LA REGION D'AFOURER

Tout au ong de cette étude structurale, nous avons parlé de structures changeant de directions ou étant relayées par des structures de directions différentes. En fait, un simple regard sur la carte géologique ou même sur la carte topographique, confirme l'existence dans cette région de deux directions structurales majeures : l'une E-W et l'autre NE-SW. Il importe donc de rechercher les causes d'un tel dispositif et éventuellement, la chronologie des structures qui le compose.

- 1°/ hypothèse : "le carton à oeufs" (fig. 45)

Dans cette hypothèse les structures de la région d'Afourer résulteraient de la superposition de deux phases de plissements d'orientation différente, l'une EW, l'autre NE-SW. Cette hypothèse que la disposition des structures suggère au premier abord comme le montre la figure 45, se heurte toutefois à plusieurs difficultés dont la plus importante est la difficulté que l'on éprouve à trouver dans quel ordre chronologique se sont formées ces structures. En effet, selon les critères que l'on considère, on trouve :

- que les structures EW sont postérieures aux structures NE-SW comme semble l'indiquer l'étranglement de la branche médiane du synclinal d'Aït Attab ou la direction EW des structures de la bordure ou encore les étirements et les torsions qui affectent certaines structures NE-SW comme le synclinal de Karia.

- ou que, à l'inverse, les structures NE-SW sont postérieures aux structures EW : l'ensemble des structures de la zone des synclinaux (à part la branche Nord du synclinal d'Aït Attab) s'oriente essentiellement NE-SW et semble interrompre les alignements E-W comme l'alignement Aït Salah, Karia, Aït Attab ou Sidi Youb, Aït Attab, Ouzoud.

- 2°/ hypothèse (fig. 46)

Une étude régionale rapide permet de constater que c'est essentiellement à l'Ouest de l'anticlinal d'Aït Abdallah Tagoudit que l'on observe de façon nette une telle superposition de directions structurales. Or l'anticlinal d'Aït Abdallah-Tagoudit correspond assez sensiblement à la zone de réduction brutale du Lias moyen, zone qui s'oriente approximativement NE-SW. Si on admet l'existence d'une phase de compression NS (entrainant la création de structure EW), on peut penser que la zone à Lias moyen épais tend à se déplacer vers la zone à

../..

Lias moyen réduit, et provoque ainsi la création d'une compression NW-SE qui pourrait être à l'origine des structures NE-SW, c'est à dire parallèles à la zone de réduction d'épaisseur (fig. 46).

Toutefois il ne semble pas qu'un tel phénomène puisse avoir une répercussion autre que locale et pouvoir être à l'origine des directions structurales relativement éloignées comme le synclinal de Karia par exemple.

On pourrait cependant se demander si ce phéno-mène ne permettrait pas de rajeunir des structures NE-SW déjà existantes, ce qui donnerait une phase NE-SW puis une phase EW pouvant rajeunir certaines structures NE-SW par suite du rôle directeur du Lias massif et rendrait ainsi difficile l'établissement de l'ordre chronologique dans lequel se sont formées les structures.

Cette hypothèse expliquerait assez bien certaines structures d'allure déformée comme le synclinal de Karia. Cette déformation qui serait dûe à l'action de la phase EW sur les structures NE-SW, donnerait ainsi de vastes ensembles en forme de "S" étirés.

Cette solution n'est toutefois pas totalement satisfaisante car il est, ici aussi, difficile d'imaginer que l'action directrice du Lias massif s'étende sur toute la zone d'Afourer ce qui nous ramène au cas précédent.

- 3°/ hypothèse : (fig. 47)

Lorsqu'on examine la carte d'Afourer on est frappé par le fait que l'alignement E-W formé par les synclinaux d'Aït Salah, de Karia et d'Aït Attab, de même que celui formé par les synclinaux de Sidi Youb, d'Aït Attab et d'Ouzoud, semblent être constitués de synclinaux en "amande" orientés NE-SW et s'échelonnant suivant une direction EW (1 fig. 47). On peut donc se demander s'il ne s'agit pas de plis en échelons qui seraient provoqués par plusieurs décrochements de socle dextres, parallèles à la bordure de l'Atlas d'Afourer. Ces plis en échelons seraient ensuite repris dans une phase de compression NS qui serait à l'origine de la bordure Nord de l'Atlas et des plis EW (2 fig. 47).

Cette hypothèse qui aboutit à un résultat assez analogue à la précédente, permet cependant d'expliquer de façon plus satisfaisante les déformations et les étirements des structures NE-SW et en particulier les structures en "S" étirés.

../..

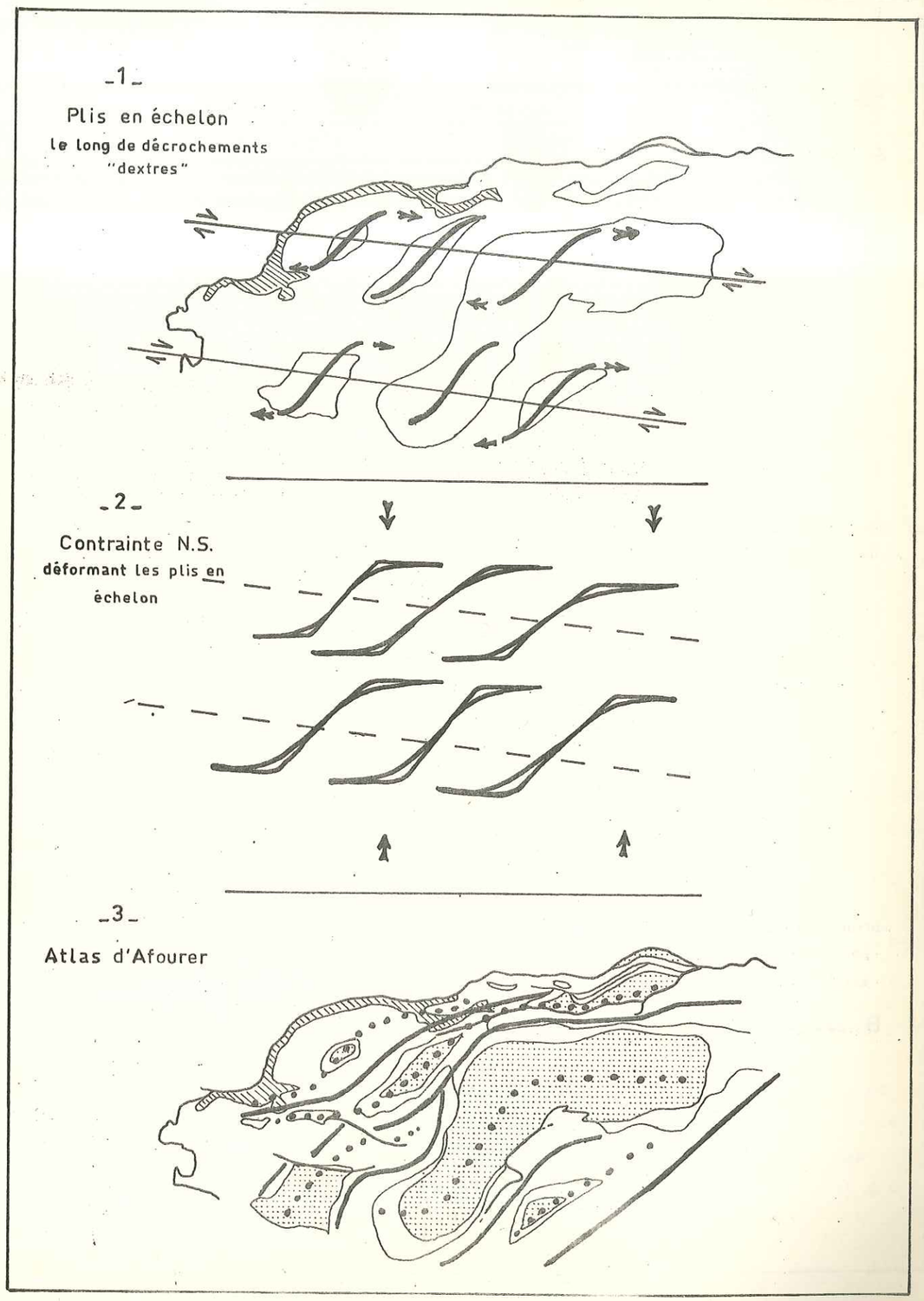


Figure: 47

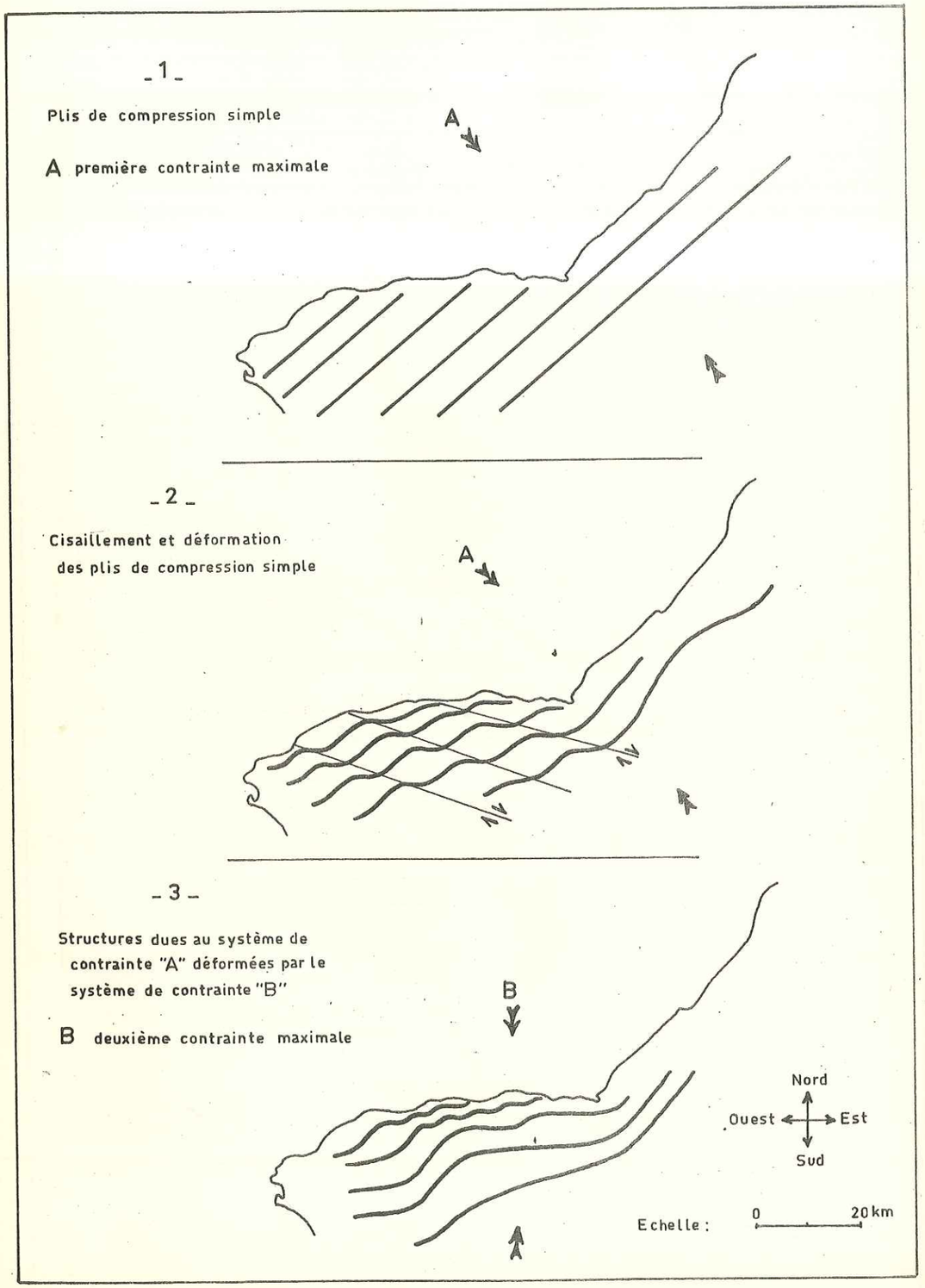


Figure : 48

On comprend toutefois mal dans ce cas que ce dispositif soit essentiellement limité à la région d'Afourer et ne se retrouve pas par exemple à l'Est de cette zone. L'anticlinal d'Aït Abdallah-Tagoudit, qui borde la région d'Afourer à l'Est, ne semble pas par exemple affecté par ces déformations (fig. 47).

- 4°/ hypothèse (fig. 48)

Les structures NE-SW semblent avoir une extension régionale très importante et se retrouve en particulier dans tout l'Atlas de Béni-Mellal où elles dominent largement les structures EW. Elle semblent donc bien résulter d'un système régional de contraintes à composante maximale NW-SE. Or, nous avons vu que dans la région de Zaléguène, ce système de contraintes pouvait être à l'origine de torsions et de structures obliques voisines d'E-W par évolution progressive du système, entrainant la déformation de plis initialement NE-SW (plis de compression simple), par des torsions, des décrochements et des plis d'entrainement (fig. 26).

Une telle hypothèse, qui s'applique fort bien aux structures de la région de Karia-Zaléguène (fig. 27), explique également les étirements et les torsions qui affectent certaines structures. Toutefois elle ne semble pas suffisante pour expliquer les structures EW de grande extension tel le jbel Tazergount, la branche Nord du synclinal d'Aït Attab etc...

Ces dernières structures pourraient alors être dues à une phase de compression tardive NS, phase de compression qui serait à l'origine de l'écrasement final de l'Atlas d'Afourer sur la plaine du Tadla. Ce système tardif de contraintes aurait lui aussi une évolution progressive entrainant (fig. 44) :

1°. La création de plis de compression simple orientés E.W.
2°. La formation de petits accidents cisaillents décrochant ces structures.
3°. La déformation de l'ensemble de ces structures par écrasement contre les irrégularités de la plaine.

En ce qui nous concerne, nous pensons que cette quatrième hypothèse est la plus satisfaisante et qu'on a donc dans l'Atlas d'Afourer un ensemble de structures ayant une origine polyphasée du type "carton à oeufs" mais où les deux systèmes de contraintes ont eu une évolution progressive que l'on peut décomposer en trois phases :

../..

1 - création de structures de compression simple.
2 - cisaillement de ces structures par de petits décrochements.
3 - déformation de l'ensemble, soit par buttées sur des "môles résistants", soit par création de plis d'entrainement le long des décrochements.

On voit donc que la superposition de deux systèmes de ce genre rend délicate toute interprétation basée sur l'ordre chronologique des structures. En effet les deux systèmes de contraintes bien qu'ayant une composante maximale d'orientation différente peuvent créer des structures de même orientation. La paléogéographie du Lias pouvant par ailleurs jouer un rôle directeur complémentaire dont il est difficile d'évaluer l'importance mais qui pourrait expliquer le fait que l'anticlinal d'Aït-Abdallah - Tagoudit ne semble pas déformé.

QUATRIEME PARTIE

****

CONCLUSION GENERALE

****

L'ATLAS D'AFOURER DANS SON CADRE REGIONAL

Au moment de terminer cette étude sur l'Atlas d'Afourer, nous voudrions aborder un problème un peu plus vaste et qui dépasse les limites de cette région. Il s'agit des rapports entre le domaine de la plaine du Tadla et celui de l'Atlas de Béni-Mellal.

La brusque surrection de l'Atlas de Béni-Mellal au-dessus de la plaine du Tadla, pose un problème important, car la plaine du Tadla forme un domaine extrêmement calme qui vient butter brusquement contre l'Atlas, véritable muraille de plus de 1000 m. de haut au niveau de l'anticlinal du Tazergount et de près de 2000 m. au jbel Tassemit et au jbel R'Nim.

- P L A N -

I - RAPPORTS ATLAS-PLAINE DU TADLA DANS LA REGION D'AFOURER

II - HYPOTHESE SUR LA STRUCTURE DE LA FOSSE ATLASIQUE.

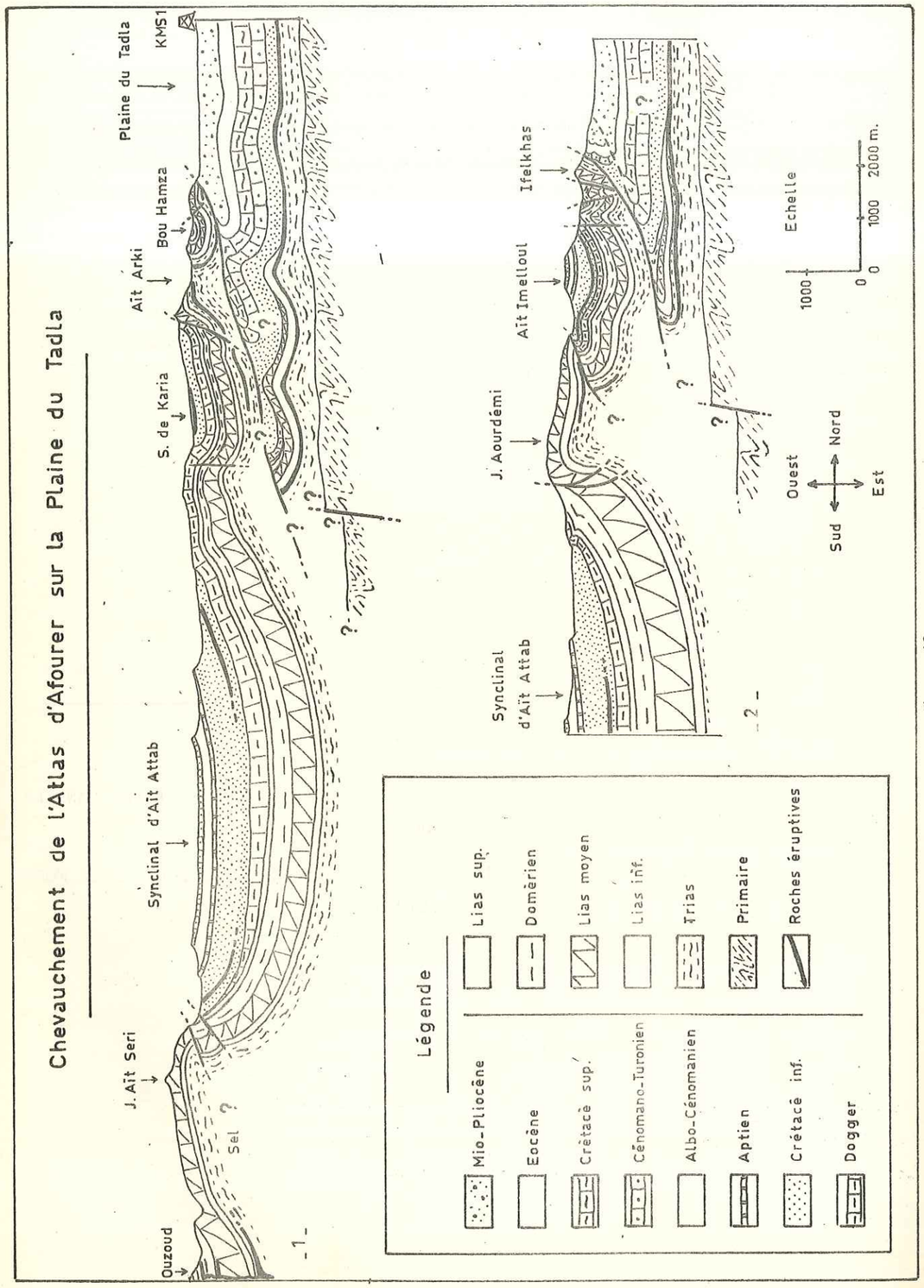


Figure: 49

I - RAPPORTS ATLAS-PLAINE DU TADLA DANS LA REGION D'AFOURER

L'étude de ce problème des relations Atlas-Plaine du Tadla prend ici une importance particulière car il pourrait avoir des conséquences économiques importantes puisqu'un permis de recherche d'hydrocarbures a été pris dans la plaine du Tadla au pied même de l'Atlas de Béni-Mellal.

L'emplacement de ce permis paraît en effet extrêmement favorable puisqu'on observe des formations récifales sur les bordures de l'Atlas. Les pétroliers espéraient rencontrer, sous la plaine du Tadla, les biseaux de ces formations, biseaux qui auraient pu être de très bons pièges à hydracarbures par suite du calme tectonique de la plaine.

Un premier forage a donc été implanté assez loin de l'Atlas (1) mais il n'a pas rencontré ces biseaux. Il fut donc décidé d'implanter un nouveau sondage mais cette fois au pied même de l'Atlas, dans la région d'Oulad Ayad (2). Nous avions fait remarquer à ce sujet que, vu la très rapide diminution de puissance du Lias observé dans l'Atlas au niveau d'Afourer, la présence de biseaux de Lias sous la plaine était peu probable, même en cas d'un faible chevauchement de l'Atlas. Effectivement ce forage n'a pas rencontré de Lias.

Il convient donc d'essayer de voir dans quelle mesure cette étude stratigraphique et structurale de l'Atlas d'Afourer peut nous permettre de mieux comprendre les rapports qui lient ces deux ensembles.

Comme les terrains de la plaine ne semblent pas se redresser à proximité de l'Atlas et qu'il n'y a pas de biseaux de Lias sous la plaine, tout portait à penser à un chevauchement important de l'Atlas, mais nos observations sur l'Atlas d'Afourer conduisent à une conclusion inverse. C'est pourquoi nous avons essayé d'établir une coupe partant du forage d'Oulad Ayad et traversant les principales structures de l'Atlas d'Afourer (fig. 49). On constate alors que, si l'on place sous le synclinal d'Aït Attab une série stratigraphique complète avec seulement 500 m de Trias, c'est à 2800 m environ sous le niveau de la plaine que se situerait le socle primaire alors que celui-ci a été rencontré à 1900 m seulement dans le forage d'Oulad Ayad. Il serait donc encore plus bas si l'on avait à ce niveau un redoublement de série.

Or, les profils séismiques effectués dans la plaine jusqu'à la bordure de l'Atlas donnent, pour le socle, un pendage Sud (vers l'Atlas) de quelques degrés seulement.

../..

(1) Sondage D.R.Z. 1
(2) Sondage K.M.S. 1

On voit donc, que d'un point de vue purement géométrique, on obtient un chevauchement qui ne semble pas devoir dépasser la zone anticlinale de bordure c'est à dire 2 km à 2,5 km environ dans les festons les plus avancés. Ce chevauchement est cependant plus important que ne le laissaient prévoir les études de la bordure même de l'Atlas. Cette anomalie peut en fait s'expliquer assez facilement si on admet que la bordure de l'Atlas s'est formée en deux temps :

1) une phase tangentielle entrainant un chevauchement peu important ;

2) une phase de compression entrainant l'écrasement du front de chevauchement sur des môles résistants qui semblent être des cônes de déjections formés après la première phase.

Nous avons vu plus haut que cette phase de compression tardive se retrouvait dans les structures de la région d'Afourer où elle correspondrait à des structures EW.

Par contre la phase tangentielle ne semble pas avoir laissée de traces particulières. On peut se demander si elle ne serait pas liée à la phase de compression qui est à l'origine des structures NE-SW de l'Atlas d'Afourer. Cette phase, la plus importante de l'Atlas de Béni-Mellal, ne se retrouve pas dans la plaine du Tadla. On peut donc, se demander si elle ne serait pas à l'origine d'un décrochement "forcé" dextre, imposé par la limite Atlas-plaine (fig. 34). Le chevauchement ne correspondrait alors qu'à des bravues en festons, le long de ce décrochement.

Cette hypothèse est d'ailleurs tout à fait en accord avec ce que nous avons vu plus haut sur les structures de l'Atlas d'Afourer.

On aurait en effet dans ce cas (fig. 50) :

1) un décrochement "forcé", imposé par la limite Atlas-Plaine ;

2) toute une succession de décrochements "normaux", fonctions de l'orientation NW-SE de la contrainte maximale. Ce serait ces décrochements (ou la tendance à la constitution de tels décrochements) qui seraient à l'origine des déformations et des plis d'entrainement liés à cette phase de compression NW-SE et dont nous avons souligné l'importance au paragraphe précédent.

L'ensemble aurait ensuite été repris par la phase de compression finale Nord-Sud.

../..

A - Décrochement "Forcé" imposé par la limite Atlas-Plaine

B - Décrochements "normaux" fonction de la contrainte maximale

C - Structures déformées par "B"

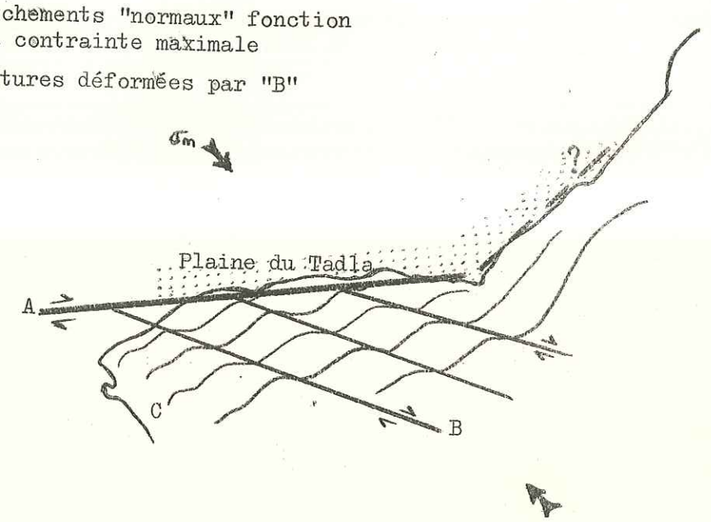


Figure 50

Il ne nous a pas été possible de préciser l'âge de ces divers mouvements. Notons simplement qu'apparement les terrains les plus récents qui semblent affectés par le chevauchement appartiennent au Mio-Pliocène des auteurs : formation d'âge imprécis qui va des conglomérats à restes de vertébrés du Miocène supérieur de Béni-Mellal aux marnes conglomératiques "rose saumon" du "Pliocène probable".

Les formations du Villafranchien ne semblent pas être affectées ; cependant des rejeux récents ont parfois déformé le Villafranchien ancien. Dans la branche Nord du synclinal d'Aït Attab par exemple, on observe, près d'Aïn Ibouina, un niveau Villafranchien ancien qui montre un pendage Sud important (15 à 20°), pendage qui augmente rapidement à l'approche du bord Nord du synclinal et passe à la verticale au pied Sud du jbel Aourdémi au niveau où le Dogger se renverse sur le Crétacé inférieur du synclinal.

Il ne serait donc pas impossible que sur la bordure de l'Atlas, le Villafranchien ancien soit localement impliqué dans ldes rejeux récents de cette bordure, sans qu'il soit toutefois possible de préciser l'ampleur de ces mouvements.

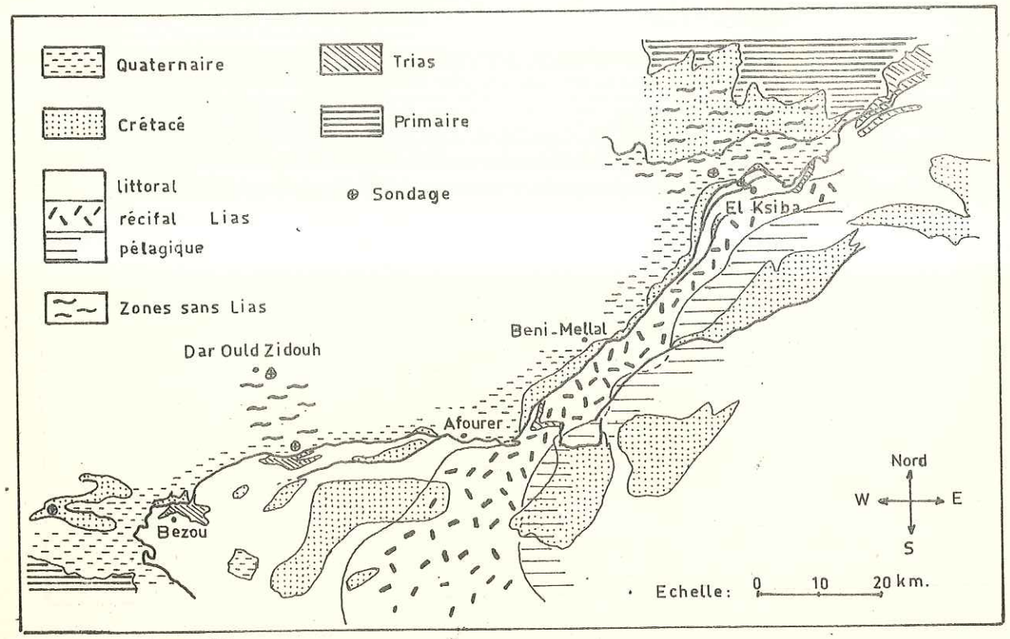
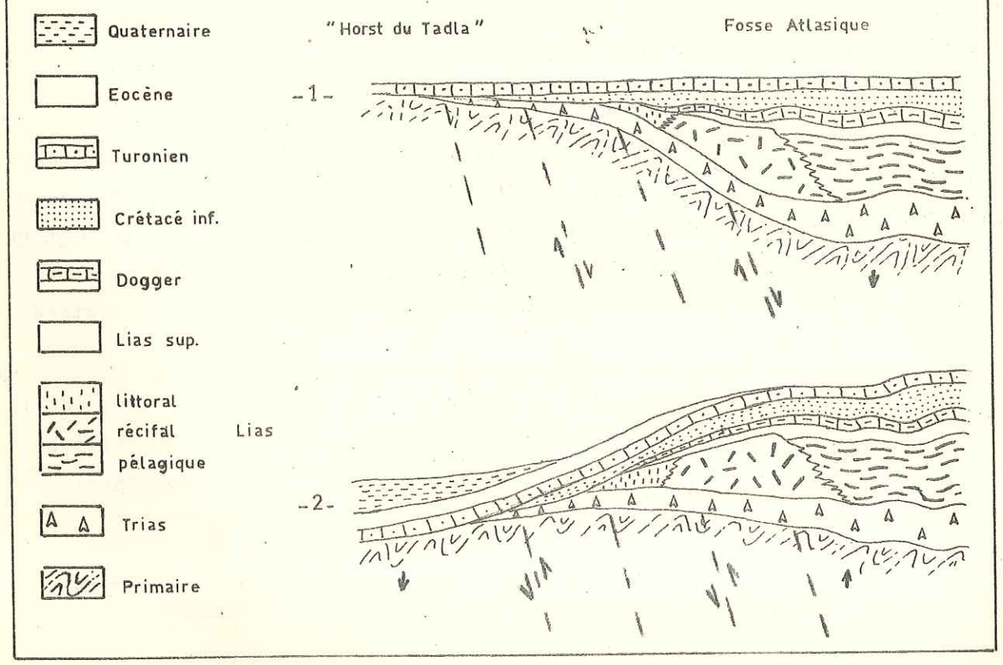


Figure: 51

Figure: 52



II - HYPOTHESE SUR LA STRUCTURE DE LA FOSSE ATLASIQUE

Les schémas paléogéographiques du Lias que nous avons établis (fig.51) nous permettent de reconstituer l'allure de la fosse atlasique à cette époque. Il s'agissait sans doute d'un bassin avec une sédimentation pélagique au centre, (vers le S.E.) mais dont les bordures portaient de puissantes formations récifales audelà desquelles on ne rencontrait plus qu'une sédimentation littorale réduite. Ce schéma correspond assez bien à celui d'un bassin ou d'une fosse à bordures vives et tectoniquement actives, le long desquelles se développe une frange récifale.

Tout se passe comme si la fosse altasique était un vaste graben limité au N.W. par une zone à valeur de horst : "Le Horst du Tadla" sur lequel la sédimentation liasique était absente ou très réduite (fig. 52 coupe 1).

L'effondrement de la fosse atlasique va s'atténuer peu à peu pour s'arrêter définitivement avant le Jurassique supérieur et le Crétacé Inférieur. Seule une sédimentation gréso-pélitique (provenant probablement de l'érosion du "Horst du Tadla") se dépose alors dans des lagunes qui existent encore çà et là dans l'Atlas, en particulier dans la zone des synclinaux de l'Oued El Abid. Une première passée marine se développe à l'Aptien, dans cette même zone, puis au Cénomano-Turonien, la mer semble avoir recouvert aussi bien le "Horst du Tadla" que l'Atlas. La sédimentation phosphatée qui se développe ensuite pénètre encore un peu dans l'Atlas mais déjà celui-ci commence à s'élever et bientôt les positions vont s'inverser entre la plaine du Tadla et l'Atlas : la plaine va être envahie par une importante sédimentation tertiaire et quaternaire alors que l'Atlas se surélève et s'errode (fig. 52 coupe 2).

Nous avons donc ici deux domaines très différents mais qui ont évolué de façon relativement simple. La discontinuité très marquée que l'on observe entre ces deux ensembles, n'est en fait dûe qu'à une évolution en "horst et graben", que les rapides variations sédimentaires (que l'on observe dans la zone de passage d'un domaine à l'autre) soulignent de façon caractéristique.

On comprend alors pourquoi nous avons ici côte à côte deux domaines très différents et qu'il ne devient plus nécessaire de faire chevaucher l'Atlas de façon importante pour que la zone de passage ait disparu, celle-ci devait en effet être très étroite. Il faut cependant noter que si les faciès d'arrière récif semblent peu développés entre El Ksiba et Béni-Mellal, ils sont par contre très

../..

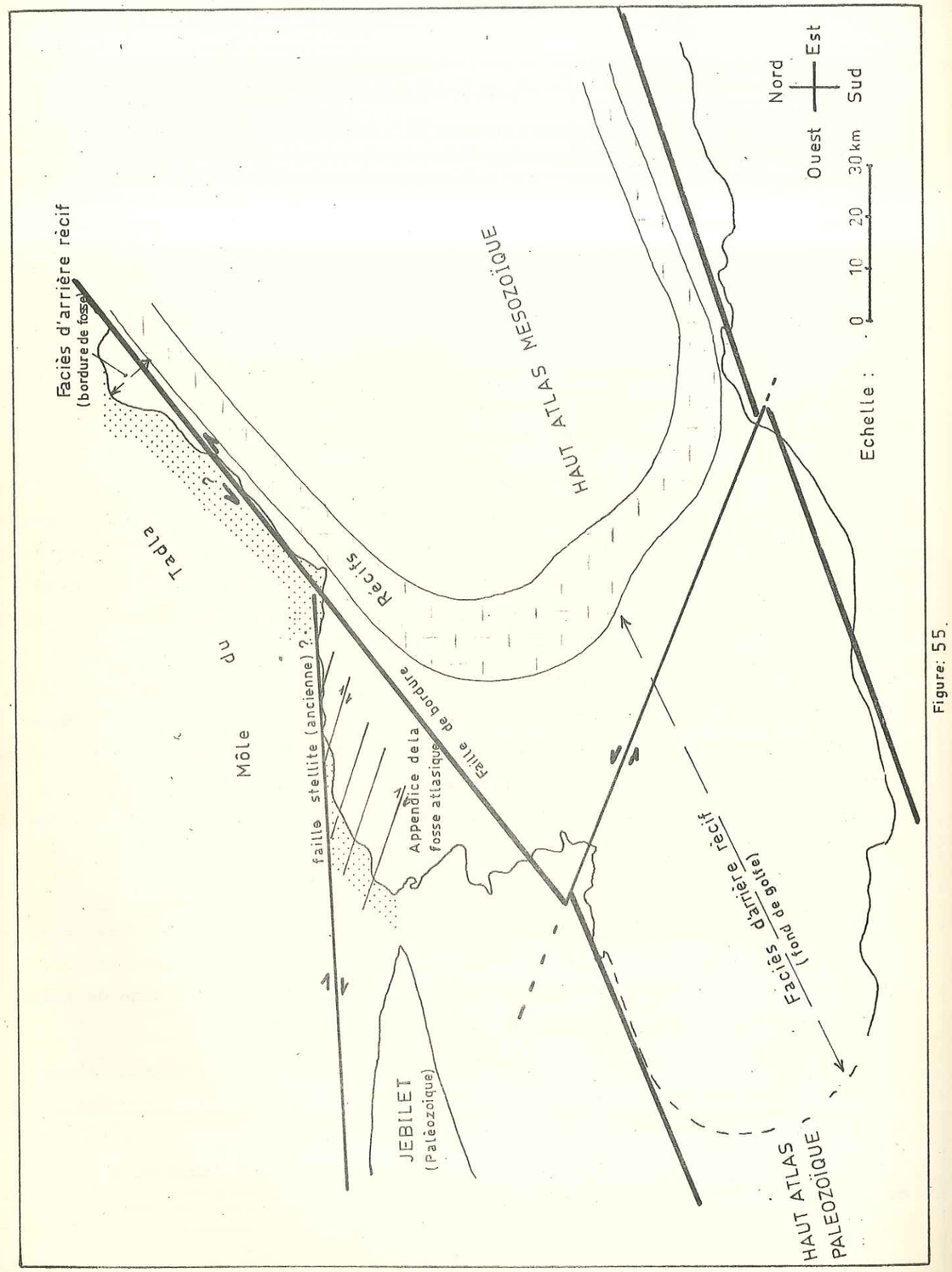


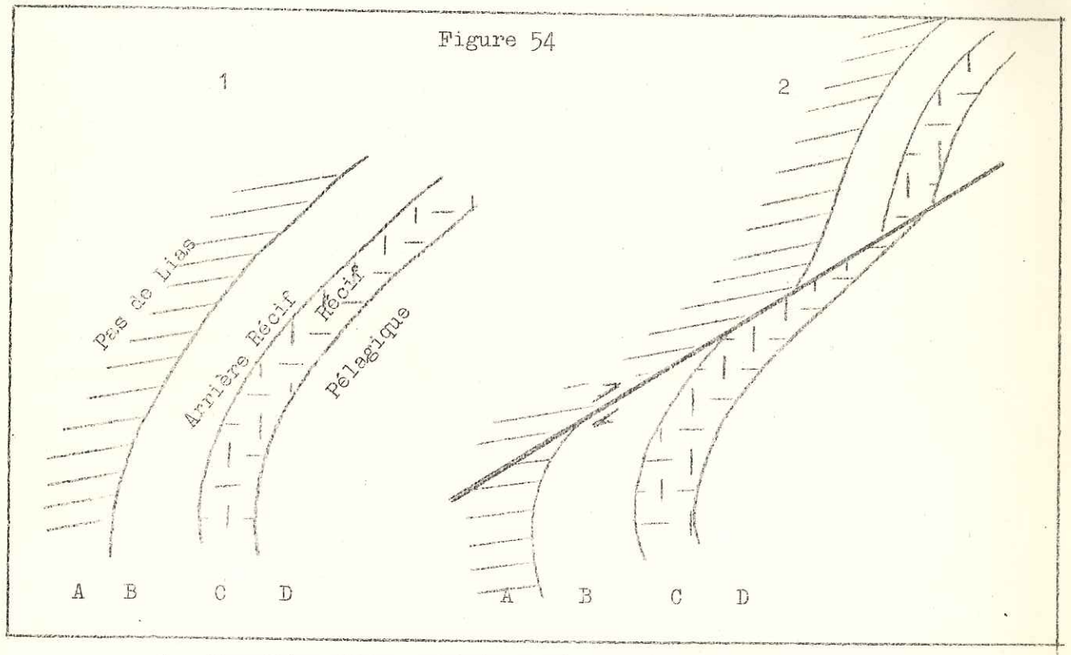
Figure: 55.

étendus dans l'Atlas d'Afourer et la région de Demnate. Par ailleurs, dans l'Atlas d'Afourer, ce développement des faciès s'accompagne d'un changement d'orientation de la bordure de l'Atlas. On peut donc se demander si ce phénomène est d'origine tectonique ou s'il est sédimentaire.

1 - Hypothèse : réduction des faciès d'arrière récif par action tectonique.

Nous avons vu qu'il ne semblait pas y avoir de chevauchement important sur la bordure de l'Atlas, il faut donc pour faire diparaître les faciès d'arrière récif, faire appel à un autre phénomène qui pourrait être un décrochement dextre recoupant en oblique les faciès comme le montre la figure 54. Un tel coulissage permet (à la fois) d'expliquer la différence d'extension des faciès et le changement d'orientation de la région d'Afourer mais celà demande que l'on retrouve ceux-ci ailleurs, ce qui ne semble pas être le cas.

Figure 54



2 - Hypothèse d'une variation d'extension d'origine sédimentaire (fig. 55)

Les schémas paléogéographiques que nous avons établis montrent que la fosse atlasique, dans la région de Béni-Mellal, s'oriente suivant une direction voisine de NE-SW et que les régions d'Afourer et de Demnate se situent à

../..

l'extrémité SW de cette fosse. Les faciès d'arrière récif ont donc plus de chanche d'y avoir une grande extension que sur les bordures latérales de la fosse. Cependant la région d'Afourer ne se trouve pas dans l'axe de la fosse et semble former une sorte d'extension latérale de celle-ci. Cet "appendice" pourrait avoir une origine tectonique post sédimentation et correspondre à une sorte de virgation de la bordure de l'Atlas ; toutefois il faut noter que l'on se trouve ici dans la zone où les Jebilet rejoignent le Haut Atlas central. Or, les Jebilet sont limités au Nord par un accident qui rejoint précisement l'Atlas au niveau d'Afourer.

Il faut remarquer que ce dispositif existait sans doute déjà au Trias, en effet des calculs effectués par J.M.H. Van den Bosch à partir de mesures gravimétriques, semblent indiquer la présence de masses légères sous l'Atlas d'Afourer ; ces masses légères pourraient être du sel car la présence de sel a été reconnue à l'Ouest de Bezou dans le dôme du Tanhasset où un "coredrill" effectué par le B.R.P.M. (3) a rencontré une importante série salifère ; par ailleurs sur la bordure de l'Atlas d'Afourer on rencontre également des masses plus ou moins importantes de gypse à l'entilles de sel mais ce faciès salifère ne dépasse pas la bordure de l'Atlas : le forage d'Oulad Ayad n'a en effet rencontré ni gypse ni sel.

En ce qui nous concerne nous pensons qu'en général, les faciès d'arrière récif n'étaient que peu développés sur la bordure de la fosse atlasique dans la région de Béni-Mellal mais que dans la région d'Afourer, la présence d'un accident ancien EW a permis à cette zone de suivre l'effondrement de la fosse atlasique, permettant ainsi au faciès d'arrière récif de s'étendre.

(3) Sondage TAN 101.

VU
Grenoble, le

le Président de la thèse

VU, et permis d'imprimer,
Grenoble, le

le Président de l'Université
Scientifique et Médicale