

ETTACHFINI Mohssine  
Fac Sciences B.P.S.15  
Dept de Géologie  
Marrakech

LE JURASSIQUE TERMINAL ET LE CRETACE BASAL  
DANS L'ATLAS ATLANTIQUE (MAROC) :  
BIOSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE,  
STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET GEODYNAMIQUE

TAJ-EDDINE Kamal

Université Cadi Ayyad  
Faculté des Sciences de Marrakech  
Maroc

UNIVERSITE CADI AYYAD  
FACULTE DES SCIENCES  
MARRAKECH

## THESE

présentée pour obtenir le grade de

**DOCTEUR D'ETAT ES-SCIENCES**

(Option : Stratigraphie et Micropaléontologie)

**LE JURASSIQUE TERMINAL ET LE CRETACE BASAL  
DANS L'ATLAS ATLANTIQUE (MAROC):  
BIOSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE,  
STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET GEODYNAMIQUE**

par

**Kamal TAJ-EDDINE**

Soutenue le 20 Mai 1991 devant la commission d'examen présidée  
par:

J. REY, Professeur, Université Paul-Sabatier, Toulouse

### Rapporteurs

J. REY.

J. CANEROT, Maître de Conférences, Université Paul-Sabatier, Toulouse

### Examineurs

J.P. BASSOULLET, Maître de recherche au C.N.R.S., Poitiers

M. BOUTAKIOUT, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Rabat

M. BOUABDELLI, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Marrakech

### Invités

M. DAHMANI, Directeur de la Géologie au Ministère des Mines, Rabat

A. EL MORABET, Chef de Division de Subsurface (ONAREP), Rabat

## INTRODUCTION

I	- Localisation du secteur étudié	21
II	- Climat	21
III	- Cadre géologique	23
	1. Introduction	23
	2. Tectonique	23
	3. Paléogéographie	23
IV	- Travaux antérieurs : les synthèses régionales	25
V	- Aperçu sur la série Mésozoïque	25
	a. Trias	27
	b. Jurassique	27
	c. Crétacé inférieur	30
VI	- Objectifs et méthodes	31
	1. Les problèmes posés	31
	2. Méthodologie	31
	3. Les données paléontologiques de base	31
	A. Les Calpionelles	31
	1- Conditions de travail	32
	2 - Les formes rencontrées	36
	B. Les Ammonites	36
	C. Les Brachiopodes	38
	4. Présentation des résultats	38

## FORMATION DE CAP TAFELNEY

I	- Introduction : Historique	43
II	- Caractères généraux de la formation	43
	1. Limites	43
	2. Contenu sommaire	45
	3. Attributions stratigraphiques	45
III	- Description de la coupe type Sidi Bouseckri	45
	a. Localisation	45
	b. Description	45
	Niveau 1 à niveau 18	45
IV	- Les faciès caractéristiques	51
	1. Calcarénites bioclastiques et oolithiques (FI)	51
	2. Marnes vertes (stériles) (FII)	51
	3. Calcaires à Calpionelles (FIII)	51
	4. Marnes noduleuses (FIV)	51
	5. Micrites à Dasycladales et Lituolidés (FV)	51
	6. Micrites à "bioturbations de Crustacés (FVI)	51
	7. Dolomicrites à vacuoles (F VII)	51
	8. Calcaires (ou dolomies) à laminites mécaniques ou tidalites (FVIII)	53
	9. Calcaires (ou dolomies) à laminites algaires ondulés (FIX)	53
	10. Micrites à structures fenestrate (FX)	53
	11. Dolomies roses présentant souvent des fantômes de bioclastes (F XI)	53
V	- Séquences élémentaires de faciès (Séquences virtuelles)	53
	Type A	53
	Type B	54
VI	- Séquences majeures et les discontinuités	54
	Séquence majeure SI	54

Séquence majeure SII	54
Séquence majeure SIII	56
<b>VII - Conclusions</b>	56
<b>VIII - Description régionale</b>	56
<b>A - Bassin d'Agadir</b>	56
<b>A1 - Description des coupes</b>	56
1. Coupe de Tamzargout	56
a. Localisation	56
b. Description	59
2. Coupe d'Aït Amouch et d'Aouirga	59
3. Coupe de Bou Tara	59
a. Localisation	59
b. Description	59
<b>A2 - Corrélations</b>	60
- La séquence majeure SI	60
- La séquence majeure SII	60
<b>A3 - Conclusions</b>	60
<b>B - Bassin de Haha</b>	64
<b>B1 - Description des coupes</b>	64
1. Coupe de référence : Tamri	64
a. Localisation	64
b. Description	64
- Niveau 1 à niveau 15	64
c. Les faciès caractéristiques et les séquences élémentaires de faciès (séquences virtuelles)	66
d. Organisation séquentielle et discontinuités	66
e. Conclusions	69
2. Autres coupes	69
2.1. Partie méridionale du bassin de Haha	69
1. Coupe d'Imouane	69
a. Localisation	69
b. Description	69
2. Coupe d'Igouzoulen	72
a. Localisation	72
b. Description	72
2.2. Flanc sud de l'aire anticlinal de l'Amsittène	75
1. Coupe de Sidi Yahya	75
a. Localisation	75
b. Description	75
2. Coupe d'Id Boujama	75
a. Localisation	75
b. Description	78
3. Coupe d'Awrir	78
a. Localisation	78
b. Description	78
Corrélations	78
Conclusions	79
<b>C - Bassin d'Essaouira</b>	84
<b>C1 - Description des coupes</b>	84
C1.1. - Région occidentale	84
1. Coupe de Mradma	84
a. Localisation	84

b. Description	84
2. Coupe de Tawrirt	84
a. Localisation	84
b. Description	84
<b>C1.2. - Région orientale</b>	88
1. Coupe de Taghzout	88
a. Localisation	88
b. Description	91
2. Coupe d'Inemiren	91
a. Localisation	91
b. Description	94
3. Coupe d'Irrherrhaz	94
a. Localisation	94
b. Description	94
4. Coupe de Tafaytour	94
a. Localisation	94
b. Description	94
5. Coupe d'Aït Bouçag	97
a. Localisation	97
b. Description	97
<b>C2 - Conclusions</b>	97
<b>C3 - Corrélations</b>	97
<b>IX - Succession sédimentaires et stratigraphie séquentielle (interprétation en cortèges sédimentaires)</b>	101
1- Introduction	101
2- Séquences de dépôt	102
<b>X - Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques</b>	102
1. Interprétation des séquences de dépôt	102
a. Séquence de dépôt SI	102
b. Séquence de dépôt SII	105
c. Séquence de dépôt SIII	105
2. Corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques	105
3. Prévision de la charte	108
4. Evolution locale	108
<b>XI - Evolution paléogéographique</b>	109
<b>FORMATION D'AGROUD OUADAR</b>	117
<b>I - Introduction</b>	119
<b>II - Caractères généraux de la formation</b>	119
1. Limites	119
2. Contenu sommaire	119
3. Attributions stratigraphiques	120
<b>III - Description de la coupe type</b>	120
Coupe de Sidi Bouseckri	120
a. Localisation	120
b. Description	120
Niveau 1 à niveau 4	120
<b>IV - Faciès caractéristiques</b>	123
<b>V - Séquences élémentaires de faciès (Séquences virtuelles)</b>	124

VI - Les séquences majeures et les discontinuités	124
VII - Conclusions	125
VIII - Description régionale	125
<b>A - Bassin d'Agadir</b>	125
A1 - Description des coupes	125
1. Coupe de Ait Amouch	125
a. Localisation	125
b. Description	125
Niveau 1 à niveau 3	125
c. Conclusions	128
2. Coupe d'Aourga	129
a. Localisation	129
b. Description	129
Niveau 1 à niveau 2	129
c. Conclusions	131
3. Coupe de Tamzargout	131
a. Localisation	131
b. Description	131
Niveau 1 à niveau 3	131
c. Conclusions	133
A2 - Conclusions générales	133
A3 - Corrélations	133
<b>B - Bassin de Haha</b>	136
B1 - Description des coupes	136
B1.1. Coupe de référence : Igourar	136
a. Localisation	136
b. Description	136
Niveau 1 à niveau 4	136
B1.2. Autres coupes	139
1. Coupe de Tamri	139
a. Localisation	139
b. Description	139
Niveau 1 à niveau 4	139
c. Conclusions	141
2. Coupe d'Imouane	141
a. Localisation	141
b. Description	141
Niveau 1 à niveau 4	141
c. Conclusions	144
3. Coupe de Zalidou	144
a. Localisation	144
b. Description	144
Niveau 1 à niveau 4	144
c. Conclusions	147
4. Coupe d'Igouzoulen	147
a. Localisation	147
b. Description	147
Niveau 1 à niveau 3	147
c. Conclusions	149
5. Coupe d'Id Boujama	149
a. Localisation	149
b. Description	149
c. Conclusions	151
B2 - Corrélations	151

<b>C - Bassin d'Essaouira</b>	159
C1 - Description des coupes	159
1. Coupe de référence : Ida Ou Belaid	159
a. Localisation	159
b. Description	159
Niveau 1 à niveau 5	159
c. Conclusions	162
2. Autres coupes	162
2.1. Région de Tidzi	162
1. Coupe d'Azeroug	162
a. Localisation	162
b. Description	162
2. Coupe de Mradma	163
a. Localisation	163
b. Description	163
Niveau 1 à niveau 6	163
3. Coupe d'Akui Griz	166
a. Localisation	166
b. Description	166
Niveau 1 à niveau 4	166
4. Coupe de Sidi Ahmed Lous	169
a. Localisation	169
b. Description	169
5. Coupe de Sidi Bourja	169
a. Localisation	169
b. Description	169
Niveau 1 à niveau 6	169
2.2. Région d'Aït Daoud	172
1. Coupe d'Inemiren	172
a. localisation	172
b. Description	172
2. Coupe de Boutourkine	174
a. Localisation	174
b. Description	174
C2 - Corrélations	179
1. Partie occidentale du bassin (région de Tidzi)	179
2. Partie orientale du bassin	180
IX - Successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle : séquences lithoclinales et séquences génétiques de dépôt.	190
X - Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques.	190
1. Interprétation des séquences de dépôt	190
2. Comparaison avec le diagramme des cycles eustatiques	193
3. Evolution à long terme	193
<b>FORMATION DE SIDI LHOUSSEINE</b>	199
I - Introduction : Historique	201
II - Caractères généraux de la formation	201
1. Limites	201
2. Contenu sommaire	201
3. Attributions stratigraphiques	201

III - Description de la coupe type : Igouzoulen	201
a. Localisation	201
b. Description	201
Niveau 1 à niveau 2	202
c. Conclusions	204
IV - Les faciès caractéristiques	204
V - Séquences élémentaires de faciès (séquences virtuelles)	204
VI - Les séquences majeures et discontinuités	206
Conclusions	206
VII - Description régionale	206
A - Bassin d'Agadir	207
A1 - Description des coupes	207
1. Coupe de Sidi Bousekri	207
2. Coupe d'Aït Amouch	207
A2 - Conclusions	207
B - Bassin de Haha	210
B1 - Description des coupes	210
1. Coupe d'Imouane	210
2. Coupe de Tamri	210
3. Coupe d'Igourar	213
4. Coupe d'Awrir	213
B2 - Conclusions	217
C - Bassin d'Essaouira	217
1. Coupe de Mradma	217
2. Coupe d'Akoui Griz	220
3. Région d'Aït Daoud	220
VIII- Corrélations	222
1. Dans le bassin d'Agadir	222
2. Dans le bassin de Haha	222
3. Dans le bassin d'Essaouira	222
IX - Successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle	222
1. Séquences lithoclinales et séquences génétiques de dépôt	222
2. Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques	226
3. Comparaison avec le diagramme des cycles eustatiques	226
4. Evolution à long terme	227
X - Conclusions générales	227
<b>EVOLUTION GEODYNAMIQUE</b>	233
I - Introduction	236
1. Les remplissages sédimentaires	236
A. Bassin d'Agadir	236
B. Bassin de Haha	237
C. Bassin d'Essaouira	238
Région de Smimou	244
Conclusion	249
2. Interprétation géodynamique	249
A - La structure actuelle	249
1. Les failles	249
2. Les plis	249

3. Les diapirs	251
4. Le cadre tecto-sédimentaire	251
B - Les étapes de l'évolution Tithonique terminal-Valanginien	251
1. Au Tithonique terminal	251
2. Au Berriasien inférieur	251
3. Au Valanginien inférieur	253
4. Au passage Valanginien-Hauterivien	253
C - Tectonique et sédimentation	253
D - Tectonique de socle et diapirisme	254
E - Interprétation cinématique	254
1. Les failles NNE-SSW et N120 à N130	254
2. Les failles NNE-SSW	254
F - Intégration dans la marge atlantique	258
3. Conclusions	261

## CONCLUSIONS GENERALES

I - Rappel des principaux résultats	267
1. Formation de Cap Tafelney	267
2. Formation d'Agroud Ouadar	268
3. Formation de Sidi Lhousseïne	269
II - Prévision de la charte et comparaison avec les données de terrain	270
1. Pour le Tithonique terminal	270
2. Pour le Berriasien-Valanginien basal	270
3. Pour la période valanginienne (non basal)	271

## BIBLIOGRAPHIE

279

## PLANCHES

289

## ANNEXES

## REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de ce travail, réalisé dans un cadre de coopération étroite entre le Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie de l'Université Cadi Ayyad et le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier, il m'est tout particulièrement agréable de pouvoir remercier tous ceux qui ont pris part, de près ou de loin, à sa réalisation.

Je suis profondément reconnaissant à Monsieur le professeur à l'Université Paul Sabatier J. REY d'avoir dirigé ce travail et de m'avoir orienté, avec ses grandes connaissances, vers le nouveau domaine de la stratigraphie séquentielle. Il ne cessa, depuis le début, de me donner de précieux conseils et de me suivre avec grande attention, clairvoyantes critiques, et rigoureux jugements, toujours accompagnés d'une grande amitié, dans la progression de ce travail. Je lui exprime ma plus grande gratitude pour l'honneur qu'il me fait en présidant ce Jury.

Je tiens à remercier vivement Messieurs M. Knidiri, Recteur de notre Université, A. Mokhlisse, Doyen de la Faculté des Sciences et O. Bouab, Vice-Doyen de la Faculté des Sciences, pour leur aide matérielle et morale, ainsi que pour la confiance et l'attention qu'ils m'ont toujours exprimées.

Ce travail a bénéficié du support financier alloué à l'Action Intégrée 210/86 reliant le Laboratoire de Stratigraphie et Paléontologie de la Faculté des Sciences de Marrakech, à celui de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier à Toulouse. Je tiens à remercier vivement Monsieur Meulennet, Conseiller Culturel et de Coopération auprès de l'Ambassade de France au Maroc pour avoir toujours facilité avec compétence et dévouement les nombreux déplacements réalisés dans le cadre de cette Action.

A Monsieur J. CANEROT, Maître de Conférences à l'Université Paul Sabatier, j'exprime mes vifs remerciements pour son aide, ses précieux conseils et ses critiques. Je lui suis très reconnaissant d'avoir accepté de faire partie du Jury chargé d'examiner ce travail.

Monsieur J. REMANE, Professeur à l'Université de Neuchatel, a bien voulu m'initier et conseiller dans l'utilisation stratigraphique des Calpionelles et profiter de ses grandes connaissances dans ce domaine. Il me réserva toujours un très cordial accueil lors de mes séjours à Neuchatel. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

J'exprime mes vifs remerciements à Monsieur BASSOULET, Professeur à l'Université de Poitiers et je me réjouis des occasions qui m'ont été données de travailler avec lui, sur le terrain dans le cadre du projet Thétys et au Laboratoire lors de mon séjour à Poitiers. Je suis particulièrement sensible à l'honneur qu'il me fait, en acceptant d'examiner ce travail et de siéger dans ce Jury.

Monsieur M. BOUTAKIOUT, Maître de conférences à l'Université Mohamed V, a bien voulu juger ce travail. Je lui en suis très reconnaissant.

Je remercie vivement Monsieur M. BOUABDELLI, Maître de conférence à l'Université Cadi Ayyad, pour ses conseils lors de la rédaction de ce mémoire et pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'examiner ce travail et de participer à ce Jury.

Je tiens à remercier Monsieur A. EL MORABET, Chef de la division de sub-surface et en sa personne tous les collègues de l'Office National de la recherche et l'exploitation pétrolière (ONAREP) pour l'aide qu'ils m'ont fournie dans l'accomplissement de ce travail. Je lui sais gré d'avoir accepté de siéger à ce Jury de thèse.

Monsieur DAHMANI, Chef du service de la Géologie, au ministère de l'Energie et des mines (Maroc), et Président de la Société géologique du Maroc, et à travers sa personne tous les collègues de ce ministère pour leur aide matérielle et morale le long de ce travail de thèse. M. DAHMANI a bien voulu participer à mon jury. Je suis particulièrement sensible à l'honneur qui m'est ainsi fait.

Mes collègues et amis du Département de Géologie de la Faculté des Sciences et de l'ENS de Marrakech qui ont toujours aimablement accepté de m'aider avec rigueur et compétence à résoudre des problèmes d'ordre théorique et pratique sur les diverses méthodes utilisées dans ce travail.

Je suis en particulier redevable à mes collègues : O. WITAM, H. OUANAÏMI, M. AIT TAHAR, F. MEDINA, M. ETTACHFINI, A. SOUHEL, M. AOUTEM, B.A. TAARJI, A. GHARIB, B.O. TIRO et M. IBNOUSSINA. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance et respectueuse gratitude.

J'exprime mes vifs remerciements à mes amis A. DJERARI, A. EL BOUKHARI, A. EL FOUGHALI, A. CHABANE et A. ROSSI pour leur soutien moral, matériel et technique lors de l'élaboration de ce travail.

Enfin, je citerai les enseignants chercheurs et personnels techniques des établissements et laboratoires qui ont rendu possible cette étude :

- Le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, de l'Université de Toulouse m'a accordé son support scientifique et logistique, lors de mes stages en France. L'extrême gentillesse avec laquelle j'ai toujours été accueilli et le temps que m'ont consacré Messieurs J. Rey, J. Canérot, M. Bilote, P. Cugny, et tous les autres membres de ce laboratoire me conduisent à leur témoigner ma profonde gratitude.

- Le Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris où j'ai effectué divers séjours auprès de M le Professeur J. Beaudoin. Je le remercie ici vivement pour sa bienveillance et son aide scientifique précieuses.

- Le Laboratoire de Géologie de l'Université d'Amiens auprès duquel j'ai suivi un stage de formation sur les carbonates et bénéficié des compétences de Messieurs. D. Boulanger, J. Fabre et N. Beun ainsi que de tous les autres membres de ce laboratoire.

- Enfin l'Office National pour la Recherche et l'Exploration Pétrolière (O.N.A.R.E.P.). Les discussions fructueuses que j'ai pu avoir avec de nombreux chercheurs m'ont permis d'élucider certains problèmes concernant notamment la géologie de subsurface.

Mes remerciements les plus vifs vont aussi à tous les gens du département qui m'ont apporté leur aide technique lors de la réalisation de ce travail : les secrétaires, les bibliothécaires, les techniciens (nes) des laboratoires de recherche et de l'atelier des lames minces et les responsables du parc-vehicule de la Faculté des Sciences de Marrakech.

Je ne saurais conclure sans remercier et exprimer ma profonde reconnaissance envers ma famille et en particulier ma femme et mes fils Faïçal et A. Reda, pour la compréhension et le dévouement inlassables qu'ils m'ont apportés durant ces longues années d'études.

A MA FAMILLE  
A MA FEMME  
A MES FILS FAÏCAL et A. REDA

## **INTRODUCTION**

## Introduction

### I- Localisation du secteur étudié

Le bassin d'Agadir-Essaouira fait partie du bassin secondaire du Sud-Ouest marocain, défini par Duffaud et al. (1966) comme étant la partie de la côte atlantique marocaine, comprise entre El Jadida au Nord, la plaine de Souss au Sud et d'une largeur moyenne de 80 km. Son substratum est partout paléozoïque.

Plusieurs locutions ont été utilisées pour désigner la partie Sud de ce bassin (comprise entre l'Oued Tensift, au Nord, et la plaine de Souss au Sud) :

- Haut Atlas occidental par Roch, 1930 et Ambroggi, 1963 ;
- Haut Atlas Atlantique par Despois et Raynal, 1964 ;
- Atlas Atlantique par Weisrock, 1980.

Ce dernier a défini l'Atlas Atlantique comme étant la partie la plus occidentale du Haut Atlas, comprise entre le couloir triasique d'Argana et l'océan Atlantique (Fig.1), et délimitée au Nord par l'Oued Tensift.

Il est composé de matériel exclusivement sédimentaire, formant d'immenses plateaux (Haha, Tamanar, Essaouira...). Sa partie méridionale (Ida ou Tanane), la plus plissée, dessine une chaîne de type atlasique, à anticlinaux coffrés et synclinaux plats (style jurassien des auteurs). Les Anticlinaux de Cap Rhir et de l'Amsittène matérialisent l'avancée la plus occidentale de cette chaîne dont l'altitude moyenne ne dépasse guère les 1700 m.

Nous utiliserons cette dernière dénomination, Atlas Atlantique, au cours de la présente étude avec une subdivisions en trois bassins : (Fig. 14).

- Bassin d'Agadir, zone comprise entre le couloir triasique d'Argana, au Sud, et l'anticlinal de Cap Rhir au Nord. Ce bassin correspond à la partie la plus plissée et la plus haute de l'Atlas Atlantique.

- Bassin de Haha, zone relativement plate, comprise entre les anticlinaux de Cap Rhir (au Sud) et de l'Amsittène (au Nord).

- Bassin d'Essaouira, entre l'anticlinal de l'Amsittène et l'Oued Tensift. Cette partie de l'Atlas Atlantique est marquée par de nombreuses structures d'origine diapirique (diapirs de Tidzi, Sidi Rhalem, Palmera, Hadid-Kourati).

### II- Climat

L'Atlas Atlantique est une région semi-aride comprise entre les latitudes 30°31' N et 32°15'N. Par sa position, parallèle à celle des grands ergs nord-sahariens, elle échappe pourtant au désert grâce à la proximité de l'Atlantique, grâce à son altitude et surtout à la chaîne de l'Anti Atlas qui joue un rôle de barrière entre le désert et cette région (Fig.1).

Les précipitations sont souvent torrentielles et comprises entre 200 mm., à l'Est du bassin et 500 à 800 mm. dans sa partie SW, avec de fortes variations interannuelles (Weisrock, 1980).

Le réseau hydrographique, très hétérogène, sinueux et à régime torrentiel, s'écoule vers l'océan (Oued Ksob, O. Tidzi, O. Igouzoulen, Assif n'Ait Aneur, O. Tamghart) ou en direction de l'Oued Tensift et de l'Oued Souss (Fig.1).

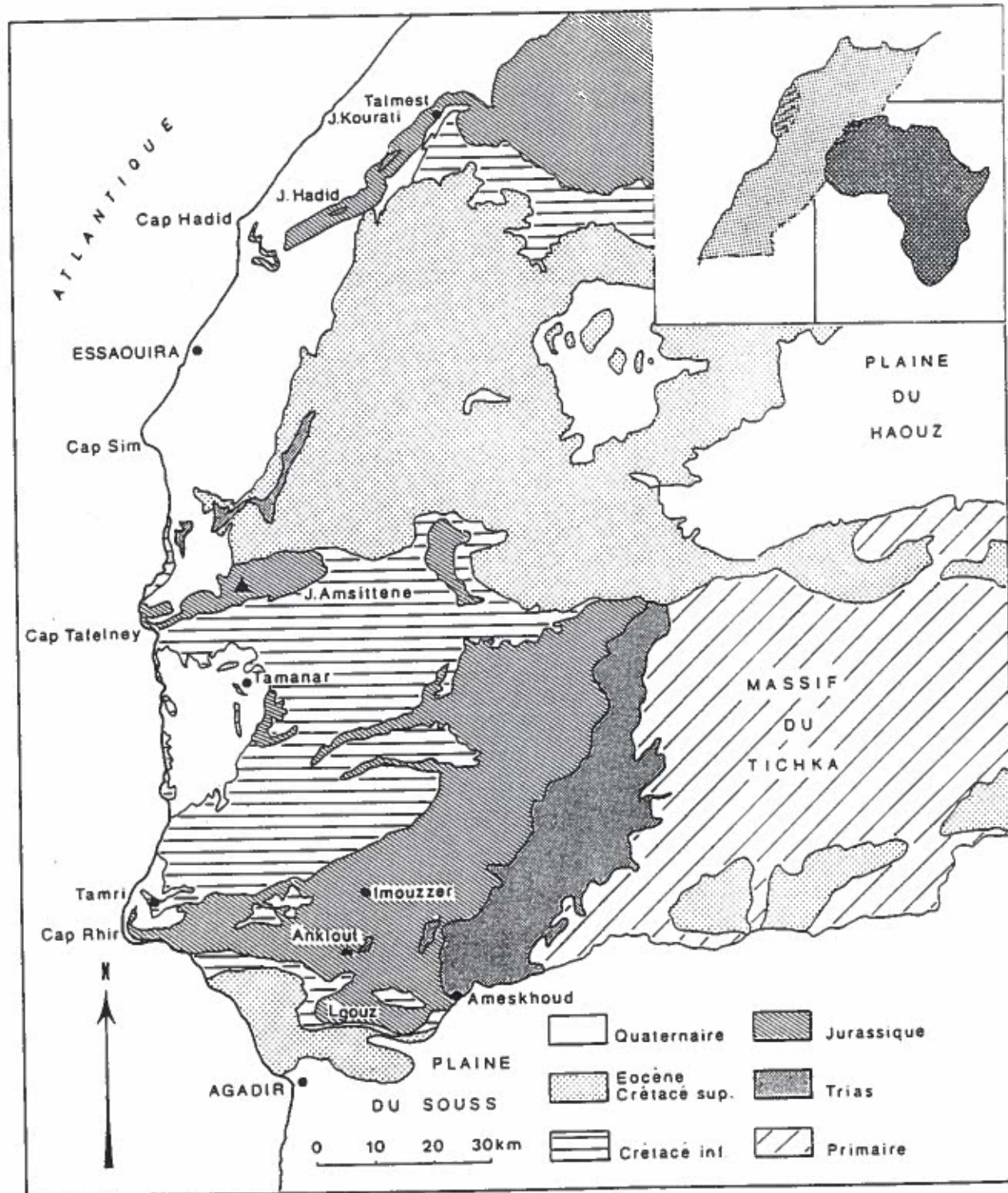


Fig.1 : Localisation du secteur étudié

### III - Cadre géologique

#### 1- Introduction

Le secteur étudié a fait l'objet de diverses synthèses régionales tant sur le plan stratigraphique que sur les plans tectonique et paléogéographique. Nous nous proposons ici de reproduire les grands traits de l'évolution géologique de cette région et renvoyons le lecteur, pour plus de détails, aux travaux de Roch (1930, 1950), Choubert et Faure-Muret (1962), Ambroggi (1963), Duffau et al. (1966) et Michard (1976) dont l'oeuvre est la synthèse la plus récente et renferme l'essentiel sur la géologie marocaine, avec une importante bibliographie.

#### 2- Tectonique

L'Atlas atlantique comporte des zones relativement tabulaires, plus ou moins surélevées, (Bassin d'Essaouira et de Haha) et des zones fortement soulevées (Bassin d'Agadir). Le bâti hercynien affleure principalement à sa bordure orientale ( Haut Atlas de Marrakech et Jebilet), Fig.2.

Ce dernier a été reconnu, dans l'Atlas atlantique, en forage et par la sismique et comporte déjà, comme ailleurs, des directions méditerranéennes et atlantiques.

La tectonique post-hercynienne se résume à des mouvements verticaux, soulèvements ou effondrements relatifs de vastes blocs, séparés par des failles normales ou flexures, et qui joue un rôle fondamental dans le contrôle de la sédimentation mésozoïque et cénozoïque.

Au cours du Trias, des failles en extension permettent l'ascension du magma basique profond, ceci en rapport avec l'ouverture commençante de l'Océan Atlantique.

Dans l'Atlas atlantique ce sont les particularités de la série stratigraphique qui vont influencer le mécanisme de déformation au cours de l'orogénèse alpine. Ainsi, l'épais Trias argilo-salifère, va jouer un rôle important, induisant :

a- une tectonique salifère avec des manifestations diapiriques (diapirs de Tidzi, Sidi Rhalem, Kourati, etc.) ;

b- des plis déversés et faillés (Amsittène) ;

c- un plissement généralisé de la couverture (de type jurassien), lié vraisemblablement au décollement de cette dernière.

L'existence de vastes placages surélevés, du Mogrebien, montre l'amplitude des déformations récentes près du littoral.

#### 3- Paléogéographie

Pendant le Trias la sédimentation est essentiellement détritique, dominée par des argiles salifères rouges, où s'intercalent des coulées basaltiques. Cette sédimentation accompagne l'ouverture progressive de l'Océan Atlantique.

Au cours du Lias et du Dogger, un régime épicontinental est établi, où s'opposent les apports terrigènes deltaïques ou alluviaux et les dépôts marins organogènes, voire récifaux, ou évaporitiques. L'Atlantique plus largement ouvert, transgresse périodiquement sur le continent.

Au Jurassique supérieur s'instaure un régime plus franchement marin et moins terrigène que le précédent. Toutefois la série reste de type épicontinentale avec des calcaires bioclastiques, souvent récifaux, intercalés de niveaux évaporitiques.

Durant le Crétacé inférieur le régime est essentiellement marin franc avec des calcaires néritiques et marnes vertes. Néanmoins on observe quelques épisodes à couches rouges régressives intercalés dans une série attestant de milieux de dépôt de plus en plus marins et ouverts.

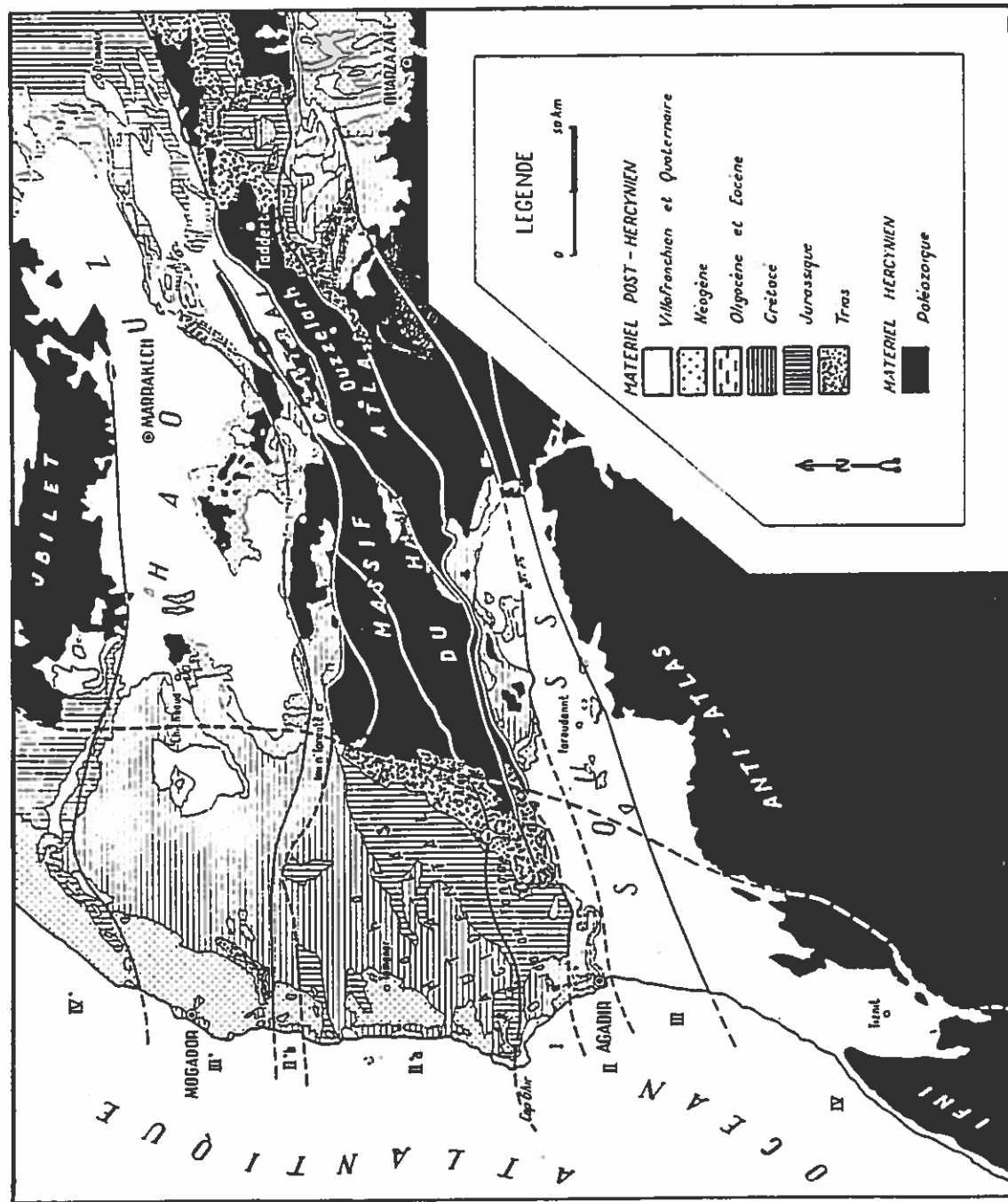


Fig. 2 : Localisation du secteur étudié dans le schéma structural du Haut-Atlas, des Jebilet et de l'Anti-Atlas, proposé par R. Ambroggi, 1963

#### IV- Travaux antérieurs: les synthèses régionales

Les premières synthèses régionales, accompagnées de cartes géologiques (souvent au 200.000 ème) commencèrent avec les travaux de E. Roch (1930 à 1950). Cet auteur traça les grandes lignes de la stratigraphie marocaine, depuis le Précambrien jusqu'à l'actuel et publia, entre autre, une carte géologique de l'Atlas Atlantique au 200.000 ème.

En 1963, R. Ambroggi, publia la synthèse de ces travaux sur la partie méridionale de ce bassin atlantique et la région de Souss. Il apporta des précisions stratigraphiques grâce à de nombreuses découvertes paléontologiques.

Duffaud et al. (1966), dans le cadre de leurs recherches au sein de la S.C.P., avancèrent le premier découpage en formations de la série mésozoïque du "Bassin Sud Ouest Marocain", fondé sur des données paléontologiques et lithologiques. Ils établirent, en outre, les premières cartes géologiques au 100.000ème de la région.

En 1980, A.E. Adams et al., suite à leurs travaux dans le Haut Atlas Occidental (région d'Imouzer d'Ida ou Tanane), ont proposé une nouvelle nomenclature lithostratigraphique pour la série mésozoïque de la région.

Plusieurs travaux ont traité le mécanisme de séparation des deux continents Africain et Nord Américain, ainsi que son effet sur l'évolution géodynamique de la marge atlantique marocaine et Nord américaine et ont mis en évidence l'importance de l'halocinèse sur ces marges (L.F. Jansa et J.A. Wade, 1975 ; W. Manspeizer et al. 1978 ; Y. Lancelot et E.L. Winterer, 1980) ; J. Stets et P. Wurster, 1982, mettent en relief les relations existantes entre l'évolution géodynamique de la chaîne atlasique (Haut et Moyen Atlas) et l'ouverture de l'Atlantique Nord.

E. Seibold, 1982, puis L.F. Jansa et J. Wiedmann, 1982, toujours dans le contexte de l'ouverture de l'Atlantique Nord, et à la lumière de nouvelles données stratigraphiques et géophysiques, comparent l'évolution des deux marges passives atlantiques : Nord-Est américaine et Nord-Ouest africaine.

Ils ouvrent ainsi une nouvelle étape dans l'étude de la marge atlantique marocaine qui fait intervenir la sédimentologie et la micropaléontologie dans l'analyse de ce bassin.

Des travaux de tectonique et de microtectonique, dans la région, ont permis de mettre en évidence le rôle de la tectonique de socle dans la structuration actuelle de l'Atlas Atlantique (F. Medina, 1985 ; El Maammar, 1988 ; Souid, 1983 ; Amrhar 1989).

Sur les plans stratigraphique, sédimentologique et paléontologique, de nombreux travaux ont permis d'apporter des précisions sur le découpage lithostratigraphique et les milieux de dépôt (M.S. Bouaouda, 1987 ; M. Mansour, 1987 et I. Bettar, 1988) et de mettre en évidence, par l'introduction d'une nouvelle démarche dans l'analyse des bassins sédimentaires : la stratigraphie séquentielle, les parts respectives de la tectonique, de l'halocinèse et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des corps sédimentaires (O. Witam, 1988 ; M. Ibnoussina, 1988 ; B.A. Taarji, 1989 ; A. Gharib, 1989 ; M. Aoutem, 1989 ; J. Rey et K. Taj-Eddine, 1989 ; K.Taj-Eddine et al., 1990 ; N. El Kamali, 1990).

#### V- Aperçu sur la série Mésozoïque

Les dépôts mésozoïques les plus anciens (Permo-Triasiques), constituent un cycle sédimentaire très caractéristique composé essentiellement de conglomérats, grès, siltites rouges, évaporites et basaltes.

Ce cycle est surmonté par des dépôts Jurassiques essentiellement calcaro-dolomitiques entrecoupés de niveaux évaporitiques et terrigènes.

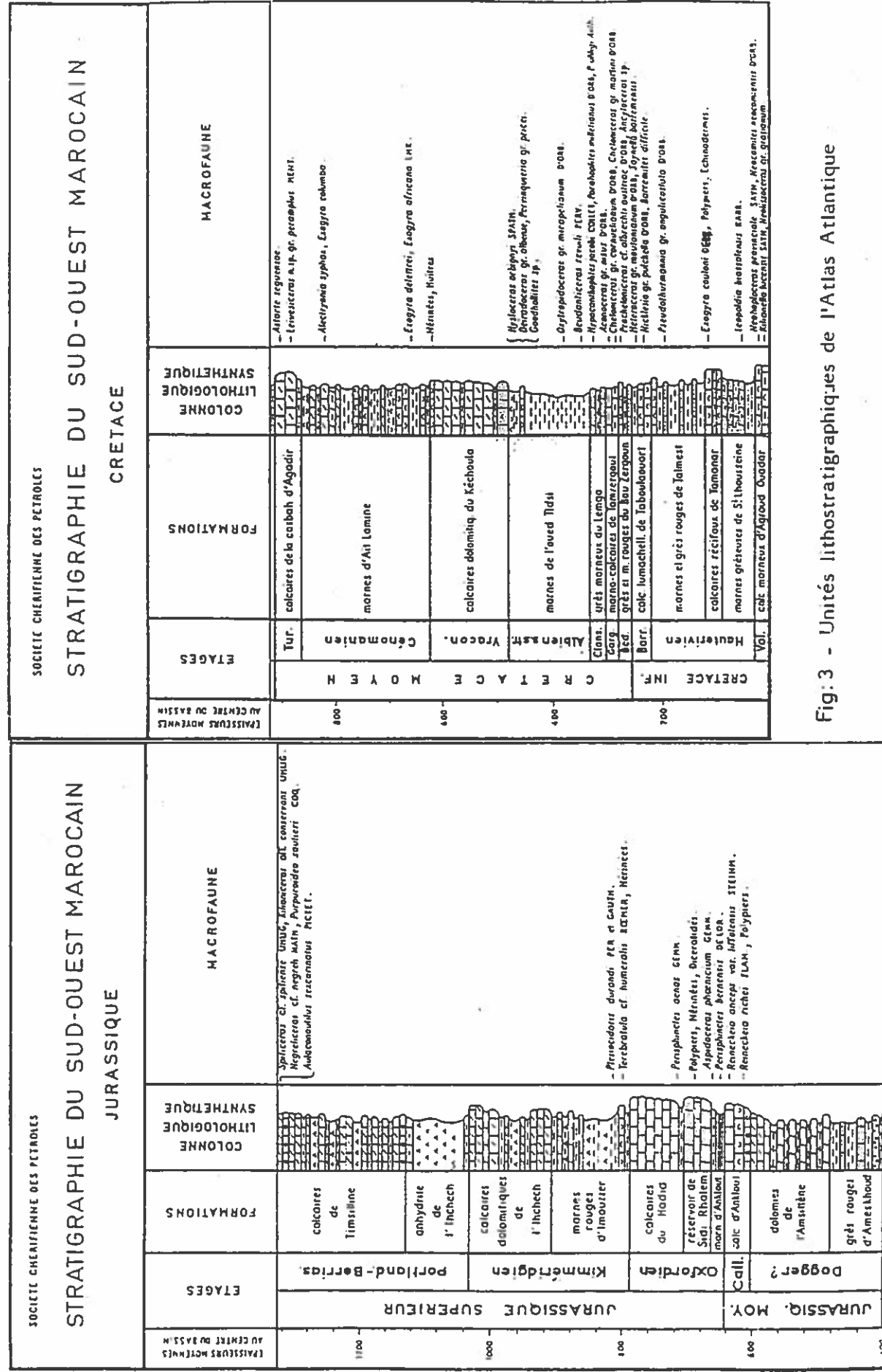


Fig.3 - Unités lithostratigraphiques de l'Atlas Atlantique

Le dernier cycle, Crétacé, est composé de dépôts attestant de milieux de sédimentation plus franchement marins, où alternent des dépôts carbonatés et terrigènes.

a- Trias.

Le niveau actuel des connaissances ne permet pas d'avancer des datations précises au sein du Trias. Toutefois, un âge permo-triasique est retenu pour les dépôts rouges, discordants sur le socle paléozoïque et recouverts par des carbonates jurassiques. Ces dépôts recouvrent presque tout le territoire marocain.

Sur le plan lithostratigraphique on distingue classiquement deux séries (Michard, 1967) : l'une inférieure à dominante grés-conglomératique, l'autre supérieure exclusivement argilo-salifère, séparées par une série basaltique relevée à travers tout le territoire marocain.

D'après Choubert et Faure-Muret, 1962, la sédimentation triasique s'est effectuée en deux étapes fondamentales :

- la première étant le remplissage, par des dépôts détritiques rouges, des grabens formés lors de la phase précoce de l'ouverture de l'Atlantique central. Ces grabens sont à mettre en relation avec la dernière phase de la tectonique hercynienne (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Lancelot et Winterer, 1980). En effet, cette configuration, en horsts et grabens, est ultérieurement abandonnée.

Dans l'Atlas Atlantique les dépôts de cette première phase (essentiellement grossiers) sont cantonnés à sa partie méridionale (couloir d'Argana). Ailleurs ils sont absents.

- la deuxième s'installe après pénéplation des reliefs hercyniens résiduels et recouvre ainsi presque la totalité du territoire marocain. Il s'agit là d'une sédimentation terrigène essentiellement lagunaire. Durant cette période (Trias supérieur - Lias inférieur) les coulées basaltiques et les sills doléritiques s'étaient sur de larges surfaces et sont mises en relation avec la phase du rift atlantique.

Le développement des faciès évaporitiques principalement sur le côté Est du rift atlantique, pourrait être dû essentiellement à sa proximité de la Téthys (Lancelot et Winterer, 1980). Il serait probable que ces eaux hypersalines proviendraient des débordements des eaux téthysiennes, au dessus des zones faiblement exhaussées entre la Méséta marocaine au sud et la plaque ibérique au Nord (Lancelot et Winterer, 1980).

b- Jurassique

Le Trias est surmonté par des dépôts marins épicontinentaux, carbonatés et terrigènes, qui affleurent largement dans l'Atlas Atlantique.

Une mise au point, sur cette série Jurassique, a été avancée par Duffaud (1960) et Duffaud et al.(1966), fondée sur des données de surface et de subsurface, avec la répartition de cette série en treize unités lithostratigraphiques (Fig. 3).

La première transgression marine qui affecte les bassins bordiers de l'Atlantique central est vraisemblablement d'âge Jurassique inférieur. Cependant, ces dépôts sont mal datés sur les deux marges ( Atlas atlantique à l'Est et Nouvelle Ecosse à l'Ouest), et pour la compréhension de l'évolution paléogéographique de cette partie de l'Atlantique, il serait intéressant de voir leurs relations avec les bassins limitrophes.

L'observation la plus frappante est que l'incursion marine dans cette partie du rift atlantique ne vient pas de l'Est mais du Nord (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Ambroggi, 1963 ; Faure-Muret et Choubert, 1971 ; Ager, 1974 ; Lancelot et Winterer, 1980). La variation latérale des faciès liasiques, le long du Haut Atlas central, témoigne de milieux de dépôts de moins en moins marins jusqu'à des dépôts continentaux, d'Est en Ouest (Ager, 1974), prouvant

ainsi un manque de communication entre la Téthys et l'Atlantique à cette époque.

Bien que les preuves, de l'existence de dépôts marins liasiques, manquent dans l'Atlas atlantique et en Nouvelle Ecosse, des forages ont traversé des dépôts de cet âge au large du Portugal. Ici la faune diffère complètement de celle rencontrée dans le Rif, le Haut Atlas central et le Moyen Atlas. En effet, au Portugal les Ammonites et les Brachiopodes sont nettement sub-boréaux (Mouterde et Ruget, 1975), dans le Rif, le Haut Atlas central et le Moyen Atlas, elles sont téthysiennes (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Faugères et Mouterde, 1979). Ainsi pendant que ces derniers bassins étaient d'obédience téthysienne, le bassin portugais, au Nord ne l'était pas. Dans la partie Est de L'Atlas atlantique, Ager (1974) a rencontré une faune "liasique" comparable à celle du Portugal.

Ces arguments laissent penser à une extension limitée de la mer téthysienne au cours du Lias inférieur en direction de l'Ouest et à un manque de communication entre cette dernière et le rift atlantique avant le Domérien.

Avec le Domérien apparaît la première faune mixte (sub-boréale et téthysienne) ; dans le Rif et le Portugal (Faugères et Mouterde, 1979 ; Mouterde et Ruget, 1975). Ceci indiquerait que pour la première fois les eaux téthysiennes envahissent le Rift atlantique. Cette communication s'effectue vraisemblablement le long de la limite sud de la plaque ibérique.

Au Toarcien la configuration paléogéographique est proche de celle du Domérien (Portugal et Rif). Dans le Haut Atlas occidental, Ager (1974) décrit une faune de Brachiopodes, provenant des dolomies d'Anklout (S.C.P., 1966 ; Ambroggi, 1963), d'âge probablement Toarcien et comparable à ceux décrits par Choffat (1947) dans le Toarcien du Portugal. Cette période est marquée dans la méséta marocaine, par une régression majeure liée à des mouvements tectoniques (Choubert et Faure-Muret, 1962).

Ce régime régressif, sur la marge atlantique marocaine et Nord américaine persiste pendant le reste du Lias et le Jurassique moyen, avec l'instauration d'un régime épicontinental. La sédimentation est essentiellement terrigène ou évaporitique.

Au Jurassique supérieur, la sédimentation est plus marine et moins terrigène que celle du cycle précédent tout en restant toujours épicontinentale.

La transgression "Callovo-Oxfordienne" est l'événement général le plus frappant dans toutes les marges de l'Océan Atlantique. Elle représente l'invasion décisive majeure, de ce bassin, par les eaux téthysiennes.

Au Maroc, cette transgression est particulièrement connue dans l'Atlas Atlantique et se matérialise par des dépôts marneux et calcaires, parfois récifaux, Formation de Hadid, (Duffaud et al., 1966).

Dans ces niveaux, nous avons analysé deux coupes, l'une au Jbel Ali Kourati, l'autre au J. Amsittène.

\* Coupe de Kourati (Fig. 4 )

Les affleurements étudiés sont situés sur le flanc Sud-Est de la structure diapirique de J.A. Kourati le long de la route reliant Talmest à Tlata-Kourati (Fig. 4 ).

Ici, sur les argiles salifères rouges du Trias, repose, en contact anormal, une série à dominante calcaire, d'environ 200 m. de puissance, composée de deux ensembles :

- Le premier, épais de 135 m. et à évolution générale cyclique, est composé, à la base, de marnes vertes et calcaires bioclastiques agencés en séquences élémentaires de comblement, puis au sommet de calcaires bioconstruits.

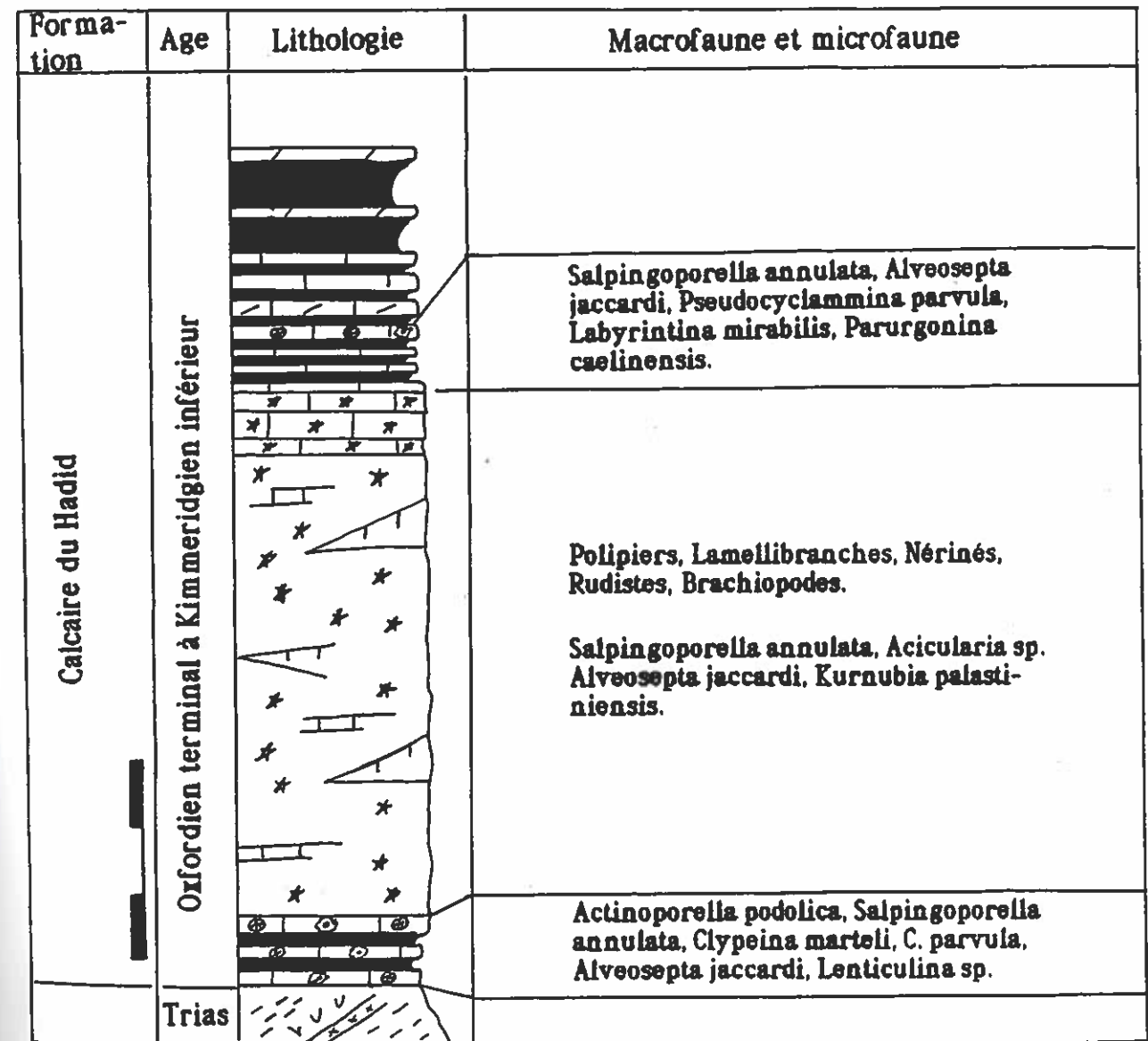


Fig.4 : Coupe de Jbel Ali Kourati

Dans la partie inférieure de cet ensemble, d'approfondissement et épaisse de 15 m., nous avons identifié la faune suivante: Actinoporella podolica ALTH, Clypeina marteli EMBERGER, C. parvula CAROZZI, Salpingoporella annulata CAROZZI, Alveosepta jaccardi (SCHRODT) et Lenticulina sp..

La partie supérieure, épaisse de 120 m. et à évolution générale de comblement, renferme essentiellement des Polypiers, Lamellibranches, Nérinées, Brachiopodes et Rudistes. Certains bancs sont de véritables lumachelles à Entroques, d'autres sont très riches en Dasycladales (Salpingoporella annulata, Acicularia sp...) et Lituolidés (Alveosepta jaccardi et Kurnubia palestiniensis HENSON)

- Le deuxième ensemble, visible sur 60 m., et de tendance régressive, comporte des marnes verdâtres intercalées de bancs calcaires gris à Salpingoporella annulata, Alveosepta jaccardi, Pseudocyclamina parvula HOTT., Labyrinthina sp. et Parurgonia caelinensis CUVELIER et al. Plus haut, et sur environ 30 m, cet ensemble se termine par des dolomies jaunes entrecoupées de quelques bancs de calcaires oolithiques.

Age: Ces deux ensembles, correspondant à la Formation des Calcaires du Hadid (Duffaud et al., 1966) se seraient déposés, à notre avis, dans l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien inférieur.

#### \* Coupe de l'Amsittène

Cette coupe a été analysée le long de la route reliant Essaouira à Agadir, à environ 10 km. au Sud de Smimou.

Ici, la Formation des calcaires du Hadid (Duffaud et al., 1966) s'organise en une mésoséquence de comblement, épaisse d'environ 100 m, avec à la base des marnes vertes et calcaires gris massifs à entroques puis à Polypiers, Madréporaires, Lamellibranches, Rudistes?, Nérinées et Brachiopodes. Cet ensemble se termine par une alternance de marnes, dolomies jaunes et calcaires gris bioclastiques et oolithiques à Alveosepta jaccardi et Pseudocyclamina parvula.

Age : Nous rapportons cet ensemble à l'Oxfordien terminal - Kimméridgien inférieur. Il serait, en effet, équivalent des deux ensembles précédemment décrits (Coupe de Kourati).

A cette transgression "Callovo-Oxfordienne", fait suite une régression qui culmine au Jurassique terminal avec la sédimentation des dolomies et cargneules, à l'Ouest, et d'évaporites (gypse) à l'Est et au Nord (Formation de Timsilline).

Au Tithonique une nouvelle période transgressive s'enregistre, dans l'Atlas Atlantique, par la sédimentation des calcaires à Calpionelles de la Formation de Cap Tafelney (Taj-Eddine et al., 1985 ; ce document).

#### c- Crétacé inférieur

Durant le Crétacé inférieur le régime est franchement marin. La série est composée essentiellement de calcaires marneux et marnes vertes, riches en faune de milieu de sédimentation de plus en plus profonds et ouverts vers l'océan Atlantique. Toutefois quelques épisodes Terrigènes (régressifs?) sont intercalés dans cette série.

En effet, au Crétacé basal (Berriasien) et au Valanginien inférieur, les séries sédimentaire sont essentiellement composées de marnes vertes très fossilifères et de calcaires marneux et gréseux à Calpionelles et Ammonites

(Formations d'Agroud Ouadar et partie inférieure de celle de Sidi Lhousseine (ce document).

## VI- Objectifs et méthodes

### 1- Les problèmes posés

De nombreuses études, d'ordre stratigraphique, ont été effectuées dans ce secteur. Le problème des couches du passage Jurassique-Crétacé restait toujours posé tant sur le plan stratigraphique que sur les plans sédimentologique et paléogéographique.

- La présence du Berriasien a été signalée par E. Roch (1950)<sup>1930</sup>; celle du Portlandien et du Berriasien par F. Duffaud (1960), L. Brun (1962), R. Ambroggi (1963) et F. Duffaud et al., (1966) mais toujours mal ou peu caractérisés par une faune spécifique et sans illustrations.

- Une étude approfondie de la macrofaune et de la microfaune et flore a été nécessaire afin de bien différencier le Tithonique, le Berriasien et le Valanginien inférieur.

- L'analyse séquentielle des séries s'imposait afin de permettre des corrélations fiables et d'aboutir à des interprétations paléogéographiques et géodynamiques cohérentes.

### 2- Méthodologie

Pour l'analyse stratigraphique nous avons commencé par :

- Le lever de coupes détaillées avec un échantillonnage très serré,  
- La détermination des organismes collectés (macrofaune, microfaune et microflore), afin de permettre un calage biostratigraphique le plus fiable que possible et de proposer ainsi un certain nombre d'unités, caractérisées par une lithologie et par un contenu paléontologique spécifiques.

A ce sujet, les Brachiopodes ont été confiés à M. Aoutem, les Echinides à J. Rey, les Ammonites à M. Ettachfini (en collaboration avec J.P. Thieuloy et P. Hoedemaker) ; les Ostracodes à R. Damotte (Annexe I).

J'ai personnellement étudié les Calpionelles (pour lesquelles j'ai bénéficié de l'aide précieuse de J. Remane), les Algues et les Foraminifères benthiques. L'étude approfondie de ces derniers a été abandonnée car ils ne permettraient pas d'obtenir les calages recherchés.

- Une étude magnétostratigraphique a été effectuée dans le cadre du projet THETYS (Annexe II).

- L'interprétation des milieux de dépôt a été fondée sur des analyses de terrain et de lames minces.

- L'analyse séquentielle a été basée sur les concepts de la stratigraphie séquentielle développés par des géologues pétroliers du groupe EXXON, animés par Vail (Annexe III).

### 3- Les données paléontologiques de base

Dans le but de familiariser le lecteur avec la démarche chronologique adoptée, nous proposons dans ce paragraphe, de présenter les différents groupes paléontologiques utilisés à des fins biochronologiques. Certains groupes, utilisés dans ce travail, n'ont pour le moment qu'une valeur chronologique locale ou régionale (Brachiopodes, Oursins, Ostracodes, Foraminifères benthiques et algues), d'autres sont de véritables marqueurs biostratigraphiques (Ammonites et Calpionelles).

#### A- Les Calpionelles

La valeur stratigraphique de ce groupe est, désormais incontestable. De nombreux travaux ont été publiés à ce sujet et les différents auteurs ont établi des échelles stratigraphiques détaillées. Parmi ces

dernières, certaines ont été calées ou comparées à la distribution verticale des Ammonites, Nannofossiles et Foraminifères benthiques. C'est grâce aux nombreux travaux de diagnose et synthèse, aux tableaux de distribution (Fig. 5 et 6) et de comparaison (Fig. 7 et 8) ainsi qu'aux planches publiées par J. Remane entre 1963 et 1986, qu'on dispose actuellement de documents de base pour une utilisation pratique et fiable des Calpionelles pour l'établissement d'une chronologie fine dans l'intervalle Tithonique supérieur-Valanginien basal.

Dans cet intervalle de temps, J. Remane a distingué quatre zones de Calpionelles successives, caractérisées par l'apparition d'un important élément dans les faunes avec : (Fig.9)

**Zone A :** Prévalance du Genre *Crassicollaria* accompagné de petites *Tintinnopsella carpathica* MURG et FIL et grandes *Calpionella alpina* LOR.

**Zone B :** Prédominance plus ou moins de *Calpionella alpina* typique (forme petite, subsphérique et à col haut et droit) accompagnée de *Tintinnopsella carpathica* (forme moyenne et peu diversifiée) et de *Crassicollaria parvula* REM. De rares et sporadiques *Calpionella elliptica* CAD. peuvent apparaître à la base de cette zone.

**Zone C :** Prévalence de *T. carpathica* qui atteint ici son développement maximal (forme grande et très diversifiée d'un point de vue morphologique) avec comme espèces accessoires *Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina* et *C. aff. alpina* LOR. (forme petite parabolique et à col bas).

**Zone D :** Apparition du genre *Calpionellopsis* (d'abord *Cs. simplex* (COLOM.) et ensuite *Cs. oblonga* (CAD.)) avec *T. carpathica* toujours très fréquente. Les espèces accessoires sont représentés par *Calpionella aff. alpina*, *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY (dans la partie supérieure, D3) et *T. longa* (COLOM) (qui devient abondante).

**Zone E :** apparition de *Calpionellites darderi* (COLOM). Au niveau de cette zone on assiste à un déclin des *Calpionellidae* matérialisé par un appauvrissement progressif des faunes sans apparition de formes nouvelles.

#### 1 - Conditions de travail

Dans le présent travail et afin de dater nos séries, la biozonation citée ci-dessus sera utilisé comme outil de base.

Cependant nous tenons à mettre en relief les points suivants qui, au niveau de certaines coupes, rendent les datations plus ou moins approximatives :

- La forte influence néritique accompagnée dans certains niveaux d'une dolomitisation intense, entraîne une rareté et une mauvaise conservation des Calpionelles.

- La faune des Calpionelles présente des anomalies de fréquence : *Calpionella aff. alpina* paraît plus fréquente que la norme au niveau de la zone D où il y a en même temps un déficit en *Calpionellopsis* (J. Remane com. orale).

- Souvent recristallisées, les Calpionelles présentent un test relativement épais. Ce dernier caractère a vraisemblablement une affinité avec la lithologie des couches (calcaire gréseux).

Cela n'empêche que dans certaines coupes et niveaux les Calpionelles sont bien conservées et abondantes ; ceci nous a permis des

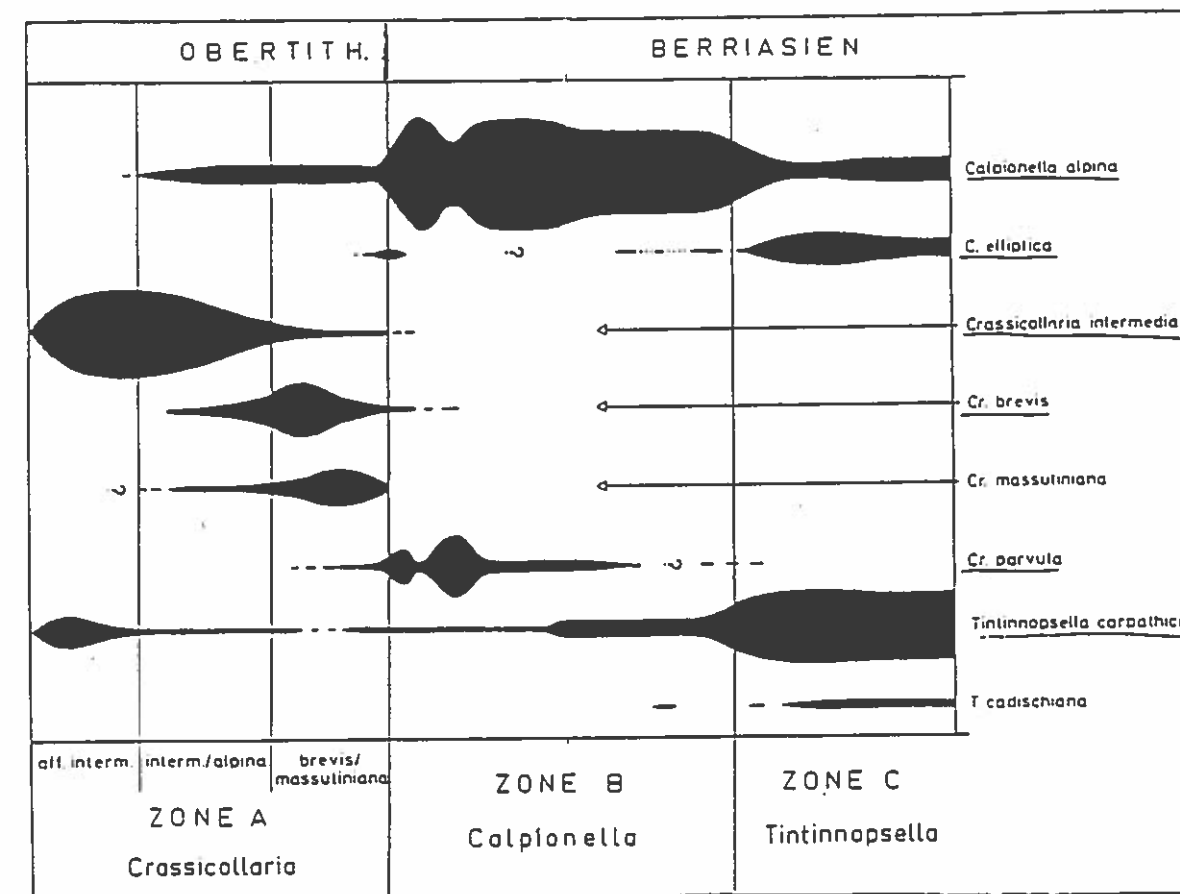


Fig.5 : Répartition stratigraphique et fréquence des diverses espèces de Calpionelles au passage Jurassique-Crétacé (in Remane, 1963)

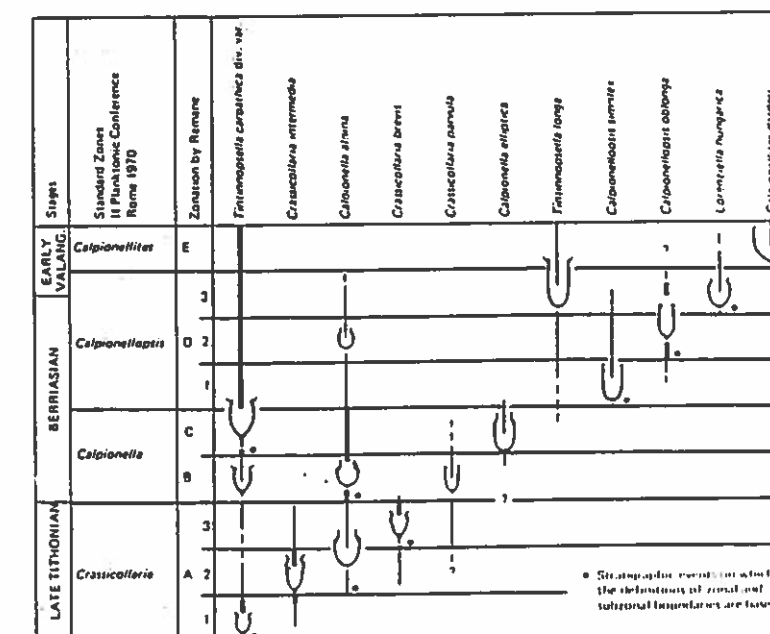


Fig.6 - Stratigraphic ranges of the most important calpionellid species (in Remane, 1986).

Etages	Zones	1	2	3	Zones de Calpionelles	Evénements évolutifs
VALANGINIEN INF.	Campylotuzum					fin des Calpionellidés
	Perransiens	E	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	Calpionellites	
	Otupeta	D	Calpionellopsis simplex C. oblonga	Calpionellopsis	Calpionellopsis	apparition de Calpionellites darderi
BERRIASIEN	Bustassiers					
	Occitanica	C	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella	apparition de Calpionellopsis
	Jacobi-Grandis	B	Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella	explosion de C. alpina ; transition vers les petites formes globuleuses
TITHONNIEN SUP.	Durangites					
	Micro-canthum	A	Crassicollaria intermedia	Crassicollaria intermedia	Crassicollaria	premiers Calpionellidés

Fig. 7 - Zonation standard des Calpionelles (Allemann, Catalano, Fares et Remane, II<sup>e</sup> conférence planctonique de Rome, 1971) comparée aux zones d'ammonites, à la zonation vocontienne (1: Remane) et aux zones de Calpionelles sud-méditerranéennes (2. Catalano et Liguori, 3. Allemann). La limite Jurassique-Crétacé a été indiquée selon les recommandations du colloque de Rome de 1975. (in Remane, 1986).

Fig. 8 - Comparaison de calpionellid zonation from recent publications by different authors. Except for Trejo (1980), the Rome Standard Zones constitute a common base. (in Remane, 1986)

Stage	Rome Standard Zones	Remane	Fra (1976-1978)	Catalano and Liguori (1977)	Allemann, Corti and Windmann (1977)	Trejo (1980) revised notation
VALANGINIEN	LATE					?
	EARLY	Calpionellites	E	Calpionellites darderi		
BERRIASIEN		3	Larziella		Remaniella darderi - Calpionellopsis oblonga	Remaniella darderi
		D 2	Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis simplex Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis simplex	Calpionellopsis oblonga Calpionellopsis simplex
		1	Calpionellopsis simplex			Remaniella codicchianni
		C	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica
		B	Remaniella Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella alpina	Calpionella
TITHONNIEN		3	Crassicollaria brevis-parvula			
		A 2	Crassicollaria intermedia	Crassicollaria intermedia		Crassicollaria
		1	Crassicollaria			

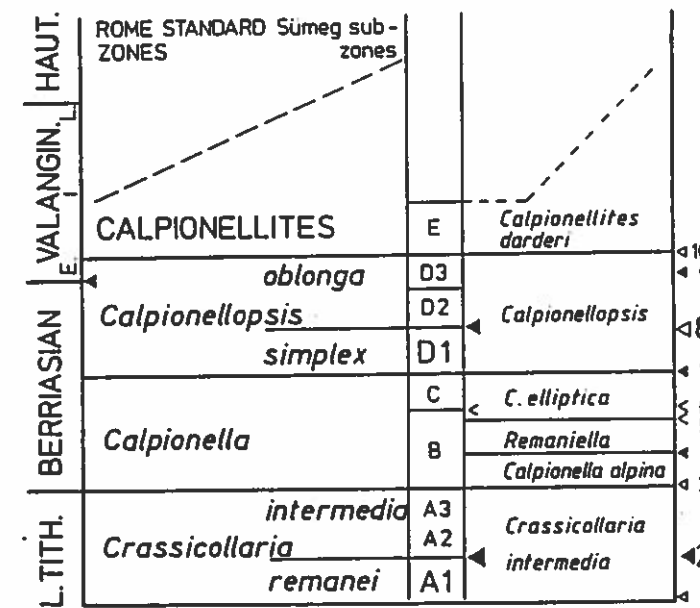


Fig. 9 - Rome standard zones and their subdivision in standard subzones according to the Sümege meeting (left column); middle column: Vocontian zones and subzones; right column: southern Mediterranean zones and subzones (cf. Allemann et al., 1971). For correlation with other zonations see Remane (this vol.) and Remane (1985). Datum planes: 2, 8: boundaries of Sümege standard subzones 4, 9; other datum planes of the Sümege meeting, 1, 3, 7, 10: boundaries of Rome standard zones

1. First Calpionellidae with fully hyaline wall; 2. first large *Calpionella alpina*; 3. "explosion" of *C. alpina*; transition to smaller, globular forms; 4. first *Remaniella*; 5. first *Calpionella elliptica*; 6. transition to large *Tintinnopsella carpathica*; 7. first *Calpionellopsis simplex*; 8. transition *Cs. simplex* - *Cs. oblonga*; 9. first *Praecalpionellites murgenii*; 10. first *Calpionellites darderi*

(in Remane, 1986)

datations assez précises mais toujours approximatives, étant donné l'impossibilité de procéder à l'évaluation des fréquences relatives des diverses espèces dans les différents niveaux.

Toutefois, les datations obtenues ont été confirmées par la découverte de niveaux à Ammonites, notamment dans les couches appartenant à la zone B et à la zone D3 de Calpionelles.

2- Les formes rencontrées (Pl. I et II).

Dans les différentes coupes étudiées nous avons pu identifier avec certitude un certain nombre de Calpionelles avec notamment :

- Calpionella alpina: forme à col haut, sphérique et de petite dimension (Pl. I, Fig 1 et 6).
- Calpionella aff. alpina: forme à col court, parabolique et de petite dimensions (Pl. I, Fig. 2, 4, 5 et 7).
- Calpionella elliptica: (Pl.I, Fig. 8).
- Tintinnopsella carpathica: forme petite, moyenne et grande (Pl. I, Fig. 3 et 9 à 14; Pl.II, Fig. 1 et 2).
- Tintinnopsella longa: (Pl. I, Fig. 15).
- Calpionellopsis simplex: (Pl. I, Fig. 16,18 et 19).
- Calpionellopsis oblonga: en général elle est mal conservée mais sa présence est incontestable (Pl.I, Fig. 17,20).
- Lorenziella hungarica: a pu être identifiée dans de rares cas (Pl.II, Fig. 3 et 4)

L'ensemble de ces faunes nous a permis de mettre en évidence, avec certitude, les zones B, C, D1, D2 et D3 de Remane et d'obtenir les calages biostratigraphiques nécessaires.

Cependant la zone A n'a été identifiée que par la disposition géométrique des dépôts et non par une faune spécifique.

En effet la Formation de Cap Tafelney est surmontée par celle d'Agroud Ouadar renfermant dès sa base des Calpionelles de la zone B associées à des Ammonites de la sous zone à Grandis. De ce fait les Calpionelles rencontrées au niveau de la formation de Cap Tafelney peuvent être attribuées à la zone A de Remane.

La zone E de Remane n'a pas été mise en évidence par les Calpionelles. Toutefois les Ammonites rencontrées dans les différentes coupes prouvent l'existence de cet intervalle.

Les Calpionelles déjà cités par L. Brun (1962) et F. Duffaut (1960 et 1966), dans le bassin d'Agadir-Essaouira n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée dans ce secteur. Par les résultats que nous avons obtenus, nous espérons apporter une modeste contribution à la solution des problèmes biostratigraphiques au niveau du Néocomien dans cette région.

B- Les Ammonites

L'étude des Ammonites dans les coupes que nous avons levées, a été confiée à M. Ettachfani afin de permettre à notre équipe de disposer sur place de moyens de détermination rapide et fiable grâce à la stricte collaboration de J.P. Thieuloy et Hoedemaeker dans la formation et le contrôle des déterminations.

Nous avons pu identifier, avec précision, dans le bassin étudié, cinq zones d'Ammonites dans l'intervalle Berriasien-Valanginien inférieur avec :

- a- Zone à Jacobi-grandis *selon Hoedemaeker et Boubek, 1990.*
- b- Zone à Otopeta
- c- Zone à Pertransiens avec

Sarasinella bedoti (SAYN), Kilianella lucensis (SAYN), Neocomites neocomiensis (D'ORBIGNY), Neocomites montanus (UHLIG), Neocomites

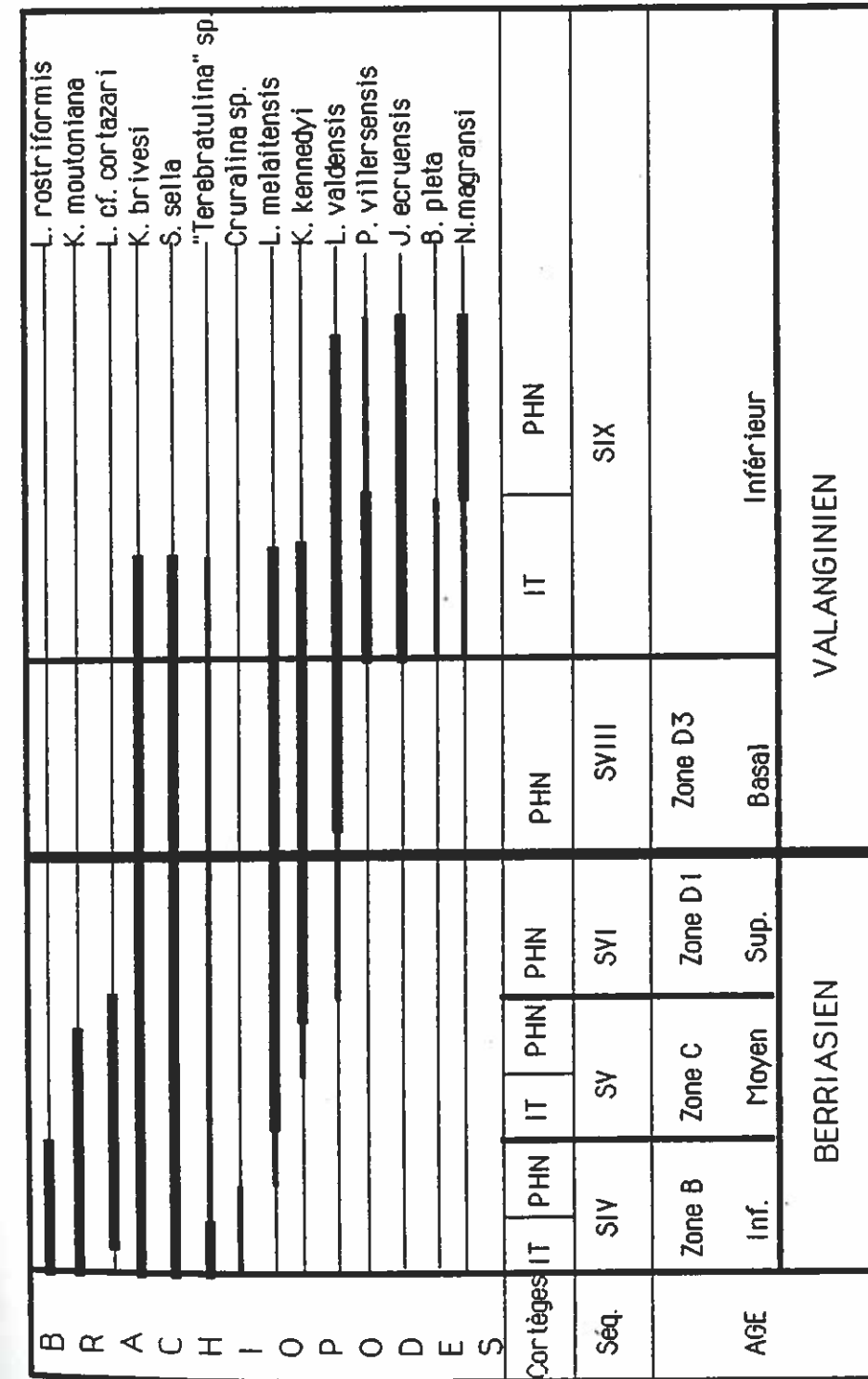


Fig. 10 - Répartition stratigraphique des Brachiopodes dans l'Atlas atlantique. (d'après Aoutem, 1989 modifiée).

premollicus (SAYN), Sarasinella cucyrta (SAYN), Sarasinella trezanensis (SAYN).

d- Zone à Campylotoxum avec

Busnardoites campylotoxus (UHLIG), Olcostephanus (olcostephanus) guebhardi latecumbilicatus (in Bulot com. orale.), Karakaschiceras inostranzewi (KARAKASCH).

e- Zone à Verrucosum avec

Karakaschiceras brandesi (KOENEN), Valanginites wilfridi (KARAKASCH) var Ventrotuberculata (NIKOLOV), O. (Olcostephanus) guebhardi querolensis (in Bulot com. orale.).

Vu la rareté des faunes, les zones à Occitanica et Boissieri n'ont pas été identifiées dans le Berriasien. Toutefois les Calpionelles témoignent de la présence de dépôts correspondant à ces intervalles dans le bassin.

#### C- Brachiopodes

Du fait que les Ammonites sont rares au niveau du Berriasien, nous avons cherché un autre groupe de macrofossiles qui pourrait donner des marqueurs permettant d'avoir des repères facilement identifiables sur les terrain.

Dans ce but nous avons lancé un travail de thèse de troisième cycle avec comme objectif : Etude des Brachiopodes de l'intervalle Berriasien-Valanginien basal, sur les plans systématiques et chronologiques.

Ce travail présenté par M. Aoutem en 1989, a permis à l'auteur, après une étude détaillée des populations, de dresser, en outre, un tableau de répartition stratigraphique calé sur les zones de Calpionelles (Fig. 10 ).

Nous utiliserons cette distribution au cours de ce travail.

#### 4- Présentation des résultats

Notre travail comporte les points essentiels suivants :

- L'utilisation, pour la première fois dans le secteur, des Calpionelles pour les datations. Elles ont permis de bien caractériser le Tithonique terminal, les différents niveaux du Berriasien et le Valanginien basal. Nous avons pu ainsi obtenir les calages stratigraphiques nécessaires à notre étude.
- La description des coupes de références, pour chaque bassin, puis l'analyse comparative d'autres coupes, formation par formation.
- L'interprétation en séquences de dépôt et corrélation avec la charte des cycles eustatiques de Haq et al. 1987.
- L'intégration des résultats obtenus et des observations de terrain, dans une synthèse stratigraphique, sédimentologique et géodynamique, au passage Jurassique-Crétacé, formation par formation.
- La détermination des relations existantes entre tectonique de socle, halocinèse, eustatisme et distribution spatio-temporelle des dépôts.
- L'interprétation géodynamique d'ensemble et son intégration dans l'évolution de la marge atlantique marocaine.

**FORMATION**  
**DE**  
**CAP TAFELNEY**

## Formation de Cap Tafelney

### I- Introduction : Historique

Conscient des difficultés pour dater rigoureusement les séries, Roch (1930) employa la dénomination imprécise de "Jurassico-Crétacé" pour désigner les couches "peu fossilifères" comprises entre une base très vraisemblablement kimméridgienne et un sommet, à Céphalopodes, Berriasien. Ambroggi, (1963) reconnut ponctuellement dans la région d'Agadir (à Aourga) un Berriasien à Ammonites. Par la suite, Duffaut et al. (1966) proposèrent un découpage de cette série, en 3 unités lithostratigraphiques valables pour le bassin d'Agadir et d'Essaouira (Fig. 3) :

- les Calcaires de Timsilline (Portlandien-Berriasien)
- les Calcaires marneux d'Agroud Ouadar (Valanginien)
- les Marnes gréseuses de Sidi Lhousseine (Hauterivien inf.).

Le sommet des Calcaires de Timsilline correspond à la Formation de Tarhrat (Crétacé) crée par Adams et al. (1980) pour la région d'Imouzzer des Ida Ou Tanane (Tab. 1).

Sans faire référence aux noms de formations, Wiedmann et al. (1982) citèrent des Ammonites permettant de dater les Calcaires marneux d'Agroud Ouadar du Berriasien moyen et supérieur, les Marnes gréseuses de Sidi Lhousseine du Valanginien et de l'Hauterivien. La limite entre Jurassique et Crétacé était donc placée dans les Calcaires de Timsilline.

L'étude systématique des associations de Calpionelles nous a permis (Taj-Eddine et al., 1985 ; Rey et Taj-Eddine, 1989) de différencier le Tithonique terminal du Berriasien. Ainsi, nous avons crée une nouvelle unité lithostratigraphique - la Formation de Cap Tafelney - décomposée en 2 membres (membre inférieur datant du Tithonique terminal et membre supérieur rapporté au Berriasien), située sur la Formation de Timsilline (Tithonique pro-parte) et surmontée par la Formation d'Agroud Ouadar (Tithonique pro-parte) et de Sidi Lhousseine (Valanginien supérieur).

Les limites des formations et membres ainsi proposées offraient cependant l'inconvénient de trop s'écarter de unités naturelles, aisément identifiables et cartographiables, établies par Duffaut et al. (1966). C'est pourquoi nous estimons devoir réserver le terme de Formation de Cap Tafelney au seul membre inférieur précédemment défini, le membre supérieur étant intégré à la Formation d'Agroud Ouadar (Taj-Eddine et al., 1990, Tab. 1).

Au Jurassique terminal et au Néocomien inférieur se succèdent ainsi 4 formations séparées par des changements lithologiques majeurs :

- la Formation de Timsilline, à dominante dolomitique ;
- la Formation de Cap Tafelney, correspondant à la partie sommitale, essentiellement calcaire et riche en Calpionelles, des "Calcaires de Timsilline" décrits par Duffaut et al. (1966).
- la Formation d'Agroud Ouadar, marno-calcaire ;
- la Formation de Sidi Lhousseine, principalement formée de marnes intercalées de quelques lits gréseux à la partie inférieure, et de bancs gréseux épais, à la partie supérieure.

### II- Caractères généraux de la formation

#### 1- Limites

La limite inférieure de la Formation de Cap Tafelney correspond à une mince croûte jaunâtre (discontinuité D1) superposée à un banc de dolomies à

AGES	DUFFAUD et al. 1966	ADAMS et al. 1980	REY, TAJ-EDDINE 1989	ce travail	Zones à Calpion.
HAUTERIVIEN	MARNES GRESEUSES DE SIDI LHOUSSEINE			FORMATION DE TAMANAR	
VALANGINIEN	CALCAIRES MARNEUX D'AGROUD-OUADAR		FORMATION DE SIDI LHOUSSEINE	FORMATION DE SIDI LHOUSSEINE	
			FORMATION D'AGROUD OUADAR		
BERRIASIEN	CALCAIRES DE	FORMATION DE TARHRAT	FORMATION DU CAP TAFELNEY Membre supérieur	FORMATION D'AGROUD-OUADAR niveaux	5 D <sub>3</sub>
					4 D <sub>2</sub>
TITHONIQUE	TIMSILLINE	FORMATION DE TISMEROURA PROBABLE	FORMATION DU CAP TAFELNEY Membre inférieur	FORMATION DU CAP TAFELNEY	3 D <sub>1</sub>
					2 C
					1 B
			FORMATION DE TIMSILLINE	FORMATION DE TIMSILLINE	A

Tab. 4 : Les unités lithostratigraphiques et leurs âges dans la région étudiée (Atlas atlantique), d'après Taj-Eddine et al., 1990.

rides et mud-cracks, qui terminent la formation sous-jacente (Formation de Timsilline) essentiellement dolomitique.

La limite supérieure, est très nette sur le terrain; elle s'exprime par une surface durcie (discontinuité D4) d'aspect variable d'un point à l'autre du bassin, avec des perforations, placages d'Huitres, serpules et éponges toujours associés à une forte concentration d'oxydes de fer qui peut se traduire localement par une croûte. L'extension de cette discontinuité (identifiable dans toute la région étudiée) et sa netteté (surface souvent bien dégagée et visible sur de larges surfaces) sont remarquables.

## 2- Contenu sommaire

Il s'agit d'une alternance (entre 1 et 40 m) de dolomies jaunes, de calcaires gris, de marnes et de calcaires à structures algo-laminaires, formant des bancs centimétriques à métriques qui s'organisent en séquences élémentaires de comblement avec une tendance générale à l'approfondissement de la base au sommet de la formation. Le peuplement micropaléontologique est essentiellement marqué par la présence de Calpionelles. Les bancs calcaires contiennent en outre une abondante faune avec : des Algues Dasycladales (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Actinoporella podolica* ALTH, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Cylindroporella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Triploporella* sp.), Foraminifères (*Pseudocyclamina lituus* YOK, *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Feurtilia frequens* MAYNC, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *T. elongata* (LEUPOLD), *Nautiloculina oolithica* (MOHLER), *Conicospirillina basiliensis* (MOHLER), Ostracodes, Bryozoaires, Stromatoporiés, Eponges (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX), Annelides, Entroques, Brachiopodes et Lamellibranches essentiellement dans la partie supérieure de la formation.

Ainsi, par ses caractères lithologiques et paléontologiques cette formation se distingue nettement de la Formation de Timsilline, essentiellement dolomitique, et de la Formation d'Agroud Ouadar à dominante marneuse et calcaro-gréseuse et très riche en Calpionelles, Brachiopodes et Echinides.

## 3- Attributions stratigraphiques

Les indications fournies par les Calpionelles permettent d'attribuer cette formation au Tithonique terminal à Berriasien basal (?). En effet dès sa base apparaissent *Tintinnopsella carpathica minima*, *Crassicollaria parvula* et de rares *Calpionella alpina* et *Crassicollaria intermedia* qui caractérisent le passage Jurassique—Crétacé (Zone A de Remane, 1986). Comme, d'autre part, les premiers bancs de la formation sus-jacente (sur la discontinuité D4) contiennent des Ammonites de la zone à *Euxinus* (sous zone à *Grandis*) associées à des Calpionelles du Berriasien inférieur, nous sommes portés à penser que la Formation de Cap Tafelney date essentiellement du Tithonique terminal.

L'existence dans cette unité du Berriasien basal, n'est pas à exclure mais reste toujours à prouver.

## III- Description de la coupe type : Sidi Bouseckri (Fig.11)

### a- Localisation : (Fig.12)

Cette coupe a été levée à 30 Km environ, au Nord-Ouest d'Agadir, le long de la piste des crêtes menant à Imouzzar des Ida Ou Tanane.

### b- Description : (Annexe I et Fig. 11)

#### Niveau 1 :

— marnes noduleuses (0,35 m).

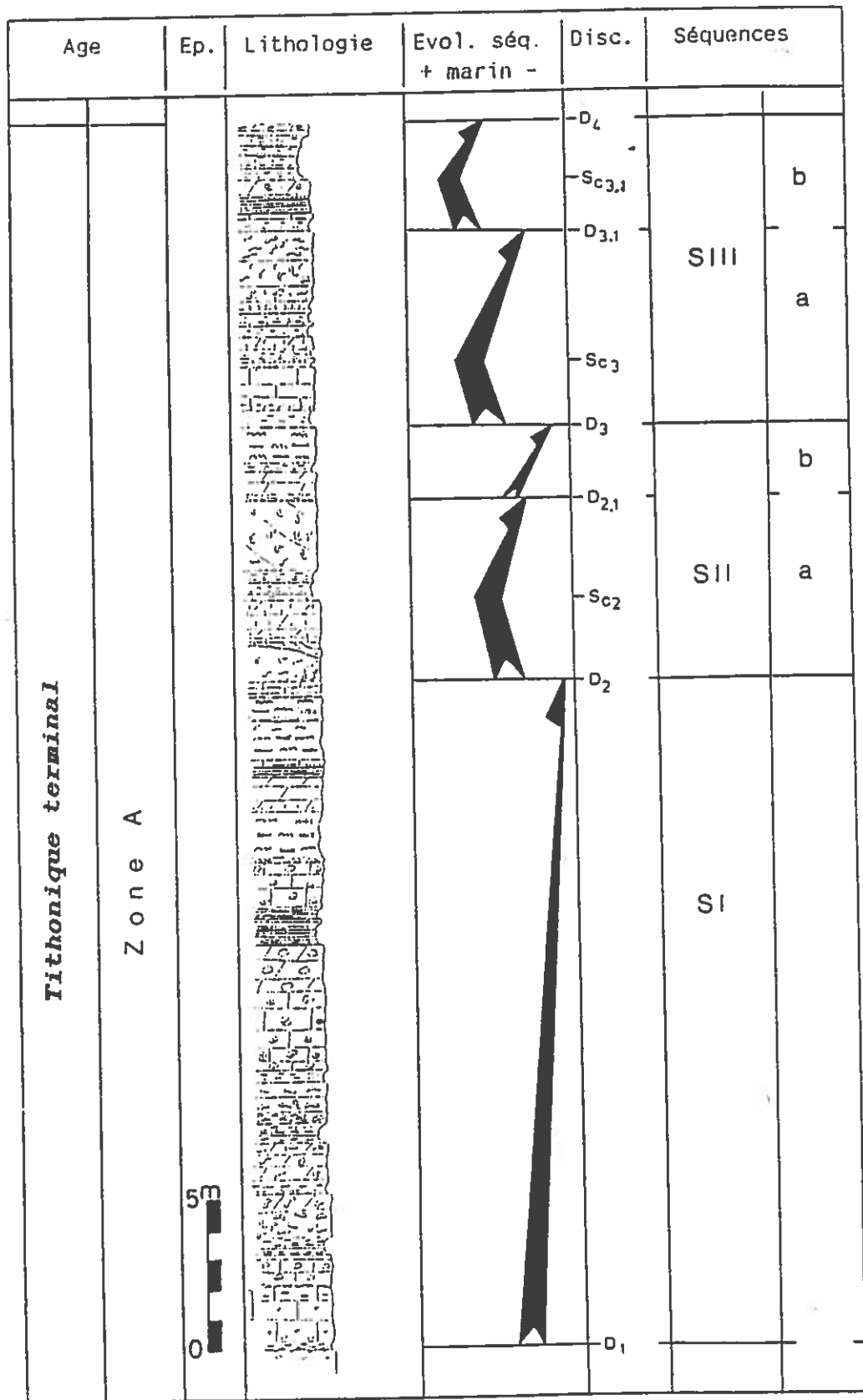


Fig.11 : Coupe de Sidi Bousekri: évolution séquentielle de la Formation de Cap Tafelney

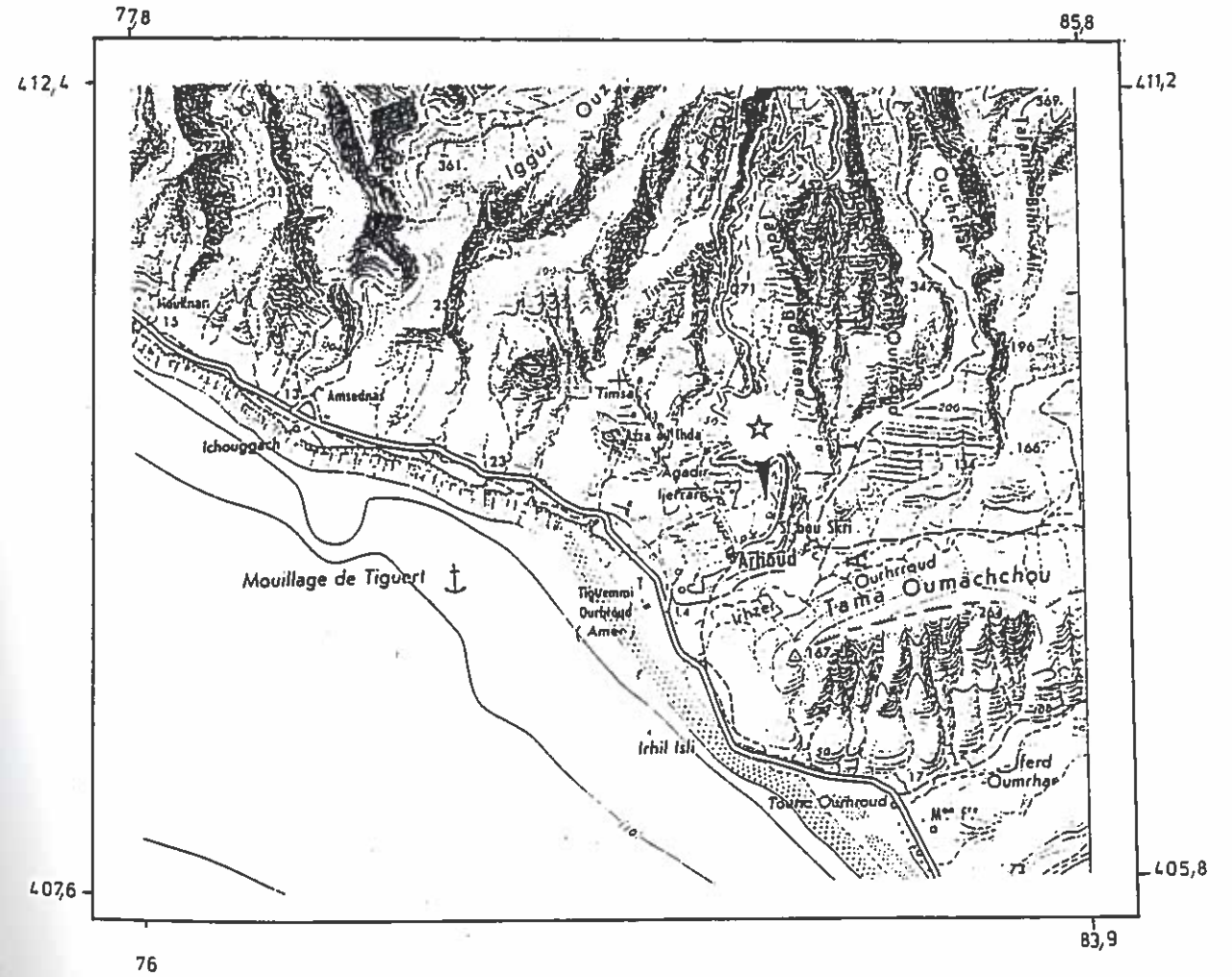


Fig.12 : Agrandissement au 1/50.000 sur Feuille de Taghazout au 1/100.000

— calcaires gris à dissolution vacuolaire et Entroques et calcaires bioclastiques en bancs de 20 à 60 cm (1,20 m).

**Microfaciès** : Wackestone à packstone à oolithes fibroradiées, débris d'Algues vertes et rouges, oncolithes, pellets, Ostracodes, débris de Lamellibranches, Oursins et Brachiopodes, Foraminifères (Lenticulines) et de rares quartz détritiques.

— calcaires gris fortement bioturbés, laminites et voiles stromatolithiques en coupole (0,55 m).

**Niveau 2 :**

— dolomies à dissolution vacuolaire et calcaires gris massifs (0,95m).

— marnes noduleuses blanchâtres et dolomies jaunes tendres (50 cm.).

- dolomies jaunes massives à grosses bioturbations (1,50 m).

— marnes noduleuses blanchâtres, dolomies jaunes tendres laminites et voiles stromatolithiques (0,45).

— dolomies jaunes massives en bancs de 40 à 70 cm. On remarque dans le dernier banc, qui se termine par des stromatolithes, la présence d'un réseau stylolitique subvertical (1,75 m).

**Niveau 3 :**

- marnes noduleuses et dolomies fortement bioturbées (70 cm).

**Microfaciès** : Mudstone à Lituolidés, bioturbations et de rares quartz.

**Niveau 4 :**

- calcaires gris d'aspect bréchique à grosses bioturbations horizontales et un dense réseau de stylolites qui moule les bioturbations sans jamais les traverser et calcaires gris massifs à grosses bioturbations essentiellement subverticales, en bancs de 30 à 60 cm (2,5 m).

**Microfaciès** : Mudstone à packstone à Foraminifères (Lenticulines, Lagénidés, *Nautiloculina oolithica*), Dasycladales (*Salpingoporella annulata* et *Clypeina jurassica*), coprolithes, oolithes micritisées et intraclasts.

- calcaires gris massifs, graveleux, granoclassés et à stratification oblique de faible pente vers le Sud-Ouest en bancs de 30 à 50 cm (1,75 m).

**Microfaciès** : Wackestone à packstone à algues Dasycladales, oncolithes, pellets, protoolithes et agrégats.

- dolomies massives à dissolution vacuolaire dispersées et veinules d'oxydes de fer. Une mince croûte de fer coiffe ce banc (1,5 m)

**Niveau 5 :**

- dolomies et laminites en bancs centimétriques (1,30 m).

**Microfaciès** : Mudstone à oxydes de fer.

**Niveau 6 :**

- calcaires gris massifs à Algues en bancs de 10 à 30 cm séparés par des joints stylolitiques (1,15 m).

**Microfaciès** : Mudstone à algues Dasycladales dont *Clypeina jurassica* et *Salpingoporella annulata*; *Trocholina alpina*; Algues encroûtantes et d'abondants quartz détritiques dans la partie supérieure.

- dolomies jaunes massives (0,35 m).

**Microfaciès** : dolomicrites à dolomicrosparites à dolomies rhomboédriques, quartz bipyramidés et fantômes.

**Niveau 7 :**

- dolomies à *fenestrae* (0,15 m).

- dolomies beiges à laminites algaires et voiles stromatolithiques et dolomies finement laminées en bancs de 10 à 50 cm (1,45 m).

**Microfaciès** : Boundstones à films algaires, coprolithes, Gastéropodes dissouts et fentes verticales (sections de mud-cracks ?).

- dolomies beiges, bioturbées à la base et passant latéralement à un ensemble bréchique (1,20 m).

- dolomies tendres laminées (0,40 m).

- calcaires gris sombres à coprolithes surmontés par un mince niveau à oxydes de fer (0,10 à 0,20 m).

**Microfaciès** : Wackestones à *Favreina coproliformis*.

- dolomies jaunes d'aspect massif, à laminites algaires et voiles stromatolithiques puis dolomies jaunes à grosses bioturbations de type "bioturbations de Crustacés" et coprolithes (1,35 m).

- dolomies jaunes à *fenestrae* (20 cm).

- dolomies en tablettes (forte compaction) puis laminites et voiles stromatolithiques (0,70 m).

- dolomies jaunes à *fenestrae* (0,05 m).

**Niveau 8 :**

- calcaires gris massifs ravinés au sommet (0,07 m).

**Microfaciès** : Wackestone à Packstone à Ostracodes, algues Dasycladales dont *Actinoporella podolica*, Lagénidés, Lituolidés, Calpionelles (rares et indéterminables), radioles d' Oursins et pellets.

- dolomies sombres à base ravinante puis calcaires gris massifs passant latéralement vers le Sud-Ouest, à des calcaires à grosses bioturbations de type "bioturbations de Crustacés" et ravinés au sommet (1,20 m).

**Microfaciès** : dolomicrosparites à cristaux de dolomies rhomboédriques et calcaires wackestones à Algues Dasycladales, Foraminifères (Lagénidés, Lituolidés), Ostracodes, oolithes fibroradiées et pellets, passant latéralement à des calcaires wackestone (bancs à "Callianassa") avec *Cladocoropsis mirabilis*, Udotacées, Trocholines, *Nautiloculina* sp., radioles d' Oursin et pellets.

- calcarénites sombres d'épaisseur variable, à base ravinante, chenalés par endroits et à stratifications obliques - en dôme ? - (0,05 à 0,50 m).

**Microfaciès** : calcaires packstones à extraclasts, oolithes, Lituolidés, Lagénidés, Bryozoaires, *Cayeuxia piae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Triploporella* sp., *Cladocoropsis mirabilis* et Entroques.

- dolomies tendres ravinées au sommet, dolomies massives à dissolution vacuolaire et bioturbations à la base, dolomies jaunes grossières à la base et fines au sommet puis calcaires gris bioturbés en bancs de 0,20 à 0,50 m. - (1,30 m)

**Niveau 9 :**

- marnes grises en plaquettes et dolomies tendres fortement bioturbées au sommet (1 m).

**Niveau 10 :**

- calcaires gris massifs à larges stratifications obliques, grosses bioturbations ramifiées de type "Callianassa". Ces calcaires, à Eponges au sommet et un mince niveau à Huîtres à la base, passent latéralement à un ensemble très bioturbé et très pulvérulent (2,20 m).

**Microfaciès** : Mudstone à *Cladocoropsis mirabilis* (noyés et encroûtés par des Rhodophytes), *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Spicules, vides à remplissage géotrope et quartz bipyramidés.

- dolomies à fenestreae (0,15 m)

Niveau 11 :

- dolomies jaunes coiffées par un mince intervalle stromatolithique (0,15 m).

- dolomies massives, très bioturbées à la base et surmontées par une croûte ferrugineuse (0,95 m).

Niveau 12 :

- marnes noduleuses et dolomies roses à laminites algaires augmentant d'épaisseur vers le Nord-Ouest au détriment de l'ensemble sous-jacent (1,50 m).

Niveau 13 :

- marnes noduleuses puis calcaires gris massifs à rares Huitres à la base et calcaires gris d'aspect noduleux, fortement stylolisés et bioturbés (0,75 m).

Microfaciès : Mudstone à Wackestone à Dasycladales (Thaumatoporella parvovesiculifera) Foraminifères (Trocholines) Eponges (Cladocoropsis mirabilis), radioles d'Oursins et Calpionelles.

- calcaires gris en plaquettes puis massifs (0,55 m).

Microfaciès : Wackestone à Lituolidés et Dasycladales. Cet ensemble s'amincit progressivement vers le Nord-Ouest.

Niveau 14 :

- marnes blanchâtres et calcaires dolomitiques, par niveau finement lités, en bancs de 0,10 à 0,40 m (2,65 m).

Microfaciès : Mudstone à Wackestone fortement bioturbés à Ostracodes, Lituolidés Dasycladales (Thaumatoporella parvovesiculifera), radioles d'oursins, coprolithes (Favreina sp.), pellets et gravelles.

Niveau 15 :

- calcaires gris massifs à trous et grosses bioturbations de Crustacés (0,80 m).

Microfaciès : Wackestone à Favreina prunensis, Dasycladales, pellets et gravelles. Vers le sommet du banc apparaissent des Eponges (Cladocoropsis mirabilis).

- calcaires gris d'aspect noduleux à bioturbations jointives et fortement stylolisées (1 m).

Microfaciès : Wackestone à packstone à Nérinées, Ostracodes, Miliolidés, Thaumatoporella parvovesiculifera, Calpionelles coprolithes et pellets.

Niveau 16 :

- marnes blanchâtres (0,40 m).

- calcaires gris sombres à veinules d'oxydes de fer (0,20 m).

Microfaciès : Packstones à grainstones à hématite, calcite poecilitique englobant des pellets et ciments coaxiaux, Ostracodes, Dasycladales, pellets et gravelles.

Niveau 17 :

- calcaires en plaquettes et dolomies jaunes ocrés en bancs de 0,50 m (1 m).

Microfaciès : dolomicrosparites à Lituolidés et quartz détritiques.

Niveau 18 :

- marnes blanchâtres très pulvérulentes et dolomies tendres, coiffées par un mince niveau de calcaire roux (1,65 m).

#### IV- Les faciès caractéristiques

Dans l'ensemble de la coupe peuvent être identifiés les faciès suivants : (Fig.13 A et B).

##### 1- Calcarénites bioclastiques et oolithiques : (F I)

Ce faciès apparaît à la base de certaines séquences, il est caractérisé par une épaisseur variable (d'ordre centimétrique à métrique), une base ravinante, localement chenalisée, et présentant des stratifications onduleuses ou obliques planes.

Ces calcarénites matérialisent vraisemblablement la destruction de barrières médiolittorales dans un contexte d'oolitic tidal bar ou barrier island (décrites par E. A. Shinn 1973 et 1983, dans le golfe persique au large des côtes du Qatar), avec resédimentation en milieu médiolittoral externe ou dans le lagon.

##### 2- Marnes vertes (stériles) : (F II)

##### 3- Calcaires à Calpionelles: (F III)

Il s'agit de calcaires gris d'énergie variable, massifs, parfois fortement bioturbés et renferment de rares Calpionelles associées à des Algues vertes, Lituolidés, Ostracodes et pellets. Ce type de faciès est semblable à celui décrit par P. Cugny (1988), dans le Néocomien des Corbières sous le nom d'Ecozone à Calpionelles, caractéristique de l'étage infralittoral ouvert.

##### 4- Marnes noduleuses : (F IV)

Il s'agit de marnes blanchâtres, pulvérulentes et fortement bioturbées.

##### 5- Micrites à Dasycladales et Lituolidés : (F V)

Ce faciès est comparable à celui décrit par Cugny (1988), dans les Corbières, sous le nom d'Ecozone à Trocholines et Dasycladales qui caractérisent l'étage infralittoral interne.

##### 6- Micrites à "bioturbations de Crustacés" : (F VI)

Il s'agit de calcaires micritiques sombres à grosses bioturbations ramifiées formant de véritables galeries branchues, subverticales à horizontales remplies par du matériel jaunâtre (oxydé) donnant à la roche un aspect tacheté, dû au contraste entre la teinte de remplissage et celle du sédiment encaissant.

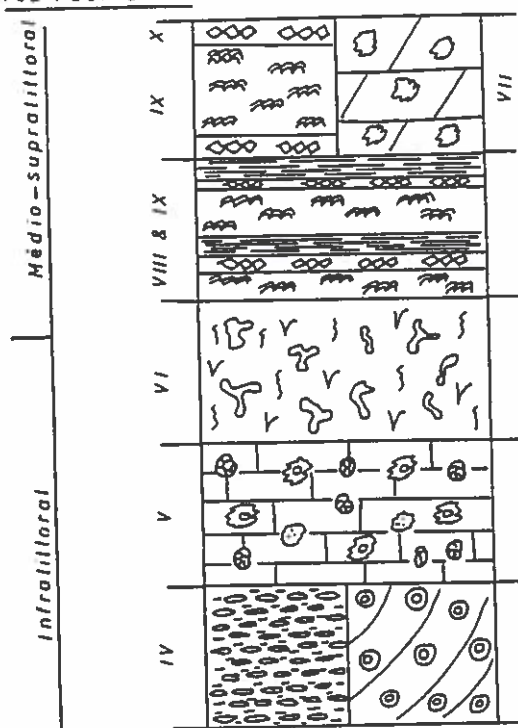
Quand la disposition horizontale des galeries est dominante, et sous l'effet de la compaction, la roche prend un aspect noduleux et bréchiq ue très caractéristique.

Ce type de bioturbations, citées par Benest (1985) dans des dépôts du Jurassique supérieur de l'Ouest algérien, ont été observées par Cubaynes (1986) dans le Jurassique du Quercy et considérées comparables à celles produites par le crustacé Callianassa sp. Ceci a été décrit et illustré par Reineck et al. (1975) et tenu pour caractéristique de l'étage médiolittoral (à supralittoral) dans un milieu de faible énergie. Weimer et al. (1964), Kennedy et Sellowood (1970) en ont observé dans des sédiments actuels dans un milieu marin relativement profond (Infralittoral) et de faible énergie.

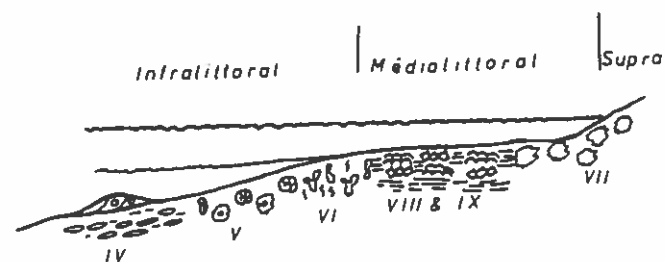
##### 7- Dolomicrites à vacuoles : (F VII)

Il s'agit de dolomies massives jaunes à grises, en bancs décimétriques à métriques, remplies de vacuoles de dimension variable (0,1 à 4 cm.). Ce faciès est semblable à celui décrit par Read (1973), dans des tidal-flats du Dévonien d'Australie, sous le nom de tubular ou irregular fenestreae. Ils indiquent un

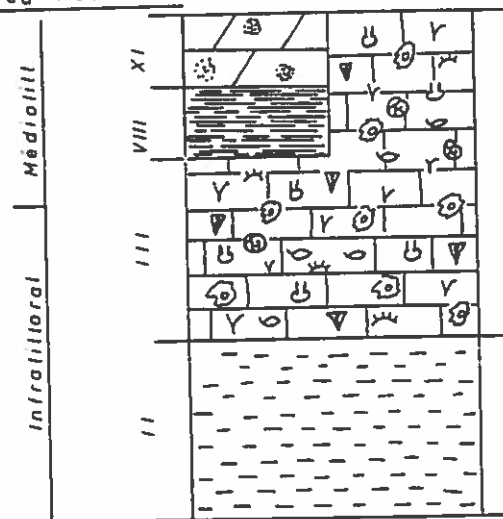
Milieu Faciès



(A)



Milieu Faciès



(B)

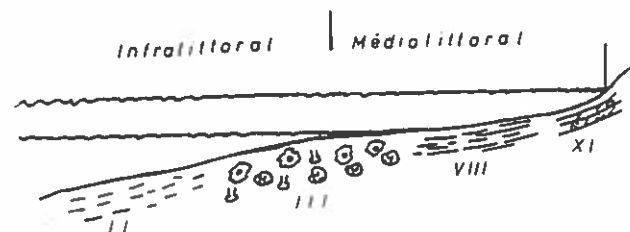


Fig.13: Séquences virtuelles de faciès dans la Formation de Cap Tafelney

milieu médiolittoral à supralittoral et dérivent probablement de la dissolution de gypse.

#### 8- Calcaires (ou dolomies) à laminites mécaniques ou tidalites : (F VIII)

Elles sont fréquentes dans l'étage médiolittoral supérieur à supralittoral, soit dans les sédiments actuels, soit dans ceux du passé. D'après Hoffman (1969) et Garret (1970), ce type de sédimentation pourrait se former aussi dans l'étage infralittoral à médiolittoral inférieur, mais dans ce dernier il serait vite effacé par l'action des organismes fouisseurs.

Ces laminations, dans des dépôts d'estran, sont généralement dues à des raz de marée (Ball et al., 1963).

#### 9- Calcaires (ou dolomies) à laminites algaires ondulés : (F IX)

Il s'agit de lamines ondulées, latéralement continues, comparables à celles décrites par Logan et al. (1954) sous le nom de laterally-linked hemispherical shapes (L L H). Nous avons pu observer aussi des stromatolithes aplaties (flat laminated forms) interprétées généralement comme des algal mats et, dans certains cas, difficilement séparables des laminites mécaniques.

Ces structures sont connues du Paléozoïque à l'actuel. Des exemples ont été cités et illustrés par Shinn (1983), dans des sédiments actuels de l'étage médiolittoral à infralittoral (Golf persique, Bahamas et Australie).

#### 10- Micrites à structures fenestrae : (F X)

Cette structure fenestrae, définie par Tebbutt et al. (1965), est considérée comme indicatrice d'un milieu supralittoral à médiolittoral (Shinn, 1968 ; Shinn et al., 1980 et Shinn 1983)

#### 11- Dolomies roses présentant souvent des fantômes de bioclastes : (F XI)

En plus de ces faciès caractéristiques dominants, nous avons mis en évidence des indices d'émersion apparaissant dans certains niveaux avec :

- quartz bipyramidés ;
- ciment de type poecilitique, coaxial et à ménisques ;
- oolithes fibroradiées ;
- fentes de dessiccation.

### V- Séquences élémentaires de faciès (Séquences virtuelles)

Nous avons pu identifier, dans la formation de Cap Tafelney, deux types de séquences virtuelles de faciès :

#### Type A :

Il superpose en séquences élémentaires de comblement les faciès suivants, de la base au sommet : (Fig .13 A).

- marnes noduleuses (F IV).
- micrites à Dasycladales et Lituolidés.(F V).
- micrites à "bioturbations de Crustacés" (F VI).
- Calcaires ( ou dolomies) à laminites mécaniques ou tidalites (F VIII).
- Calcaires ou dolomies à laminites algaires ondulées (F IX).

Il s'agit d'une séquence de comblement dont les lithofaciès témoignent d'une évolution depuis les dépôts infralittoraux à des dépôts médio à supralittoraux. A la base de la séquence peuvent apparaître des calcarénites très bioclastiques (F I).

Ce type de séquence est comparable à celui décrit par James (1984) dans des dépôts d'estran et par Bernier (1984) dans des dépôts portlandiens du Jura méridional.

Les termes constitutifs de cette séquence, décrits par Gebelein (1977) et Bourrouilh Le Jan (1980 et 1982), témoignent en effet, d'une succession de dépôts évoluant depuis l'infralittoral supérieur jusqu'au médiolittoral (voire supralittoral) dans un domaine de plate-forme interne.

Dans la coupe de Sidi Bouseckri, cette séquence, avec un niveau de marnes blanchâtres à la base (et quelquefois des calcarénites bioclastiques) se présente sous forme répétitive, mais jamais complète, sur environ 24 m.

Cette rythmicité est due, vraisemblablement, à une mobilité saccadée du fond qui entraînerait un léger approfondissement de l'aire de dépôts, vite comblée par la sédimentation et se reproduisant sur des dizaines de mètres (Bernier, 1984).

#### Type B :

Dans cette séquence se superposent les faciès suivants avec de la base au sommet : (Fig.13 B)

- Marnes vertes (F II).
- Calcaires à Calpionelles (F III).
- Calcaires ou dolomies à laminites mécaniques (tidalites). (F VIII).
- Dolomies (roses) à fantômes de bioclastes (F XI).

Ces faciès s'agencent en séquences élémentaires de comblement caractéristiques des environnements infralittoraux à médiolittoraux de plate-forme ouverte et soumise aux influences du large.

## VI- Séquences majeures et les discontinuités

Dans la Formation de Cap Tafelney l'évolution verticale des faciès nous a permis de distinguer trois séquences majeures: SI, SII, et SIII (Fig.12).

- La séquence majeure SI, épaisse de 22,20 m., est délimitée à la base par une surface durcie, fortement oxydée et comportant localement des rides et des fentes de dessiccation (discontinuité D1) et au sommet par la discontinuité D2. Elle est composée des différents termes de la séquence de faciès de type A associés en séquences élémentaires de comblement.

Il s'agit d'une séquence majeure de tendance régressive. En effet, les termes inférieurs de la séquence de faciès de type A, sont de moins en moins développés vers le haut, et les termes supérieurs de plus en plus complets et développés.

- La séquence majeure SII est composée de deux mésoséquences SIIA et SII B :

\* la mésoséquence SIIA est délimitée à la base par la discontinuité D2, correspondant à une surface durcie fortement oxydée, et au sommet par une surface fortement oxydée, perforée et localement encroûtée par des Huîtres (discontinuité D2.1). Cette séquence, épaisse de 6 m. et à évolution cyclique, est essentiellement composée des termes de la séquence de faciès de type B avec à sa partie inférieure des calcaires à Calpionelles (F III) surmontés par des calcarénites bioclastiques, allocycliques (F I). A cette partie, dominée par des faciès relativement profonds, fait suite un deuxième ensemble à dominante dolomitique et pauvre en faune, composé essentiellement d'une alternance de marnes blanchâtres et pulvérulentes (F III), de dolomies à laminites mécaniques (F VIII) et de dolomies (F IX).

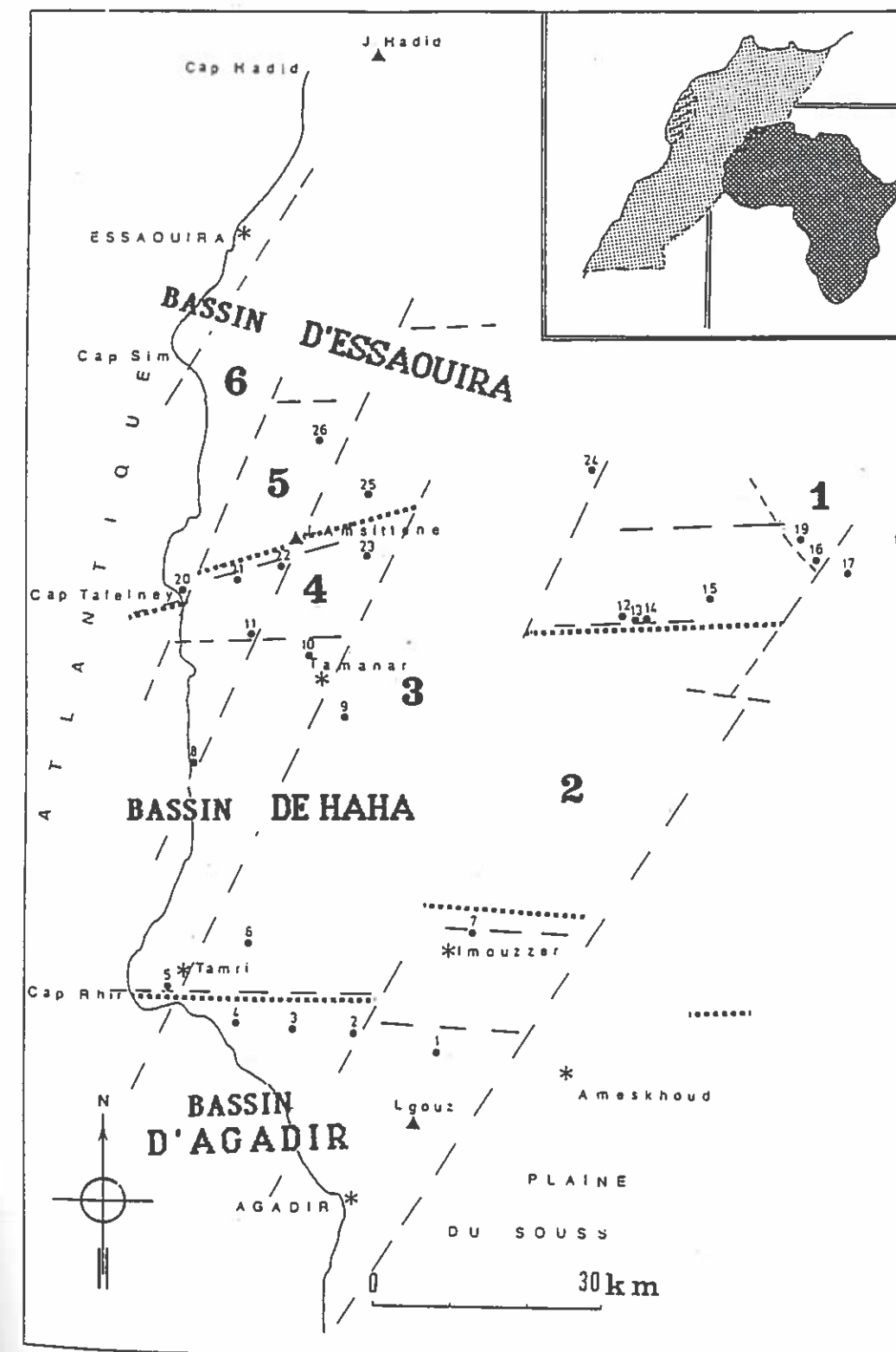


Fig.14 - Localisation des Bassins et des coupes  
 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Ait Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara 8-Imsouane 9-Zalidou 10-Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Ait Boucag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

Dans cette mésoséquence, la partie inférieure (d'approfondissement) est séparée de la partie supérieure (de comblement) par une surface fortement oxydée et riche en faune (Sc2).

\* la mésoséquence SIIB, épaisse de 2,4 m., est délimitée à la base par la discontinuité D2.1 et au sommet par une surface durcie riche en fer (discontinuité D3). Cet ensemble est essentiellement composé de séquences de faciès de type A, et débute par un mince niveau de calcaires bioclastiques à Huîtres et évolue, en comblement, par la superposition de calcaires à "bioturbations de Crustacés" (F VI), de dolomicrites à fenestras (F X), de dolomies (F XI) et de niveaux stromatolithiques (F IX) essentiellement concentrés à la partie sommitale de la mésoséquence.

— La séquence majeure SIII, comprise entre la discontinuité D3 et une surface durcie, fortement oxydée et perforée, localement encroûtée et colonisée par des Huîtres (discontinuité régionale D4), se décompose en deux mésoséquences :

\* La mésoséquence SIIIA, épaisse de 6,60 m. et à évolution générale cyclique est délimitée à la base par la discontinuité D3 et au sommet par une surface à forte concentration de fer (discontinuité D3.1). Elle est composée de séquences de faciès de type B avec à la base des marnes et des calcaires à Calpionelles (F III) suivis, plus haut, par une alternance de marnes fortement bioturbées, et de dolomies (F XI). Une surface oxydée et riche en faune (Sc3), sépare la partie inférieure, d'ouverture, de la partie supérieure, de comblement.

\* La mésoséquence SIIIB, épaisse de 4,60 m. et à évolution générale cyclique est comprise entre la discontinuité D3.1 et une surface durcie à perforations, placages d'Huîtres et Serpules, toujours associés à une forte concentration d'oxydes de fer (discontinuité D4). Elle est composée de séquences de faciès de type B avec à la base des micrites à Dasycladales et Eponges suivis par des calcaires à Calpionelles (F III), fortement imprégnés d'oxydes de fer. A cet ensemble, transgressif, fait suite un deuxième ensemble, régressif, essentiellement composé des termes supérieurs de la séquence de faciès de type B, agencés en séquences élémentaires de comblement. Une surface fortement oxydée (Sc3.1) sépare ces deux ensembles.

## VII- Conclusions

A Sidi Bouseckri, la formation de Cap Tafelney est constituée de 40 m, de sédiments de très faible profondeur (infralittoraux à supralittoraux) organisés en trois séquences majeures, la première de comblement, la deuxième cyclique à la partie inférieure (mésoséquence SIIA) et de comblement à la partie supérieure (mésoséquence SIIB) et la troisième composée de deux mésoséquences elles-mêmes cycliques. L'évolution générale des faciès, à travers ces trois séquences majeures, tend vers un approfondissement.

## VIII- Description régionale

### A- Bassin d'Agadir : (Fig.14)

#### A1- Description des coupes :

#### 1- Coupe de Tamzargout : (Fig.15)

##### a - Localisation : (Fig. 16)

Elle est située le long de la route menant d'Agadir à Imouzer des Ida Ou Tanane, à environ 2 Km au Nord-Est de la palmeraie d'Ineraren.

## Formation de Cap Tafelney.

### Coupe de : TAMZARGOUT

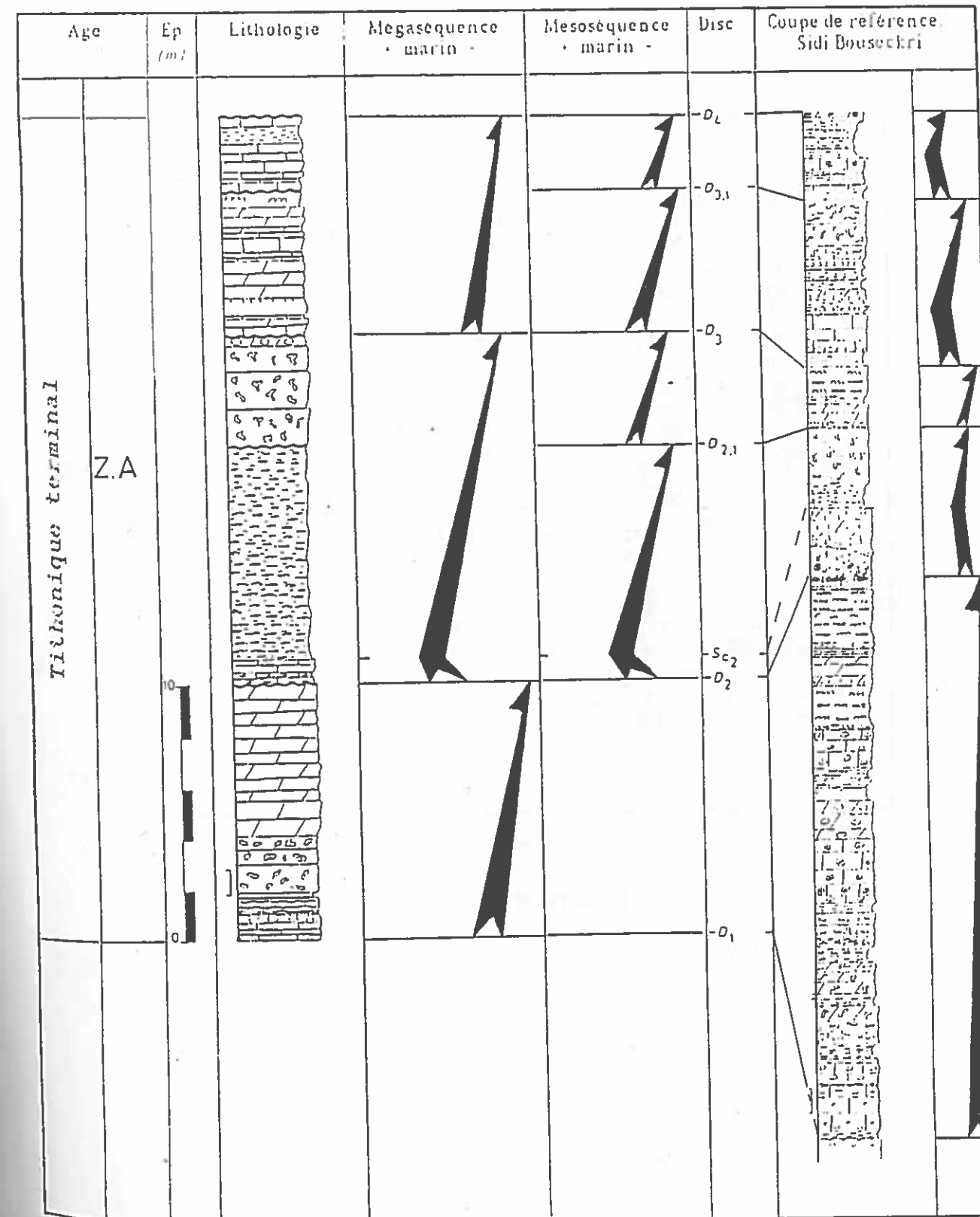


Fig. 15-Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

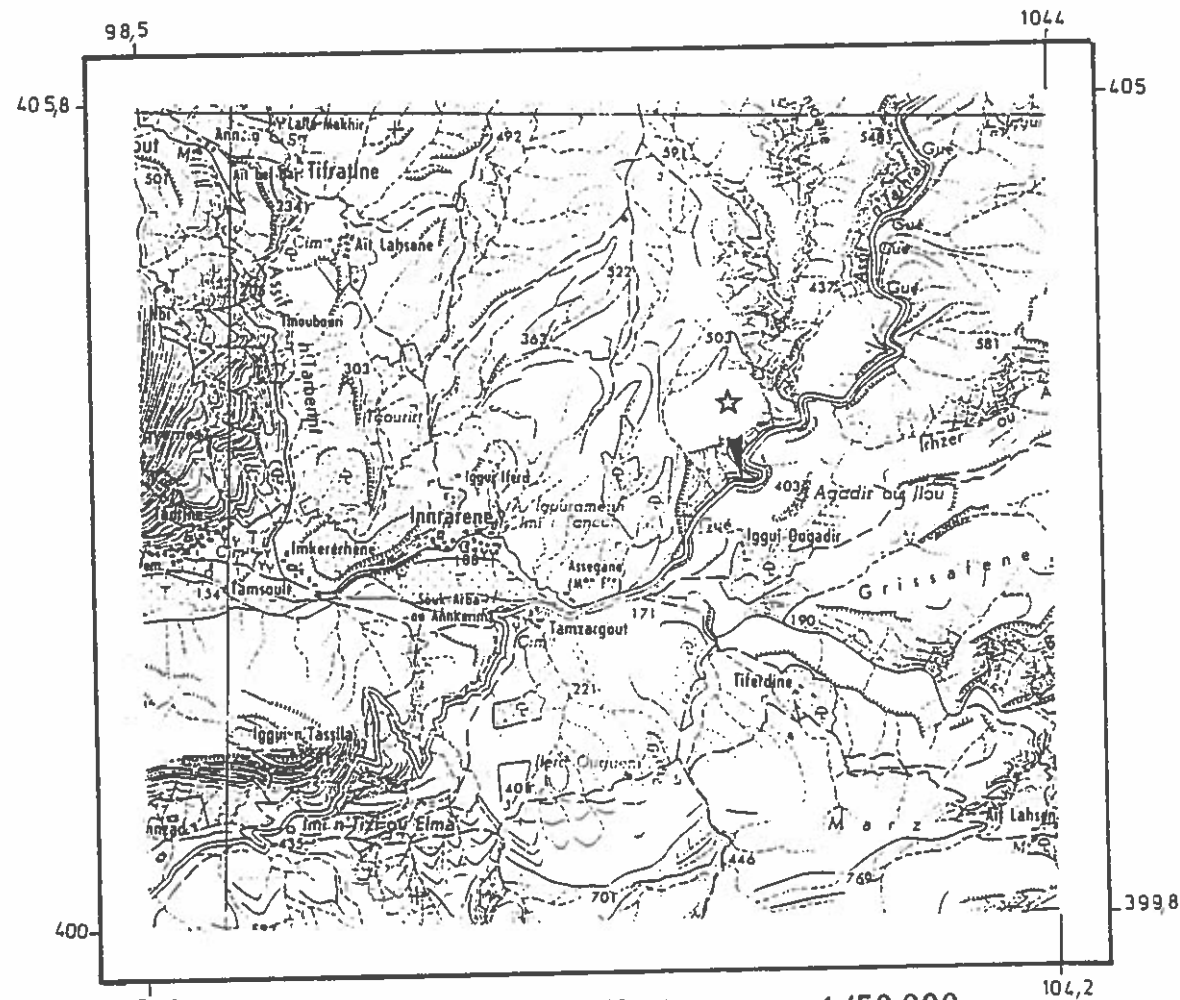


Fig.16: Sur la Feuille de Taghazout au 1/50.000

★ Coupe de Tamzargout

#### b- Description

A Tamzargout l'analyse des faciès nous a permis de distinguer trois séquences majeures corrélables avec celles qui composent la formation de Cap Tafelney à Sidi Bouseckri :

- Une séquence majeure en comblement (SI), épaisse de 10,22 m. et délimitée par les discontinuités D1 et D2. Elle est composée essentiellement des termes supérieurs de la séquence de faciès de type A, agencés en séquences élémentaires de comblement.

Dans cette partie de la coupe la biophase est fondamentalement représentée par des Foraminifères (*Pseudocyclamina lituus*, *Trocholina alpina*) et des Dasycladales (*Clypeina jurassica* et *Salpingoporella annulata*) ainsi que de rares Nérinées, coprolithes, pellets et de grosses bioturbations ramifiées (type "*Callianassa*").

- Une mésoséquence à évolution générale cyclique, épaisse de 9,66 m. et assimilable à la mesoséquence SIIIA décrite à Sidi Bouseckri. Comprise entre les discontinuités D2 et D2.1, elle est essentiellement composée de marnes noduleuses à huitres, Gastéropodes et Calpionelles (rares), dolomicrites à grosses bioturbations ramifiées et pellets, puis, plus haut, des dolomicrites à dissolution vacuolaire.

Par son faciès, représenté exclusivement par les termes inférieurs du faciès type A et par sa plus grande épaisseur, elle témoigne d'un milieu de dépôt légèrement plus profond et plus subsident qu'à Sidi Bouseckri.

A la base de cette mésoséquence, un niveau épais de 1,90 m. et très riche en Brachiopodes, pourrait correspondre au sommet de la partie transgressive de la mesoséquence SIIA décrite à Sidi Bouseckri (entre la discontinuité D2 et la surface Sc2).

- Une mésoséquence de comblement épaisse de 4,5 m. et délimitée par les discontinuités D2.1 et D3. Elle comporte essentiellement des dolomies fortement bioturbées et correspond à la mesoséquence SIIB de Sidi Bouseckri.

- Une mésoséquence de comblement épaisse de 5,8 m. et comprise entre les discontinuités D3 et D3.1. Cet ensemble, équivalent de la séquence SIIIA décrite à Sidi Bouseckri, est composé des termes supérieurs de la séquence de faciès de type A avec des niveaux à stromatolithes à la partie supérieure et une épaisseur plus réduite qu'à Sidi Bouseckri.

- Une mésoséquence à évolution générale régressive, épaisse de 3 m. et délimitée par les discontinuités D3.2 et D4, équivalente de la mesoséquence SIIIB de Sidi Bouseckri. Elle est composée de calcaires à Brachiopodes, à la base, suivis, plus haut, par des calcaires bioclastiques fortement oxydés.

#### 2- Coupes d'Ait Amouch et d'Aouirga

Entre Sidi Bouseckri et Tamzargout nous avons levé deux autres coupes, la première à Ait Amouch et la seconde à Aouirga.

Ces deux coupes se sont montrées exactement comparables à la coupe de Sidi Bouseckri et ne présentent aucun intérêt particulier pour notre étude.

#### 3- Coupe de Bou Tara : (Fig. 17)

##### a- Localisation : (Fig. 18)

Cette coupe a été levée à 4 Km environ au Nord-Est d'Imouzer des Ida Ou Tanane.

##### b- Description

Dans cette localité et sur les dolomies de la Formation de Timsilline, repose une mésoséquence de comblement, épaisse de 4,3 m. environ et débutant par des calcaires gris à Lituolidés et algues Dasycladales, passant vers le sommet à des calcaires gréseux plus ou moins dolomitique à

stratifications entrecroisées, Algal chips et tempestites. De rares Calpionelles ont été identifiées au sein de cet ensemble.

La position géométrique, avec à la base la Formation de Timsilline et au sommet la discontinuité D4, le faciès et la présence de Calpionelles nous permettent d'attribuer cet ensemble à la formation de Cap Tafelney et vraisemblablement à la mésoséquence SIIIB (de Sidi Bouseckri) qui pourrait être la seule représentée dans cette partie du bassin.

#### A2 - Corrélations (Fig. 19)

Dans le bassin d'Agadir nous avons défini, au sein de la formation de Cap Tafelney, trois séquences majeures :

- La séquence majeure SI, comprise entre les discontinuités D1 et D2 et à évolution générale de comblement, est épaisse de 10 m. à l'Est (Tamzergout) et de 22 m. à l'Ouest (Sidi Bouseckri).

Cette séquence, composée essentiellement des termes de la séquence de faciès de type A, est relativement plus profonde à Sidi Bouseckri qu'à Tamzergout. En effet, dans cette dernière localité elle est fondamentalement constituée par les termes supérieurs de la séquence de faciès de type A.

- La séquence majeure SII composée de deux mésoséquences :

\* une mésoséquence inférieure (SIIA), à évolution générale cyclique et comprise entre les discontinuités D2 et D2.1, plus épaisse, dans son ensemble, à l'Est (Tamzergout) qu'à l'Ouest (Sidi Bouseckri). Toutefois, dans cette séquence, la partie inférieure d'ouverture (comprise entre la discontinuité D2 et la surface Sc2) augmente d'épaisseur en direction de l'Ouest (1,90 m. à Tamzergout contre 2,80 m. à Sidi Bouseckri) et la partie supérieure, de comblement est plus épaisse à l'Est (7,76 m. à Tamzergout) qu'à l'Ouest (3,80 m. à Sidi Bouseckri).

\* une mésoséquence supérieure (SIIIB) de comblement, comprise entre les discontinuités D2.1 et D3 et épaisse de 4,5 m. à Tamzergout et de 2,40 m. à Sidi Bouseckri. Cette séquence majeure SII est essentiellement composée de séquences virtuelles de faciès attestant de milieux de sédimentation relativement plus profonds et plus ouverts que ceux de la séquence précédente (SI).

- La séquence majeure SIII, composée de séquences de faciès qui, par leur enchaînement, témoignent de milieux de sédimentation nettement plus profonds et plus ouverts que dans les séquences précédentes (SI et SII) et comporte deux mésoséquences :

\* une mésoséquence inférieure (SIIIA) comprise entre les discontinuités D3 et D3.1, à évolution générale cyclique et épaisse de 6,60 m. à Sidi Bouseckri, de comblement et épaisse de 5,80 m. à Tamzergout.

\* une mésoséquence supérieure (SIIIB) comprise entre les discontinuités D3.1 et D4, à évolution générale cyclique à Sidi Bouseckri (4,6 m.) et de comblement à Tamzergout (3 m.) et à Bou Tara (4,30 m.).

Cette mésoséquence (SIIIB) présente une répartition géographique plus importante que les précédentes (SI, SII et SIIIA).

#### A3 - Conclusions :

Les coupes levées dans le bassin d'Agadir nous permettent de mettre en relief, pour la Formation de Cap Tafelney, les caractères suivants :

- une homogénéité dans le découpage et l'organisation séquentielle;

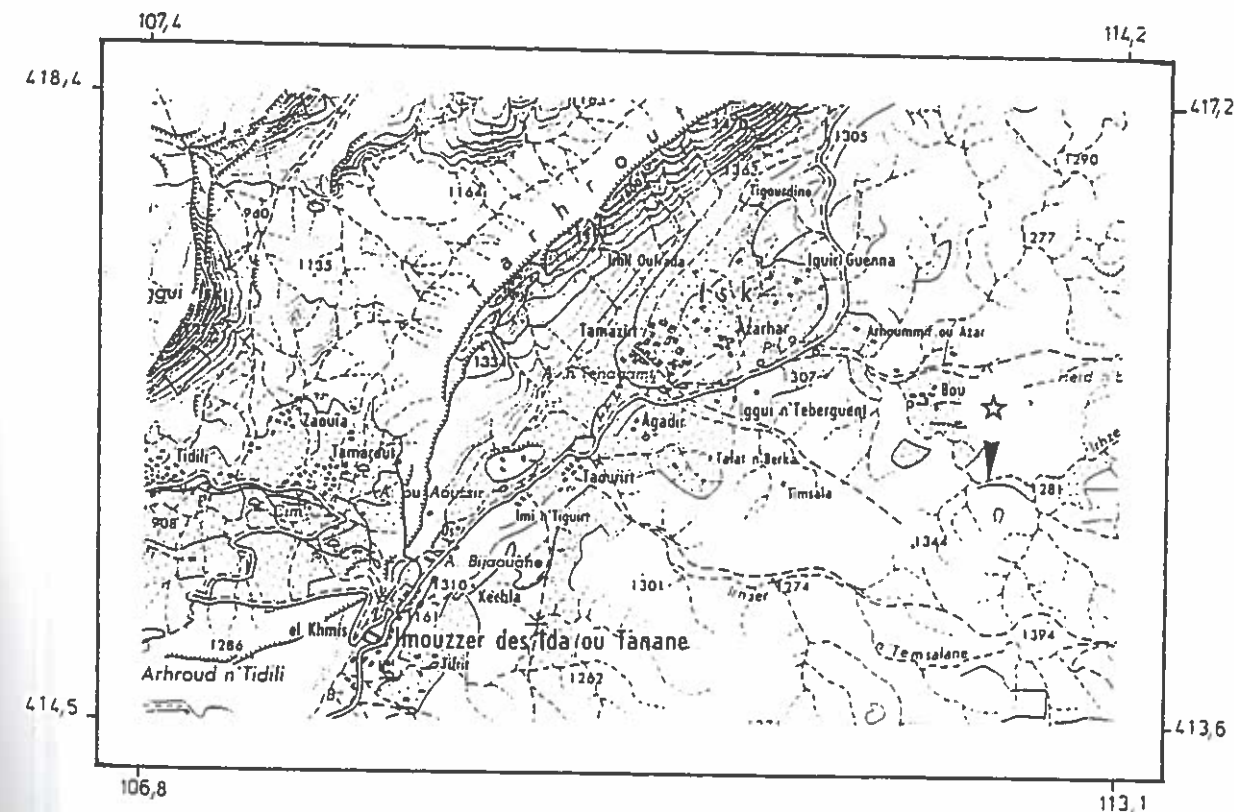


Fig.18. Sur Feuille d'Imouzzer des Ida ou Tanane au 1/50.000

\* Coupe de Bou Tara

Formation de Cap Tafelney

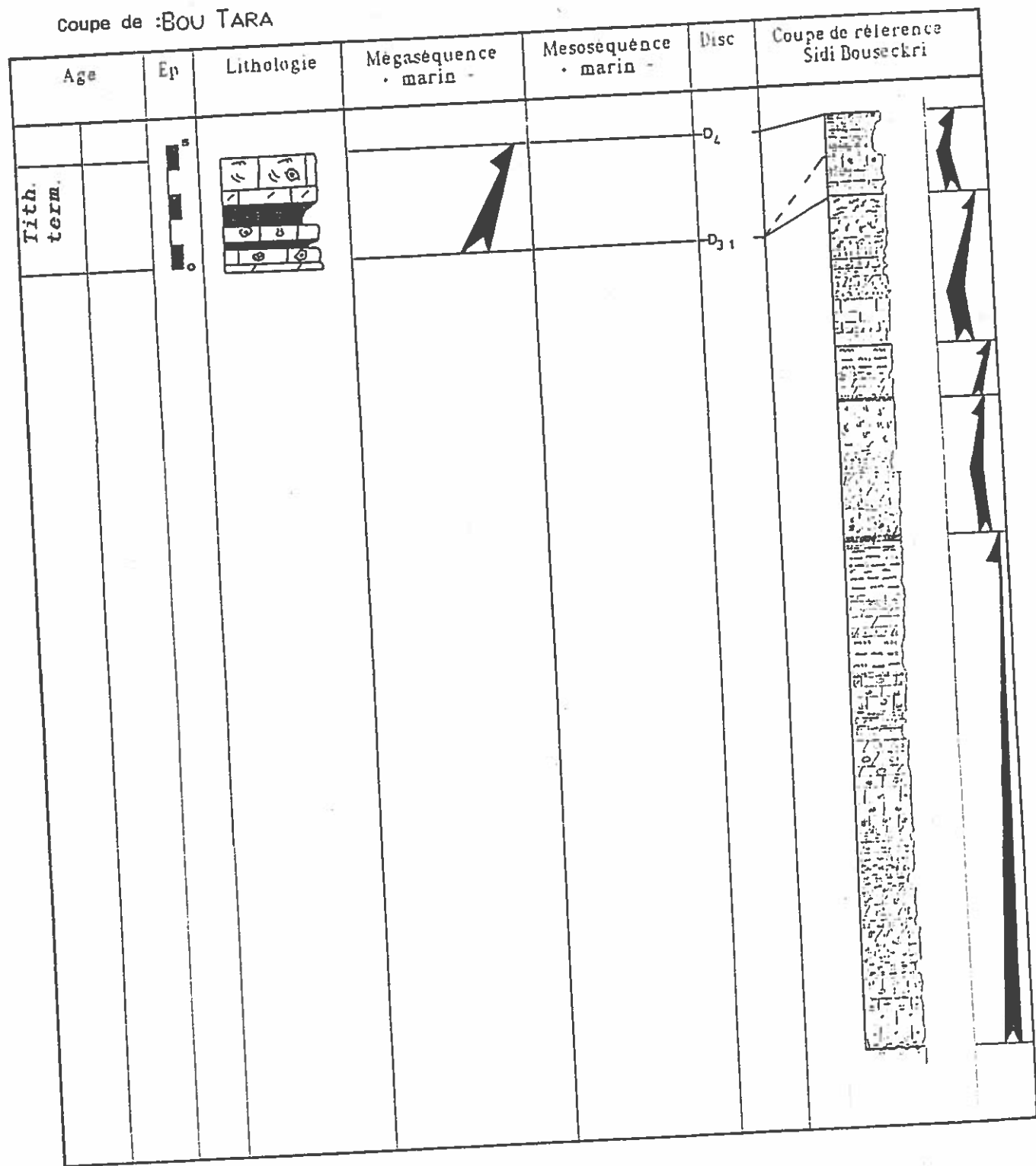


Fig. 17- Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

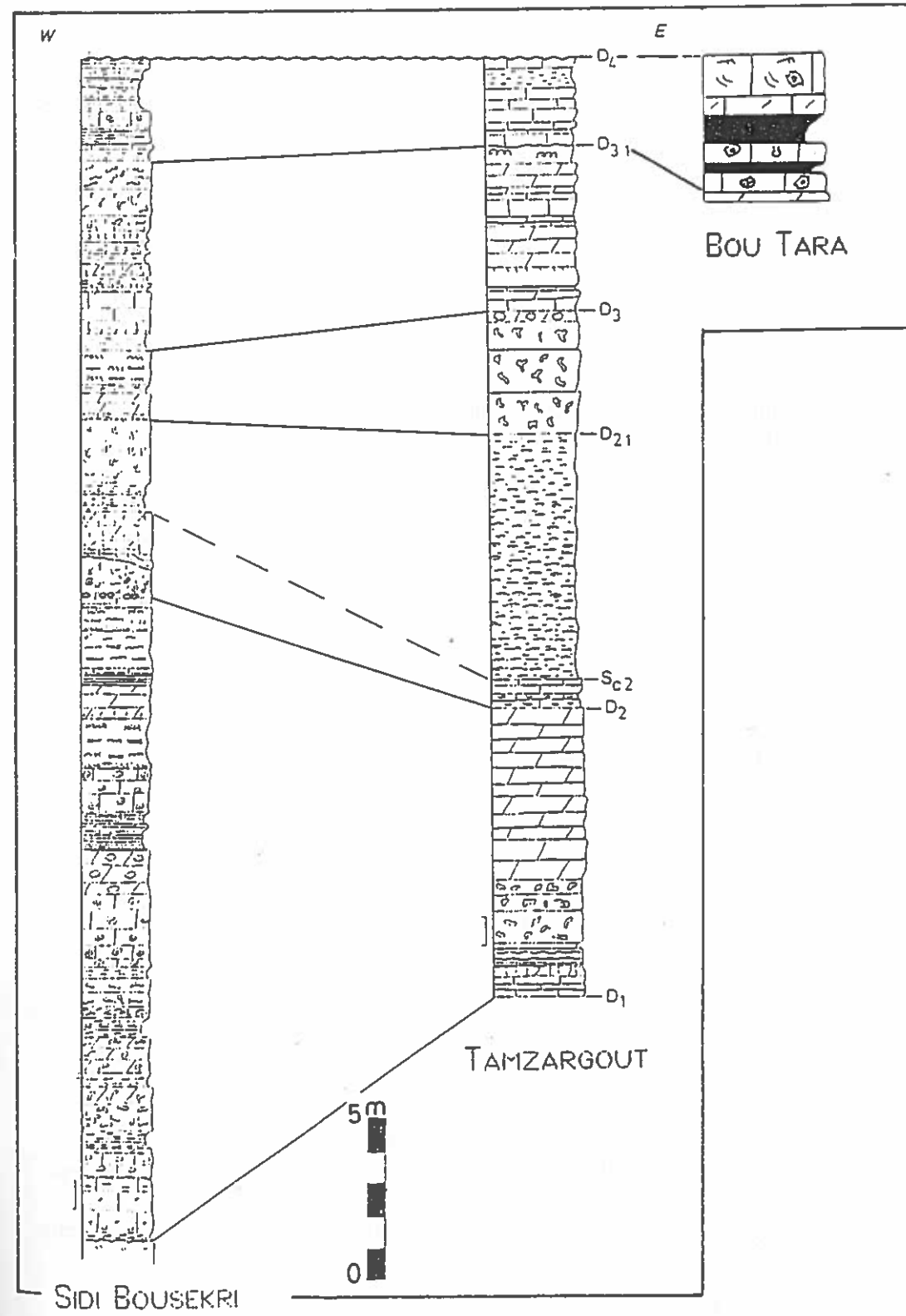


Fig. 19 Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Agadir

- des dépôts carbonatés de plate—forme proximale relativement ouverte aux influences du large ;
- l'affirmation des faciès infralittoraux à la partie supérieure de la Formation (séquences majeures SII et SIII) ;
- une mésoséquence SIIA plus épaisse à Tamzargout qu'à Sidi Bouseckri, ceci est probablement engendré par une subsidence plus accentuée à Tamzargout ;
- la disparition de toutes les mésoséquences (à l'exception de la mésoséquence SIIIB) à l'Est de Tamzargout.

## B- Bassin de Haha : (Fig. 14)

### B1- Description des coupes

#### 1- Coupe de référence : Tamri (Annexe II et Fig. 20)

##### a- Localisation: (Fig. 21)

Cette coupe a été levée sur le flanc Nord de l'Anticlinal de Cap Rhir, à 2 km. au Sud-Ouest du village de Tamri, au dessus des dolomies de la Formation de Timsilline.

##### b- Description

Dans cette coupe, la formation de Cap Tafelney comporte, de bas en haut, des niveaux et surfaces suivants :

Discontinuité D2 : surface durcie et fortement oxydée.

##### Niveau 1

- Calcaires gris massifs (0,40 cm)

Microfaciès: Mudstone à wackestone à Dasycladacées (Actinoporella podolica), Lituolidés (Trocholina alpina et Anchispirocyclina lusitanica) Bryozoaires, Eponges (Cladocoropsis mirabilis), Entroques et de rares Calpionelles (Calpionella alpina et Tintinnopsella carpathica minimale)

- Calcaires gris massifs et laminés (0,20 cm)

Microfaciès : Mudstone à Wackestone à Lituolidés, Dasycladacées (Actinoporella podolica), Entroques, protoolithes, gravelles et oncolithes.

##### Niveau 2

- Calcaires marneux et noduleux (0,60 m)
- Calcaires gris massifs (0,80 m)

Microfaciès : Mudstone à débris d'algues et pellets, Trocholina alpina, radioles, Miliolidés et oncolithes puis packstone à pellets, Thaumatoporella parvovesiculifera et Cylindroporella sp.

Surface à faune abondante (Sc2) : surface fortement oxydée et riche en Brachiopodes.

##### Niveau 3

- Marnes blanchâtres et calcaires marneux (4m)

##### Niveau 4

- Calcaires gris massifs (1,20 m) coiffés par une surface durcie, perforée et ferruginisée (discontinuité D2.1).

Microfaciès : Mudstone à Wackestone à Dasycladacées et d'abondantes Trocholina alpina.

Discontinuité D2.1 : surface durcie et fortement oxydée.

##### Niveau 5

- Marnes blanchâtres (0,5 m)
- Calcaires gris massifs en deux bancs de 0,4 m.

Microfaciès : Mudstone à débris d'Algues vertes, Ostracodes et gravelles.

##### Niveau 6

- Dolomies massives, coiffées par un mince niveau de calcaires Wackestone à pellets, Ostracodes, quartz détritiques et une forte bioturbation (0,1 m).

Discontinuité D3 : surface durcie, fortement oxydée et encroûtée par des Huitres.

##### Niveau 7

- Marnes blanchâtres et calcaires marneux.

##### Niveau 8

- Calcaires gris en bancs de 0,2 m.

Microfaciès : Mudstone à Salpingoporella annulata ; Thaumatoporella parvovesiculifera et vertèbres d'Ophiures.

##### Niveau 9

- Marnes blanchâtres

##### Niveau 10

- Calcaires gris massifs et oolithiques en bancs de 40 à 50 cm (2,30 m).

Microfaciès : Packstones à grainstones à protoolithes, gravelles, entroques; Nautiloculina sp., Trocholina elongata, Cayeuxia pia et Bryozoaires

Surface à forte concentration de faune (Sc3) : surface fortement oxydée et riche en faune.

##### Niveau 11

- Calcaires blanchâtres (0,20 m)

Microfaciès : Wackestone à Packstones à pellets, Clypeina jurassica, Cylindroporella sp., petits Foraminifères benthiques et radioles.

##### Niveau 12

- Calcaires gris massif (0,60 m)

Microfaciès : Mudstones à Wackestone à Clypeina jurassica, rares Cylindroporella sp. Foraminifères benthiques et quartz bipyramidés.

Discontinuité D3.1 : surface fortement oxydée

##### Niveau 13

- Calcaires blanchâtres (0,70).

Microfaciès : Grainstones à ciment syntaxial, à protoolites, pellets, Entroques, Trocholines, Lenticulines et Dasycladales.

**Niveau 14**

- Marnes blanchâtres (1 m).

**Niveau 15**

- Calcaires dolomitiques blanchâtres de type Grainstones fin à pellets et gravelles (1,10 m).

**Discontinuité D4** : surface durcie, fortement oxydée, perforée et localement colonisée par des Huitres et serpules.

c - Les faciès caractéristiques et les séquences élémentaires de faciès (séquences virtuelles)

Nous retrouvons, dans la coupe de Tamri, certains termes des faciès caractéristiques décrits au niveau de la coupe type de Sidi Bouseckri, avec en particulier : (Fig. 13)

- Calcarénites bioclastiques et oolitiques (F I)
- Marnes vertes (F II)
- Calcaires à Calpionelles (F III)
- Marnes noduleuses (F IV)
- Micrites à Dasycladacées et Lituolidés (F V)
- Micrites à structures fenestrés (F X).

Les faciès (F I) et (F II) sont relativement rares ; toutefois le premier est présent à la partie médiane de la coupe et le deuxième à sa base. Cette succession relève essentiellement de la séquence faciès de type B décrite à Sidi Bouseckri. Par contre la séquence de faciès de type A, fondamentalement liée à la séquence majeure SI, est absente à Tamri. En effet, par rapport à la coupe de Sidi Bouseckri (Bassin d'Agadir) on observe, dans la coupe de Tamri et dans l'ensemble du Bassin de Haha, l'absence des faciès représentatifs de la plupart des environnements medio à supralittoraux. En effet, il y a disparition totale des faciès à stromatolithes et une forte réduction des niveaux dolomitiques.

d - Organisation séquentielle et discontinuités : (Fig. 20)

Dans la coupe de Tamri, nous avons pu identifier, au sein de la Formation de Cap Tafelney, deux séquences majeures encadrées par des discontinuités de valeur régionale. Sur le plan lithostratigraphique (organisation des dépôts, analogie de faciès, épaisseurs et limites) ces séquences sont comparables aux séquences de la partie supérieure de la série de Sidi Bouseckri (séquences majeures SII et SIII) :

- La séquence majeure SII, épaisse de 10,80 m, est limitée à la base par la discontinuité D2 et au sommet par la discontinuité D3.

Dans cette ensemble, à dominante marneuse, l'enchaînement des séquences élémentaires témoigne d'une légère tendance à l'approfondissement dans la partie inférieure (calcaires à Calpionelles) et de comblement dans la partie supérieure composée essentiellement de marnes blanchâtres surmontées par des calcaires à Lituolidés.

A 3 m de la base, un niveau riche en Nérinées, correspondant à la surface Sc2, sépare ces deux parties.

Une discontinuité D2.1, visible à 8,40 m. de la base de cette mégaséquence nous a permis de partager cette dernière en deux mésoséquences :

\* la première (SIIA) épaisse de 8,20 m. et à évolution générale cyclique est comprise entre les discontinuités D2 et D2.1.

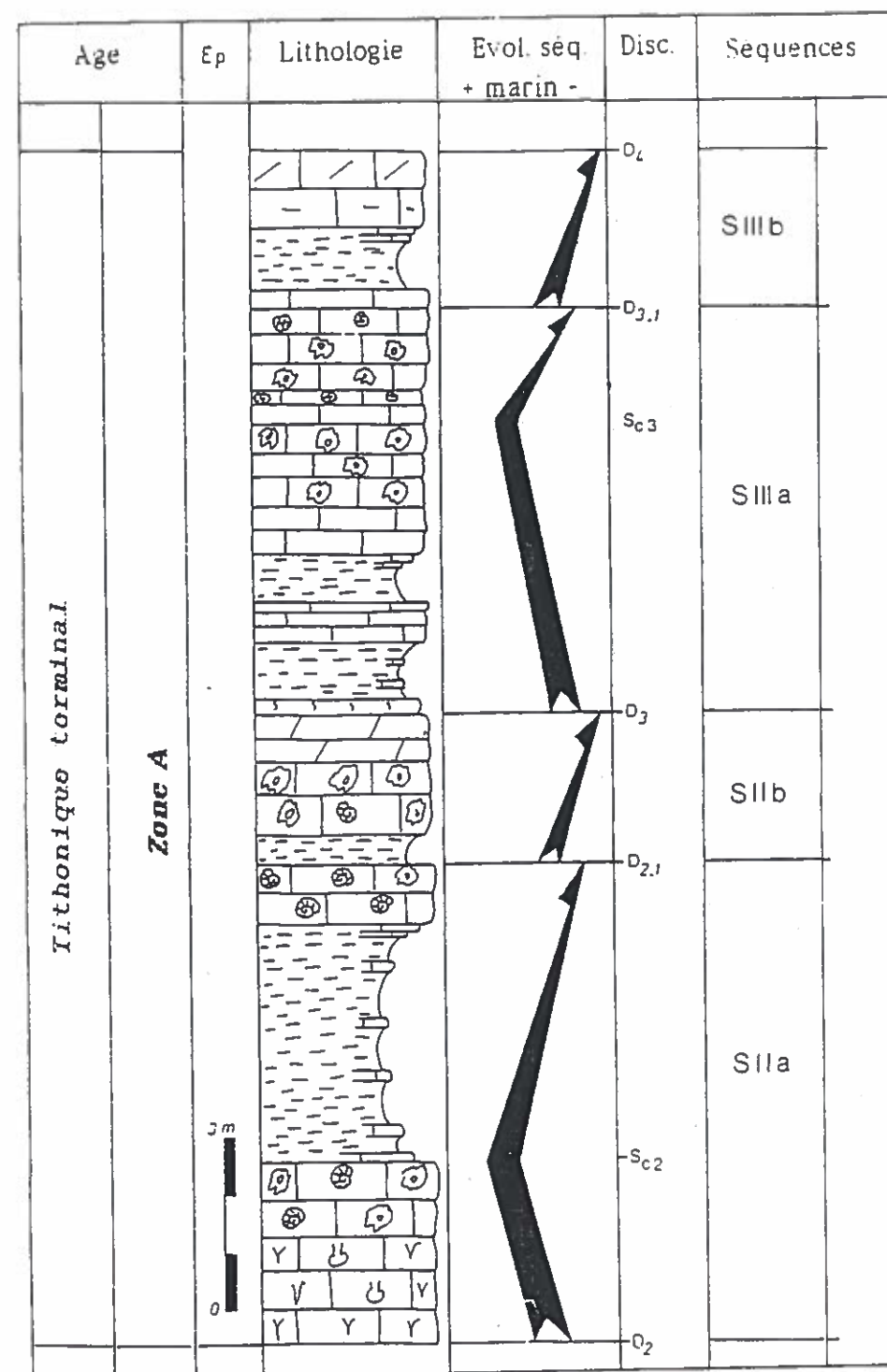


Fig.20 Coupe de Tamri: évolution séquentielle de la Formation de Cap Tafelney

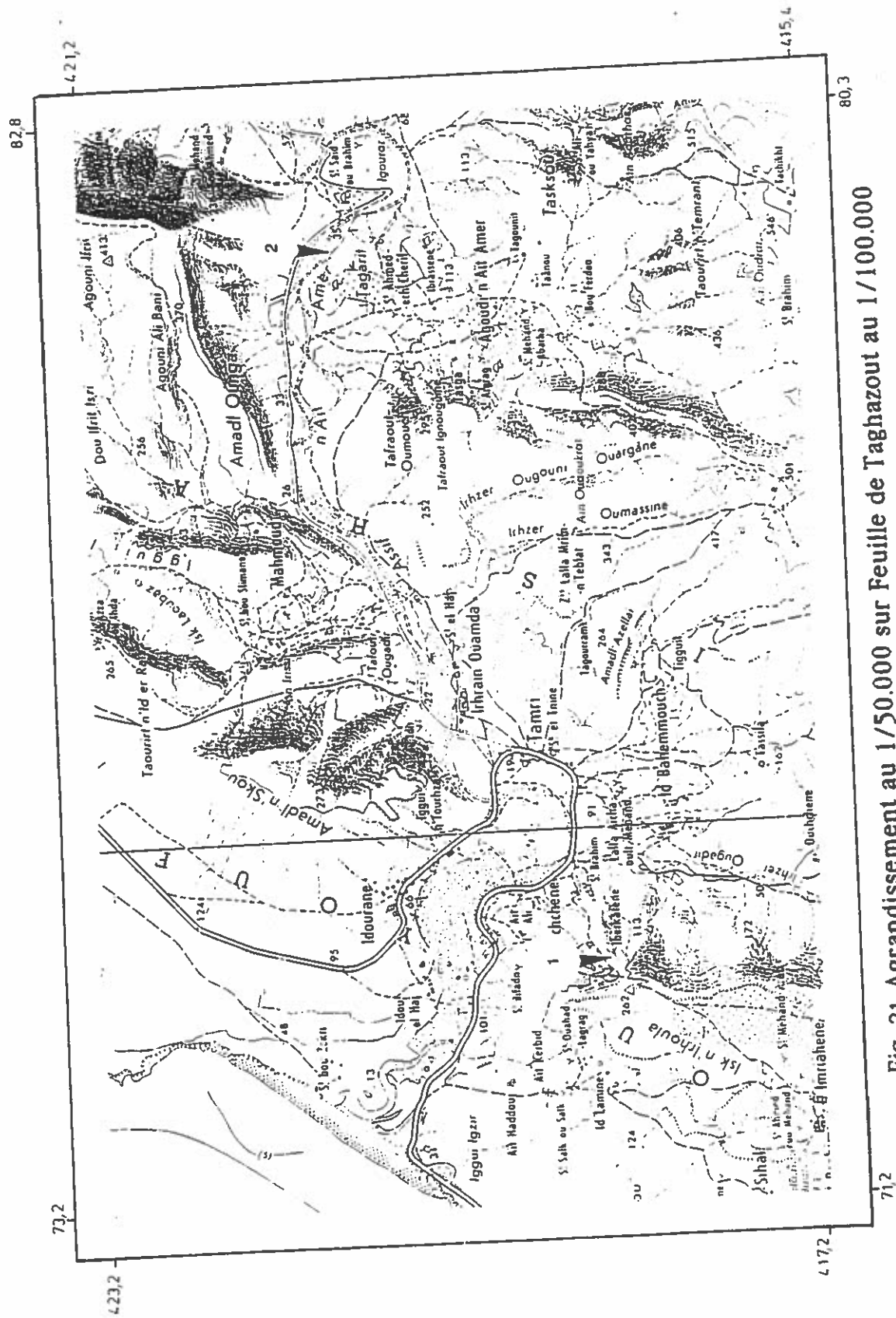


Fig. 21 Agrandissement au 1/50.000 sur Feuille de Taghazout au 1/100.000

Coupes. 1- Tamri 2- Igourar

\* la deuxième (SIIB) de comblement et épaisse de 2,6 m. est délimitée par les discontinuités D2.1 et D3.

Pour cette mégaséquence le milieu de dépôt se situe dans les étages infra et médiolittoral en domaine de plate-forme ouverte (rampe monoclinale) comme en témoignent le lithofaciès (avec présence sporadique de niveaux à Fenestrae) et le biofaciès marqué essentiellement par une biophase à abondantes Trocholines Bryozoïaires et Dasycladales.

- La séquence majeure SIII, encadrée par les discontinuités D3 et D4 et épaisse de 9,7 m., est elle aussi composée de deux mésoséquences séparées par la discontinuité D3.1.

\* la première mésoséquence, SIIIA, épaisse de 7 m. et à évolution cyclique, traduit une évolution transgressive, à la base, puis régressive au sommet avec les termes de la séquence de faciès de type B, évoluant dans un domaine de plate-forme soumise aux influences du large.

Elle est comprise entre les discontinuités D3 et D3.1 avec, à 5 m. de la base, un niveau riche en faune (Sc3) qui sépare la partie inférieure d'approfondissement et à dominante marneuse de la partie supérieure en comblement.

\* la deuxième mésoséquence, SIIIB est comprise entre les discontinuités D3.1 et D4. Epaisse de 2,7 m. et à évolution générale en comblement, elle débute par des calcaires très riches en Trocholines et Lenticulines évoluant au sommet, vers des marnes blanchâtres puis des calcaires à pellets et oxydes de fer.

#### e- Conclusions

Par rapport à la région d'Agadir, les deux différences fondamentales sont :

- lacune de la partie inférieure de la formation de Cap Tafelney (séquence SI) ;
- moindre développement des milieux de dépôt médio à supralittoraux.

#### 2- Autres coupes

L'étude de plusieurs coupes levées dans le Bassin de Haha, entre le flanc Sud de l'anticlinal de l'Amsittène et le flanc Nord de l'anticlinal de Cap Rhir, nous a permis de dégager les observations suivantes :

##### 2.1- Partie méridionale du bassin de Haha

Dans cette région nous avons levé deux coupes

##### 1- Coupe d'ImSouane (Fig. 22)

###### a- Localisation : (Fig. 23)

Cette coupe a été levée à 4 Km au Nord de la baie d'ImSouane près du Marabout de Sidi Mohamed Ou Brahim.

###### b- Description

Dans cette localité, sur les dolomies de la formation de Timsilline, reposent les divers termes de la formation de Cap Tafelney, délimités à la base par la discontinuité D2 et au sommet par la discontinuité D4 et organisée en plusieurs mésoséquences :

- La mésoséquence SIIA (10 m.), cyclique et comprise entre les discontinuités D2 et D2.1 est comparable à celle décrite à Tamri. Dans cet ensemble, la partie inférieure, épaisse de 3 m. et à évolution générale d'approfondissement, est dominée par des calcaires micritiques à Eponges,

Formation de Cap Tafelney

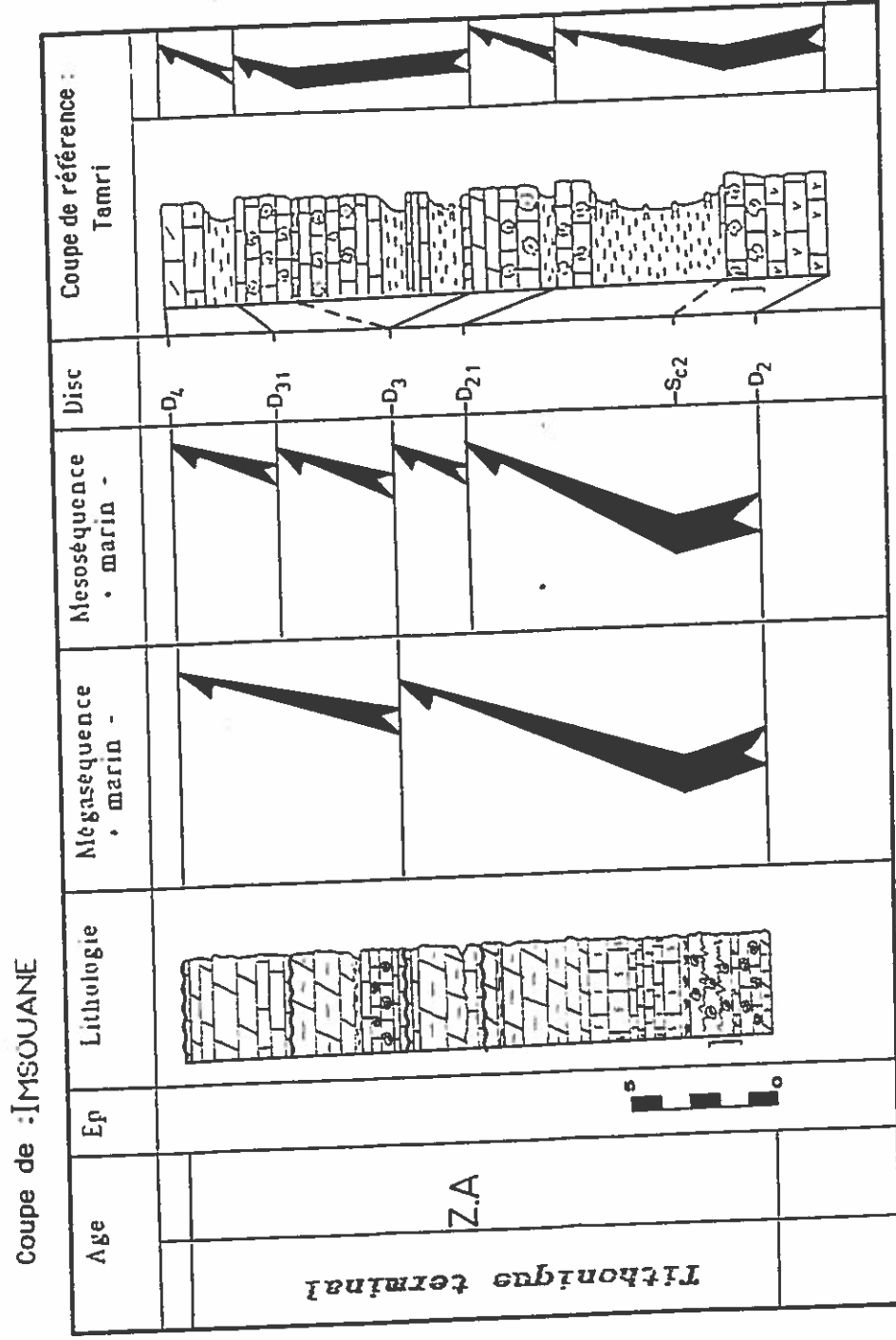


Fig.2.2: Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

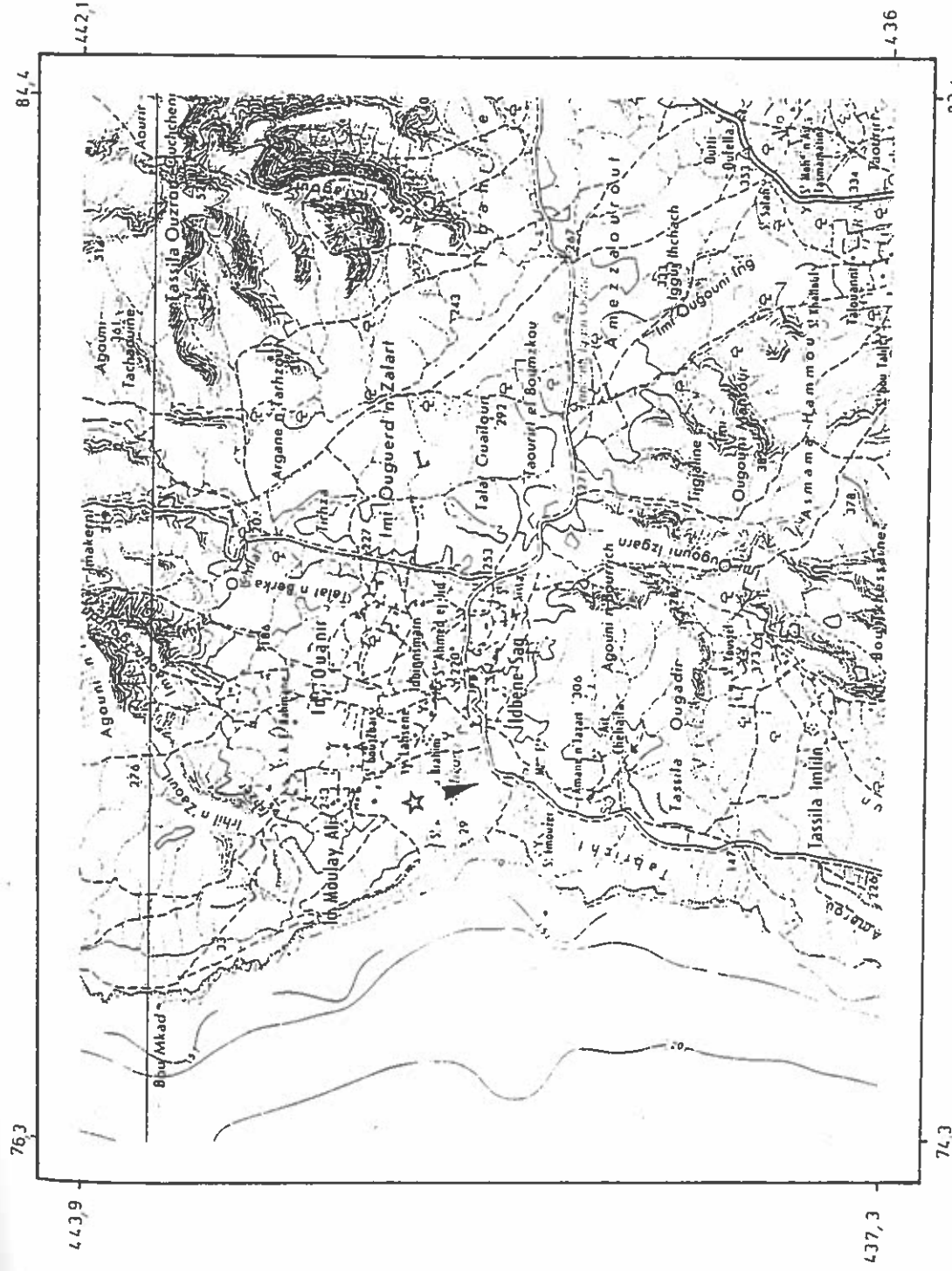


Fig.2.3 Agrandissement au 1/50.000 sur Feuille de Taghazout au 1/100.000

★ Coupe d'Imsoouane

Algues, Lituolidés et Trocholines, avec des niveaux à Nautilus dans la partie basale. Elle est surmontée par un niveau fortement oxydé, bioturbé et riche en Brachiopodes ( surface Sc2).

Ici, les différences avec la succession de Tamri portent essentiellement sur la partie supérieure, en comblement, plus épaisse et essentiellement calcaréo-dolomitique avec quelques intervalles à laminites et stromatolithes au sommet.

- La mésoséquence SIIB (2,5 m.), en comblement et comprise entre les discontinuités D2.1 et D3., est composée de faciès indiquant un milieu de dépôt nettement moins profond qu'à Tamri avec, dans la partie supérieure, des dolomies bioturbées et niveaux à Stromatolithes et laminites.

- La mésoséquence SIIIA (4 m.), de comblement, délimitée par les discontinuités D3 et D3.1, est essentiellement composée de dolomies fortement bioturbées, de calcaires à Lituolidés et, à la partie supérieure, de calcaires bioclastiques à Lamellibranches. Alors que cette mésoséquence est cyclique à Tamri, la coupe d'Imouane ne montre qu'une évolution en comblement et ne comprendrait que la partie supérieure de la série de Tamri, avec une épaisseur légèrement plus grande.

- La mésoséquence SIIIB (3,6 m.), régressive, associée, en séquences élémentaires de comblement, des calcaires bioclastiques ( à abondantes Pseudocyclamina lituus à test très agglutiné; Cladocoropsis mirabilis, entroques, pellets, Annelides, Nérinées, Huîtres et quartz détritiques) à des dolomies jaunes.

Cette mésoséquence, délimitée à la base par la discontinuité D3.1 et au sommet par la discontinuité D4, montre la même évolution qu'à Tamri avec toutefois absence des termes marneux.

## 2- Coupe d'Igouzoulen (Fig. 24)

### a- Localisation (Fig. 25)

Cette coupe a été levée à environ 15 Km au Sud-Ouest de Smimou, 1 Km au Sud-Ouest du village d'Igouzoulen, sur la rive gauche du fleuve Igouzoulen.

### b- Description

Aux dolomies de la formation de Timsilline succède une série carbonatée que par son contenu paléontologique et par sa position géométrique, nous rapportons à la formation de Cap Tafelney.

Cette série se décompose en trois mésoséquences :

- La mésoséquence SIIA (2,8 m.), de tendance régressive (cyclique à Tamri) est délimitée par les discontinuités D2 et D2.1. Elle est composée d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de calcaires bioclastiques à Nérinées et de dolomies fortement bioturbées et se termine par un niveau à stromatolithes.

- La mésoséquence SIIB (2,2 m.), délimitée par les discontinuités D2.1 et D3, est identique à celle décrite à Tamri tant en épaisseur que sur les plans bio et lithofaciologiques.

- La mésoséquence SIIIA est absente.

- La mésoséquence de comblement SIIIB (2,7 m.), comprise entre les discontinuités D3.1 et D4 est moins marneuse qu'à Tamri et indiquerait un milieu de sédimentation légèrement moins profond. Un niveau riche en Nérinées et Lituolidés la sépare de l'ensemble sous-jacent.

## Formation de Cap Tafelney

### Coupe de IGOUZOULEN

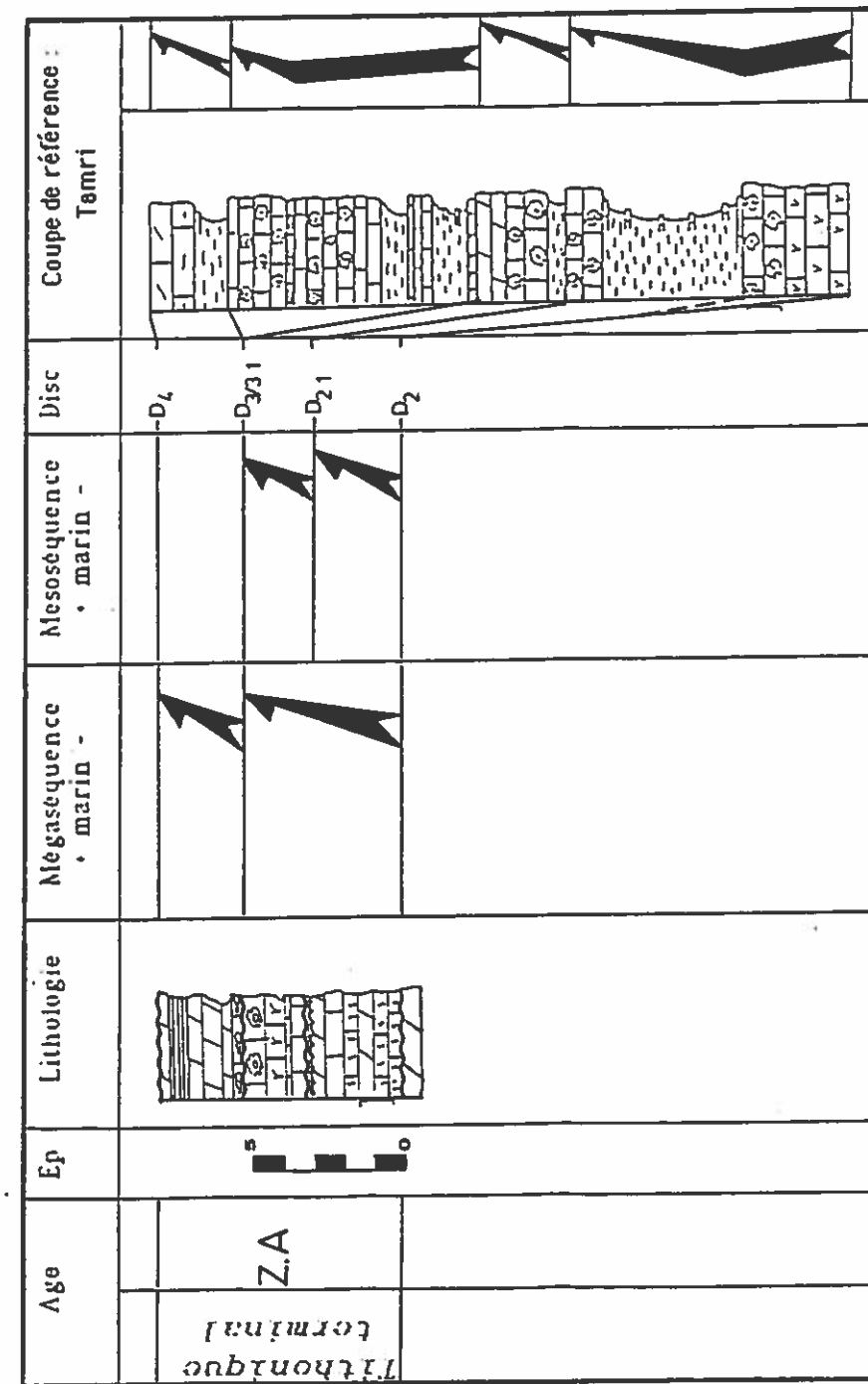


Fig. 24 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

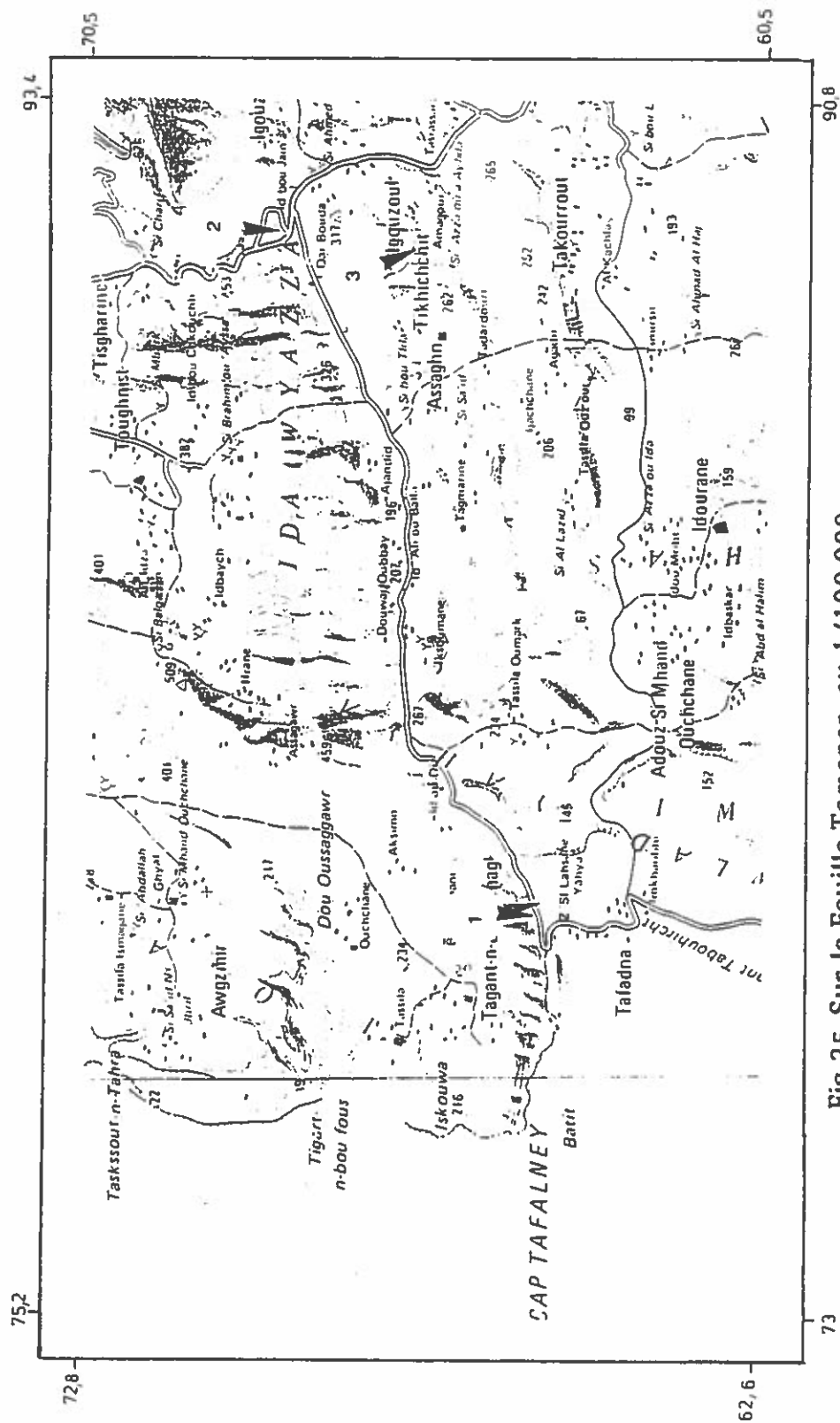


Fig.25 Sur la Feuille Tamar au 1/100.000

Coupes: 1- Sidi Yahya 2- Igouzoulen 3- Id Boujama

## 2.2 - Flanc sud de l'aire anticlinal de l'Amsittène

Dans ce secteur, nous avons levé trois coupes comprises entre les localités de Cap Tafalney à l'Ouest et Awrir à l'Est.

## 1- Coupe de Sidi Yahya (Fig. 26)

## a- Localisation: (Fig. 25)

Dans cette localité, située 5 Km à l'Est de Cap Tafalney, nous attribuons à la formation de Cap Tafalney l'ensemble des marnes noduleuses, calcaires bioclastiques et dolomies, surmontant les dolomies d'aspect bréchique (cargneules) de la formation de Timsilline.

## b- Description

L'analyse séquentielle nous a permis de mettre en évidence l'absence, dans cette coupe, de la partie inférieure de la mésoséquence SIIIA et une légère variation d'épaisseur au niveau des autres mésoséquences.

L'éventail des faciès reste assez comparable à celui observé au niveau de la coupe de référence avec toutefois une présence plus marquée des intervalles dolomitiques et une légère diminution de l'épaisseur des marnes.

La biophase est essentiellement dominée par des Lituolidés dont Pseudocyclamina lituus et Trocholina alpina; Lenticulina sp.; Cladocoropsis mirabilis; Clypeina jurassica et de rares Calpionelles indéterminables.

## 2- Coupe d'Id Boujama : (Fig. 27)

## a- Localisation (Fig. 25)

Cette coupe a été levée à 7 Km au Sud de Smimou, le long de la route nationale reliant Essaouira à Agadir.

## b- Description

Sur les cargneules appartenant à la formation de Timsilline repose la formation de Cap Tafalney à dominante calcaire.

Cette dernière, comprise entre les discontinuités D2 et D4, est composée, comme à Tamri, de deux séquences majeures SII et SIII, séparées par la discontinuité D3. Ces séquences s'organisent chacune en deux mésoséquences, qui témoignent, par l'enchaînement des faciès, d'une légère tendance à l'approfondissement accompagné d'influences océaniques croissantes :

- la mésoséquence SIIA, épaisse de 14,3 m. et à évolution générale cyclique, comporte une partie inférieure d'approfondissement relativement réduite, et une partie supérieure en comblement, nettement plus épaisse qu'à Tamri.

A 2 m. de la base, un niveau riche en Brachiopodes et fortement oxydé ( surface Sc2) sépare ces deux parties ;

- la mésoséquence SIIIB, épaisse de 2,7 m. et à évolution générale de comblement est comparable à celle décrite à Tamri entre les discontinuités D2.1 et D3 ;

- la mésoséquence SIIIA est absente ;

- la mésoséquence SIIIB (3,5 m.), en comblement, matérialise un milieu de dépôt nettement moins profond qu'à Tamri avec toutefois une épaisseur comparable.

La biophase, dans l'ensemble de la série, reste comparable à celle citée à Tamri.

Formation de Cap Tafelney

Coupe de : SIDI YAHYA

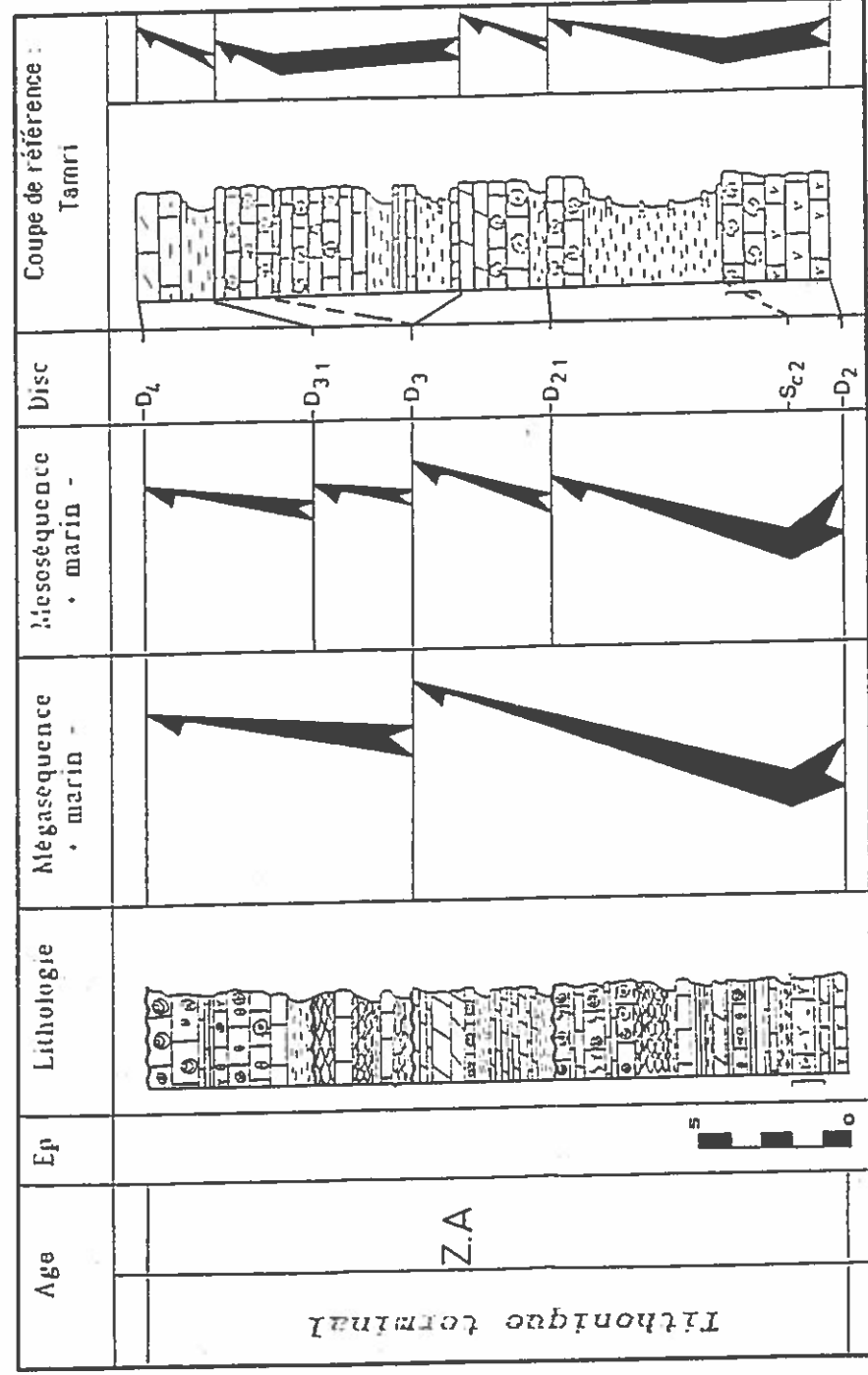


Fig. 26- Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation de Cap Tafelney

Coupe de : ID BOUJAMA

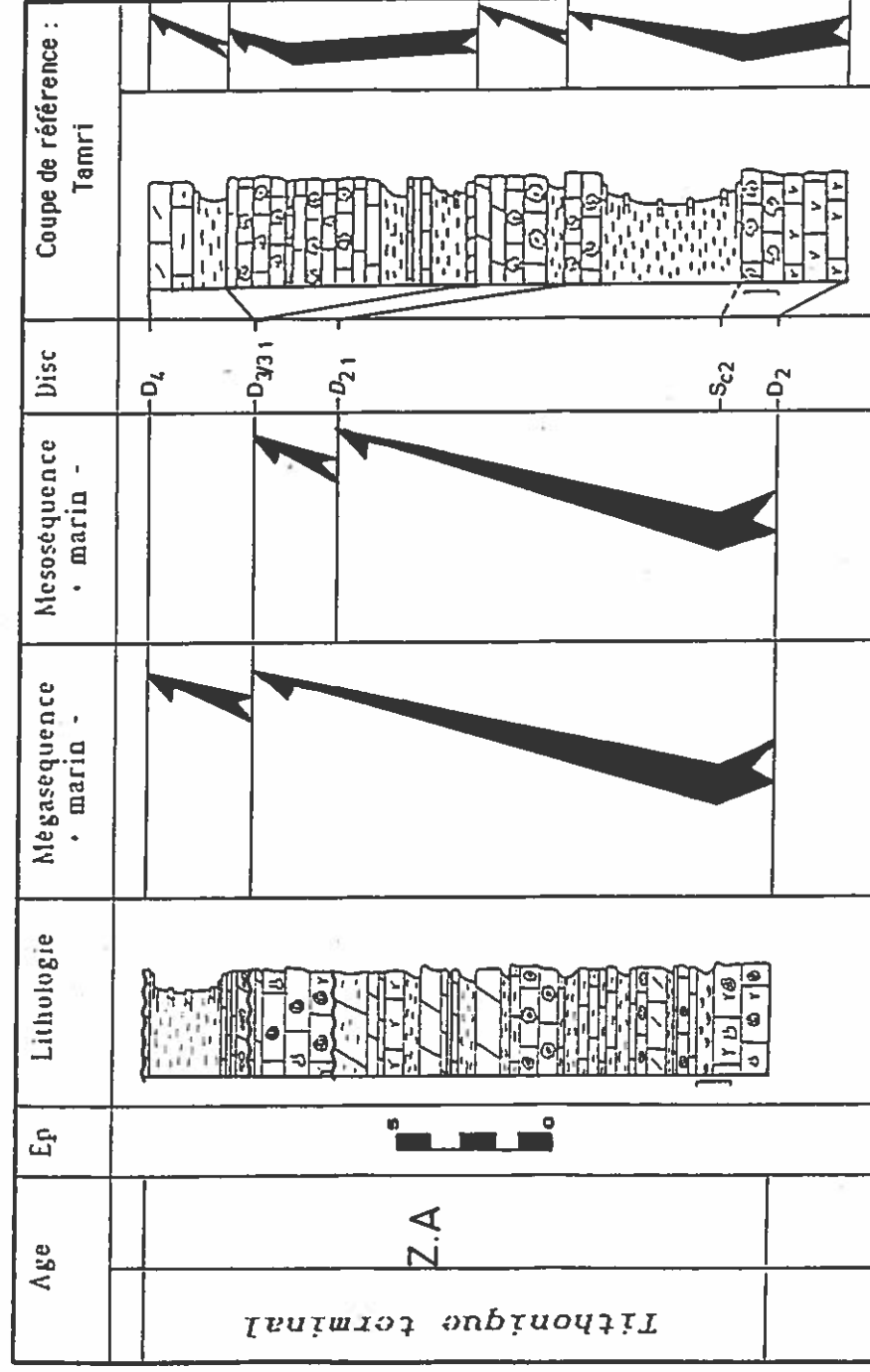


Fig. 27 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

### 3- Coupe d'Awrir (Fig. 28)

#### a- Localisation (Fig. 29)

Cette coupe se situe le long de la piste qui longe le flanc Sud de l'anticlinal de l'Amsittène, à environ 5 Km à l'Ouest de la maison forestière d'Imin Tlit.

#### b- Description

Dans cette localité la formation de Cap Tafelney comporte deux séquences majeures (SII et S III), décomposées chacune en deux mésoséquences :

- La séquence majeure SII, comprise entre les discontinuités D2 et D3, est composée de deux mésoséquences :

\* la mésoséquence SIIA (11 m.), délimitée par les discontinuités D2 à la base et D2.1 au sommet, présente une évolution cyclique avec la partie inférieure d'approfondissement moins épaisse qu'à Tamri et la partie supérieure, de comblement plus épaisse. Ces deux ensembles sont séparés par un niveau riche en Brachiopodes (Sc2).

Dans la partie supérieure de cette mésoséquence on remarque la présence de niveaux à stromatolithes et rides. Ce faciès n'a pas d'équivalent à Tamri.

\* la mésoséquence SIIB (6,7 m.), de comblement, est essentiellement dolomitique. Délimitée par les discontinuités D2.1 et D3, elle est plus épaisse qu'à Tamri.

- La séquence majeure SIII, entre les discontinuités D3 et D4 comporte :

\* une mésoséquence inférieure SIIIA (2,2 m.), délimitée par les discontinuités D3 et D3.1 et à évolution générale de comblement, est ici nettement moins épaisse qu'à Tamri.

\* une mésoséquence supérieure SIIIB (2,8 m.) comparable à celle décrite à Tamri avec toutefois une légère variation de faciès (plus dolomitiques).

#### Corrélations

Dans le bassin de Haha, la formation de Cap Tafelney, d'âge Tithonique terminal, présente des caractères faciologiques et une organisation séquentielle comparables à celles observées, au niveau de cette même formation, dans le bassin d'Agadir, avec toutefois absence de la séquence majeure SI.

En se fondant sur les rares données micropaléontologiques et surtout sur l'organisation méga et mésoséquentielle, nous proposons les corrélations entre coupes exprimées dans les figures 30 et 31 :

- La séquence majeure SI est absente dans ce bassin.

- La séquence majeure SII est partout présente et comprise entre les discontinuités D2 et D3. Elle comporte, comme dans le bassin d'Agadir, deux mésoséquences :

\* une mésoséquence inférieure (SIIA) comprise entre les discontinuités D2 et D2.1 et à évolution générale cyclique (excepté à Igouzoulen).

Dans la partie Nord du bassin de Haha, entre Sidi Yahya à l'Ouest et Awrir à l'Est, cette mésoséquence garde une épaisseur relativement constante avec toutefois une légère augmentation à Id Boujama par épaissement de la partie supérieure de comblement (12,3 m.).

Plus à l'Est, au niveau de la coupe de Taghzout (bassin d'Essaouira) on note un fort épaissement de la série par augmentation de l'épaisseur de la partie inférieure d'ouverture (8,1 m.).

Au centre et au Sud du bassin de Haha, la mésoséquence SIIA a été reconnue à Igouzoulen, Imsouane et Tamri.

L'épaisseur minimale de la série a été rencontrée au niveau de la coupe d'Igouzoulen (2,8 m.) avec absence de la partie inférieure d'approfondissement. A Imsouane et Tamri les épaisseurs sont relativement comparables avec les dépôts de la partie inférieure, d'ouverture, plus épais qu'au Nord du même bassin (3 m. à Imsouane et Tamri contre 1,7 m. à Sidi Yahya, 2 m. à Id Boujama et 1 m. à Awrir).

\* une mésoséquence supérieure (SIIB), délimitée à la base par la discontinuité D2.1 et au sommet par la discontinuité D3 et qui présente partout une évolution générale en comblement.

Dans la partie Nord du bassin de Haha on observe une augmentation de l'épaisseur de la série, de part et d'autre de la coupe d'Id Boujama (4,5 m. à Sidi Yahya, 2,7 m. à Id Boujama et 6,7 m. à Awrir).

Vers le Sud cette mésoséquence garde une épaisseur comparable d'une coupe à l'autre (2,2 m. à Igouzoulen, 2,5 m. à Imsouane et 2,6 m. à Tamri).

- La séquence majeure SIII, comprise entre les discontinuités D3 et D4 est comme dans le bassin d'Agadir, composée de deux mésoséquences :

\* une mésoséquence inférieure (SIIIA), délimitée par les discontinuités D3 et D3.1 et à évolution générale de comblement (excepté à Tamri). Elle est absente à Id Boujama et présente, de part et d'autre de cette localité, des épaisseurs relativement comparables (3,2 m. à Sidi Yahya et 2,2 m. à Awrir).

Du Nord vers le Sud de ce bassin les épaisseurs sont très variables ; en effet, cette mésoséquence est absente à Igouzoulen, de comblement et épaisse de 4 m. à Imsouane et cyclique à Tamri avec la partie inférieure, d'approfondissement, épaisse de 5 m. et la partie supérieure, de comblement, plus réduite qu'à Imsouane (2 m.).

\* une mésoséquence supérieure (SIIIB) comprise entre les discontinuités D3.1 et D4, plus largement étalée que les précédentes et à évolution générale uniquement de comblement. Elle présente des épaisseurs relativement comparables d'un point à l'autre du bassin de Haha.

#### Conclusions

Les coupes levées dans le bassin de Haha nous montrent que la formation de Cap Tafelney se caractérise par :

- une certaine identité dans les faciès et milieux de dépôt représentés, avec des sédiments carbonatés de plate-forme moyenne à proximale, relativement ouverte aux influences du large.

- l'absence de la mégaséquence SI (de Sidi Bouseckri).

- une forte variation d'épaisseur affectant en particulier la mésoséquence SIIA avec, localement, absence de sa partie inférieure transgressive.

- une forte variation d'épaisseur au niveau de la mésoséquence SIIIA : sa partie inférieure en approfondissement est individualisée seulement à Tamri et la partie supérieure, en comblement, disparaît à Igouzoulen pour réapparaître de nouveau plus au Nord-Ouest, dans la coupe de Sidi Yahya.

- les mésoséquences, en comblement, SIIB et SIIIB gardent une épaisseur relativement constante à l'échelle du bassin de Haha. Toutefois la mésoséquence SIIB témoigne d'un milieu de dépôt plus franchement marin et ouvert à Sidi Yahya et à Tamri (infralittoral ouvert) que dans les autres coupes (médiolittoral ouvert).

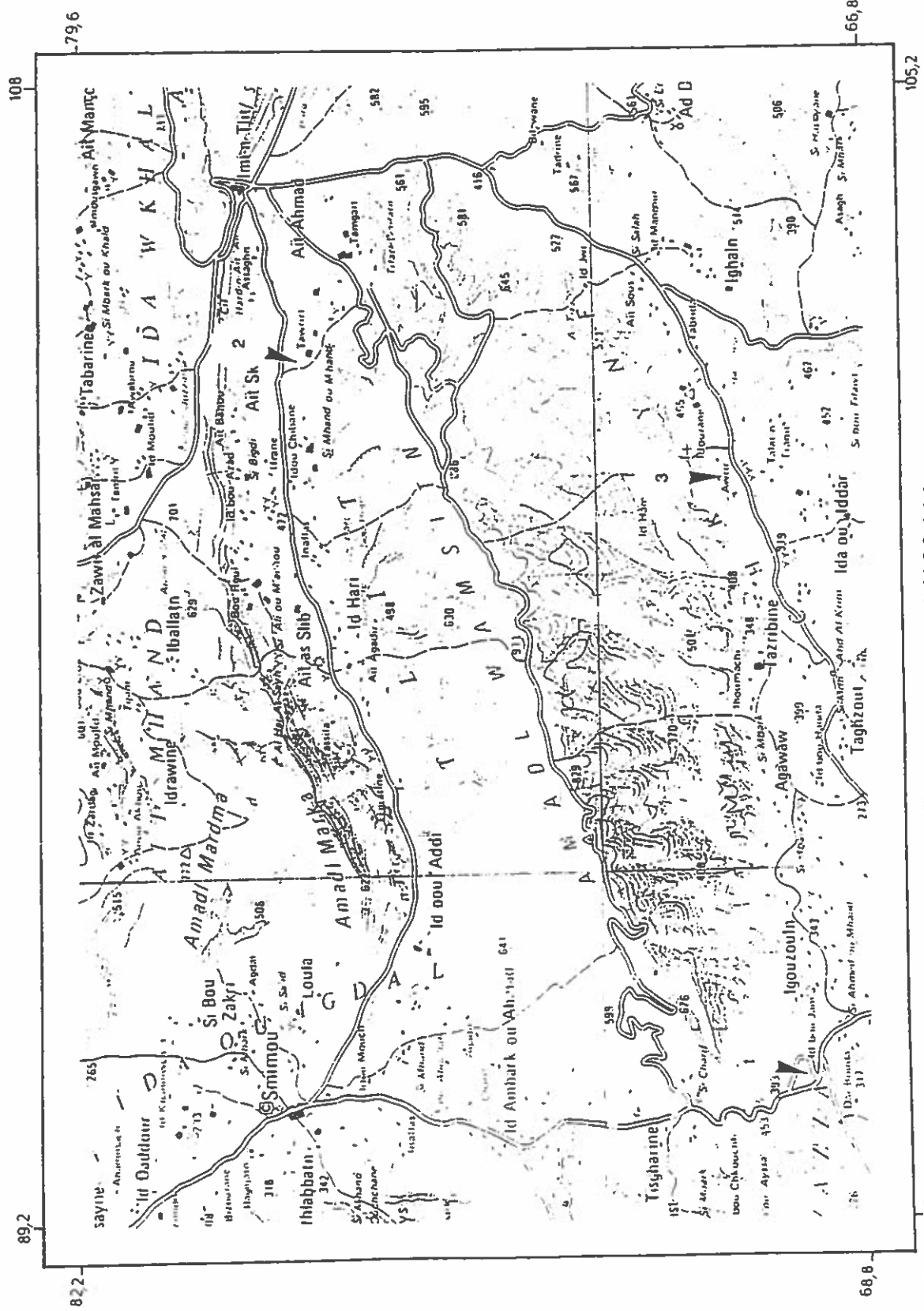


Fig29 Sur la Feuille Tamaran au 1/100.000

Coupes: 1- Id Boujama 2- Tawrirt 3 Awrir

Formation de Cap Tafelney

Coupe de :AWRIK

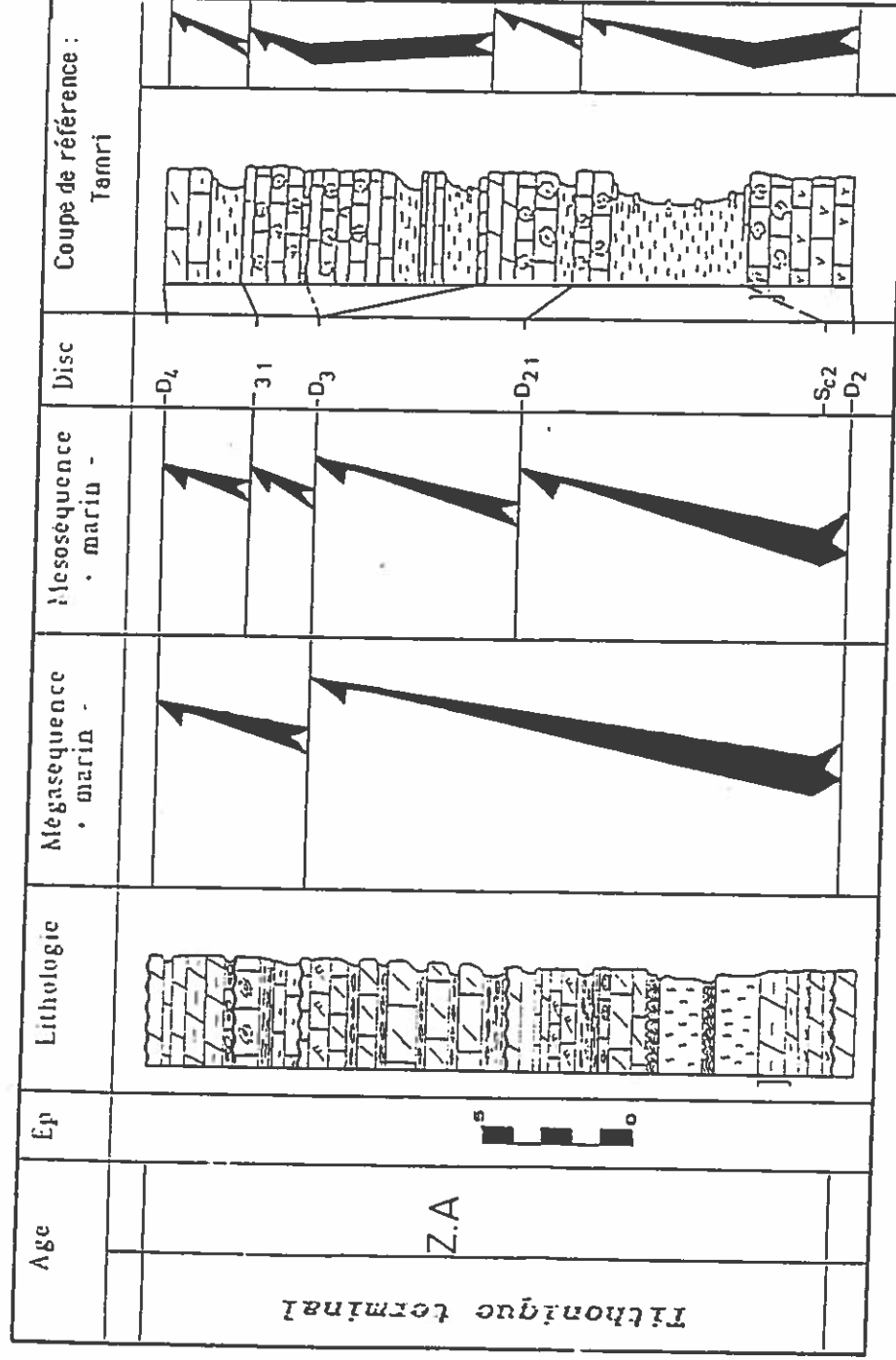


Fig. 28 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

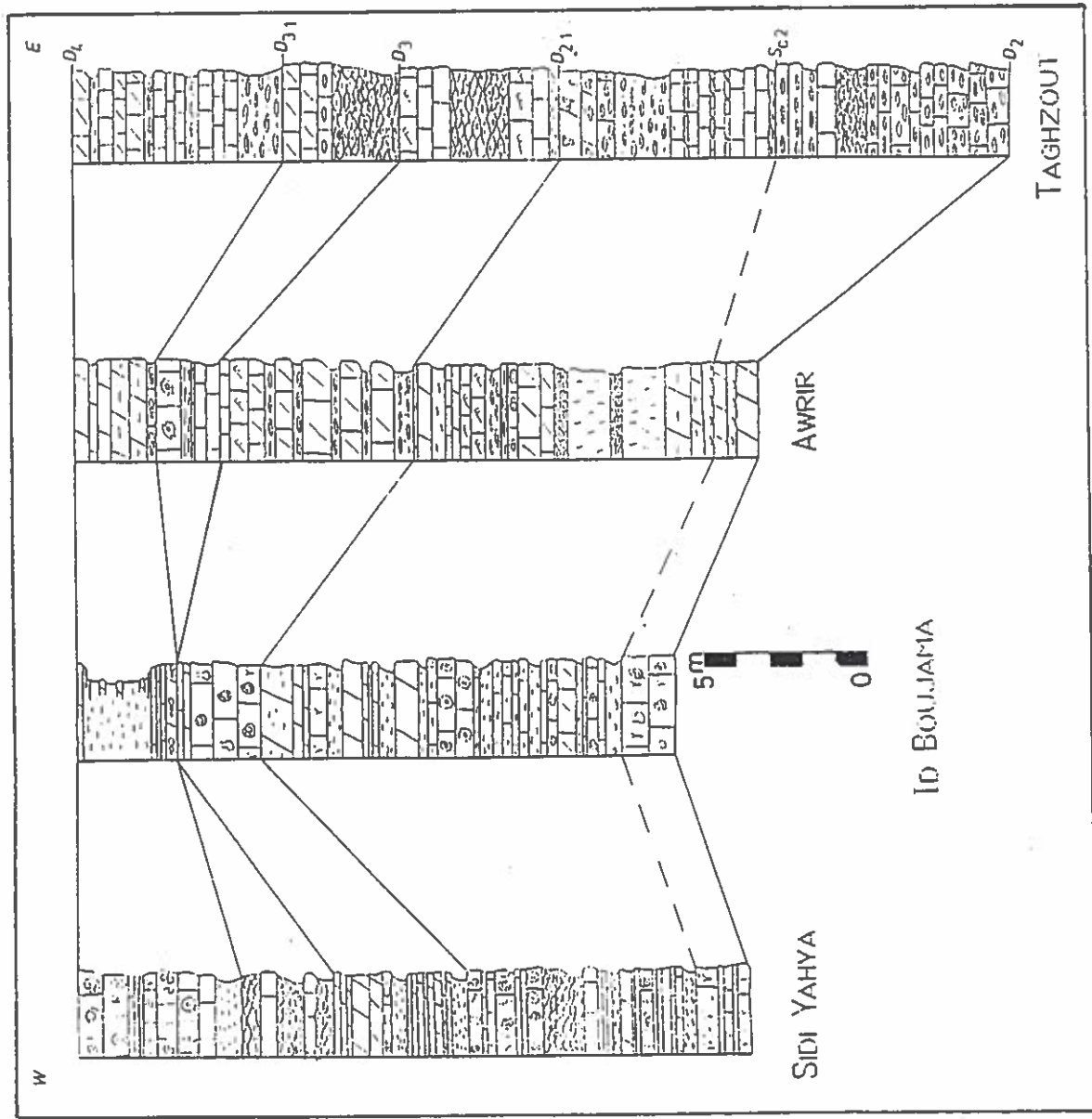


Fig 30 Corrélation entre les coupes levées dans le bassin de Haha

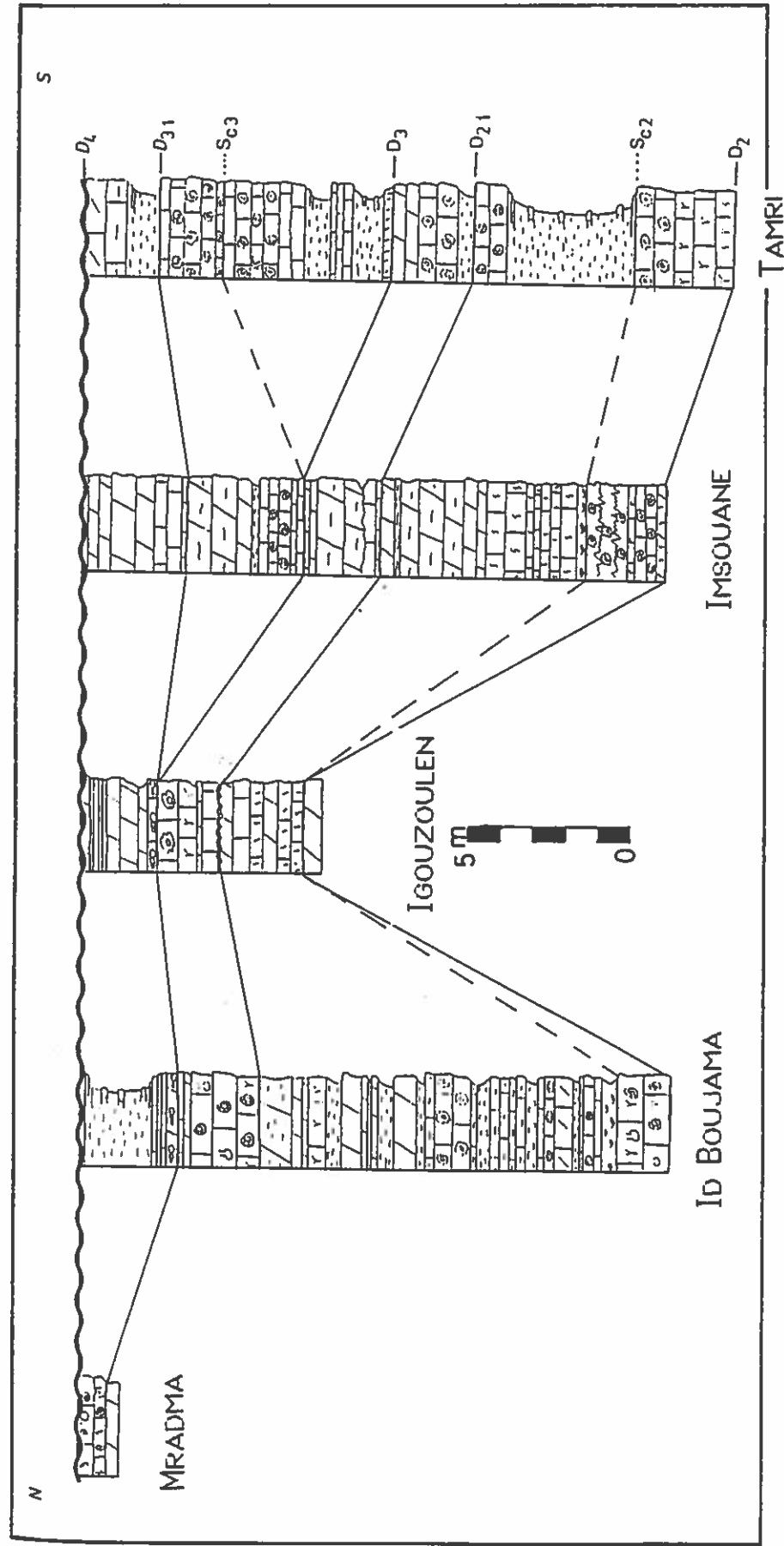


Fig.31 Corrélation entre les coupes levées dans le bassin de Haha

## C- Bassin d'Essaouira (Fig. 14)

## C1- Description des coupes

Nous ne disposons dans ce secteur d' aucune coupe de référence complète pour la formation de Cap Tafelney, étant donnée la disparition progressive de cette dernière en direction de l'Est et du Nord-Est.

Les différences avec le bassin de Haha n'étant pas fondamentales, il n'y aura pas de coupes décrites banc par banc. Ici, les diverses successions rencontrées seront comparées à la coupe de Tamri.

C1.1- Région occidentale (pourtour du diapir de Tidzi et flanc Nord de l'anticlinale de l'Amsittène)

## 1- Coupe de Mradma (Fig. 32)

## a- Localisation (Fig. 33)

Cette coupe a été levée sur le flanc méridional du plis diapir de l'Oued Tidzi, 10 Km au NNE de Smimou, 1 Km à l'Est du hameau de Mradma. Ici, aux dolomies de la formation de Timsilline succède la formation de Cap Tafelney avec une épaisseur remarquablement réduite (1m).

## b- Description

Il s'agit d'un banc de calcaires micritiques, blancs, à Anchispirocyclina lusitanica (EGGER), Trocholina alpina, T. elongata, Actinoporella podolica ALTH., Salpingoporella annulata CARROZZI et Miliolidés.

Ce niveau, épais de 1 m., est surmonté par un fond durci très apparent qui matérialise la discontinuité régionale D4 et qui sépare cette formation de la formation sous-jacente d'Agroud Ouadar.

Par comparaison avec le reste du domaine étudié nous attribuons cet ensemble à la séquence majeure SIII et plus exactement à la mésoséquence SIIIB correspondant au sommet de la Formation de Cap Tafelney. Dans cette coupe toute les autres séquences, reconnues au niveau de la coupe de Tamri, sont absentes.

## 2- Coupe de Tawrirt (Fig. 34)

## a- Localisation (Fig. 29)

Cette coupe a été analysée sur le versant Nord de l'anticlinal du Jbel Amsittène, 7 Km à l'Est de Smimou, le long de la route reliant Smimou à Imin Tlit.

## b- Description

Il s'agit d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de marnes vertes-blanchâtres, de calcaires gris massifs et de calcarénites bioclastiques et oolithiques à galets mous. Chaque séquence est couronnée par une surface rubéfiée.

La formation s'achève par une discontinuité remarquable, avec perforations et brèches à éléments du calcaire sous-jacent et matrice de marnes calcareuses jaunes à Eponges et Ostréidés. La biophase est essentiellement contenue dans les bancs calcaires et comporte des Eponges (Cladocoropsis mirabilis), Lenticulina sp., Pseudocyclammia lituus, Trocholina alpina, T. elongata, Feurtillia frequens, Mayncina bulgarica, Actinoporella podolica, Salpingoporella annulata, Clypeina jurassica, Thaumatoporella parvovesiculifera, Lithocodium aggregatum, Cayeuxia piaa.

## Formation de Cap Tafelney

## Coupe de MRADMA

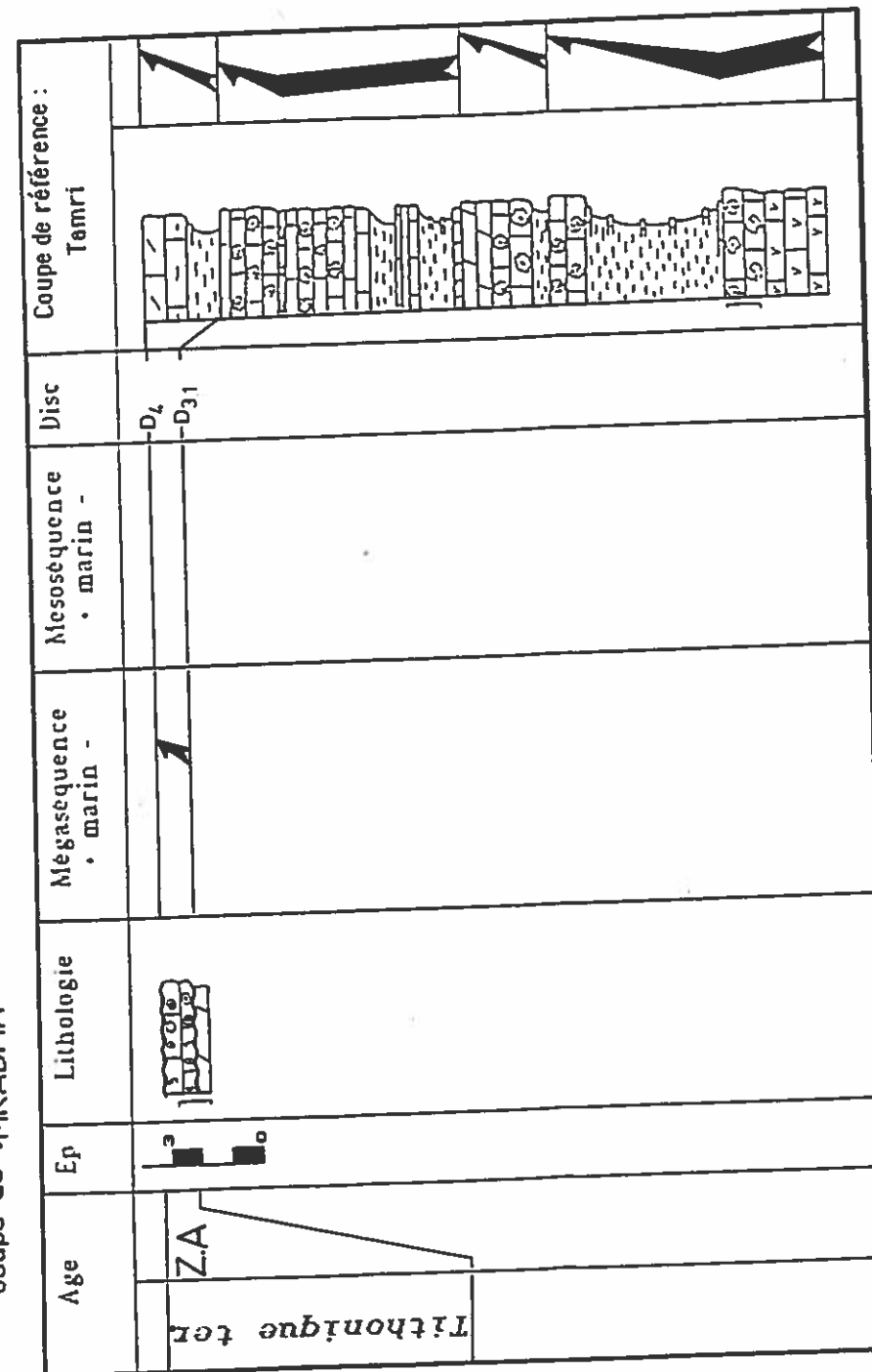


Fig. 32 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

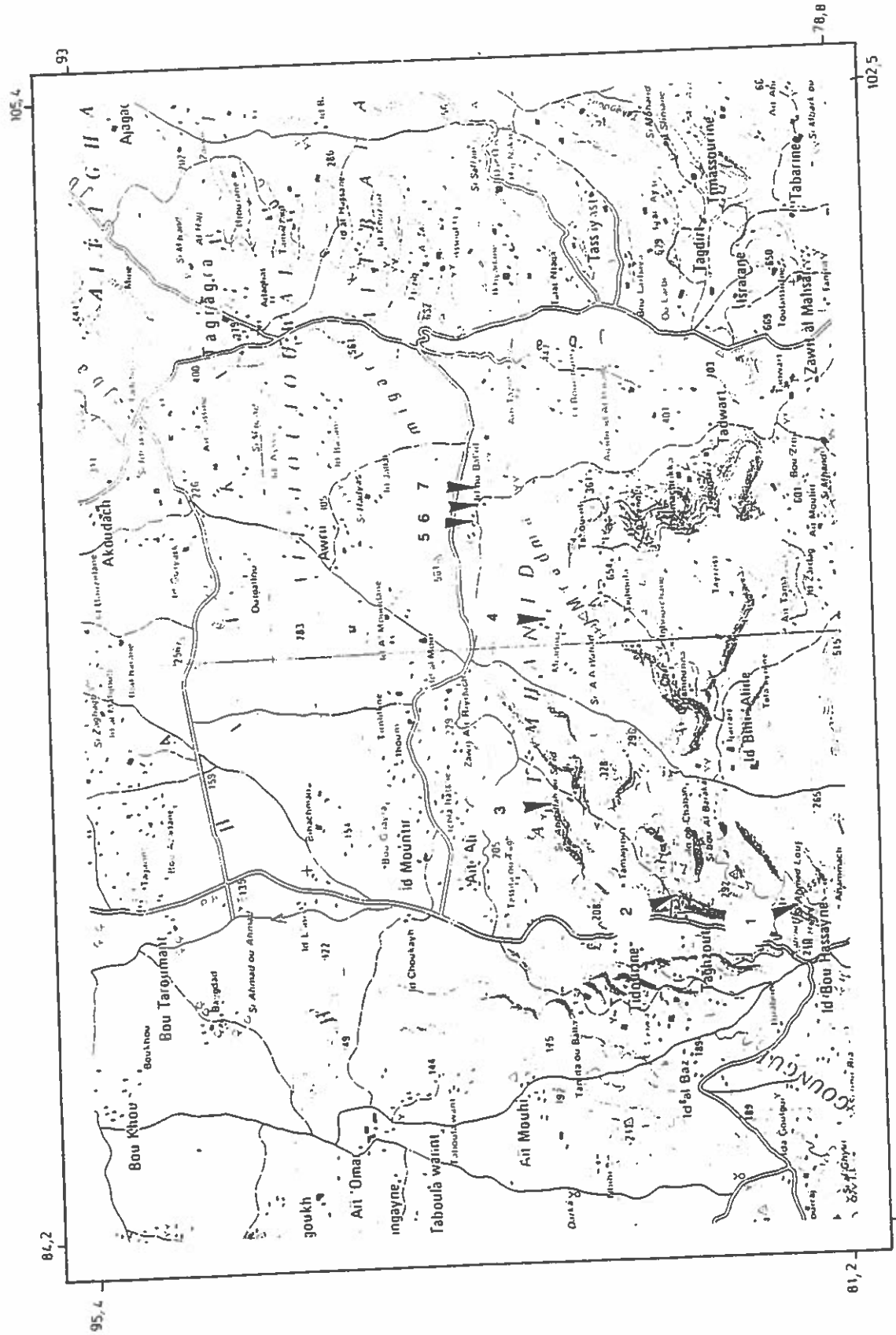


Fig.33 Sur la Feuille Tamarin au 1/100.000

Coupages: 1- Sidi Ahmed Lous 2- Akoui Griz 3- Ifrède De Sibouss 4- Mradma 5- Sidi Bourja 6- Id Ou Belaid 7- Azeroug

Formation de Cap Tafelney

Coupe de : TAWRIRT

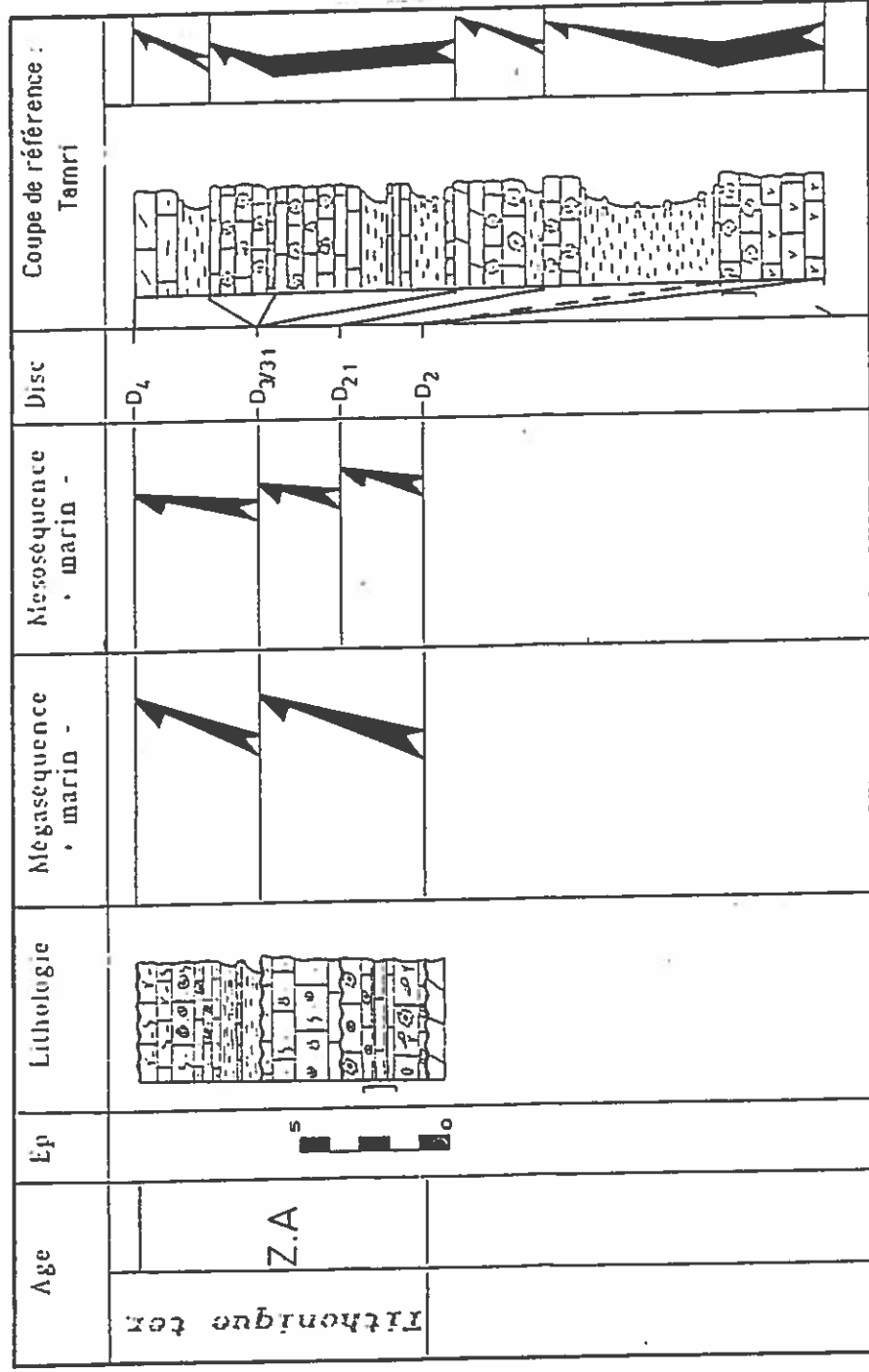


Fig. 34 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

*Marinella lugeoni*, Annélides, Gastéropodes et de rares Calpionelles indéterminables.

Dans cette coupe, et par comparaison au reste du domaine étudié, nous avons pu identifier :

- la mésoséquence SIIA (2,8 m.), représentée par sa partie terminale de comblement et à dominante calcaire; elle est délimitée par les discontinuités D2 et D2.1 ;
- les mésoséquences de comblement SIIB et SIIB épaisses respectivement de 2,7 m. et 4,20 m. et comprises entre les discontinuités D2.1/D3 et D3.1/D4;
- la séquence majeure SI et la mésoséquence SIIIA sont absentes.

D'autres coupes ont été analysées, dans cette partie occidentale du bassin d'Essaouira, et en particulier tout autour de l'anticlinal diapirique de Tidzi.

Dans toutes ces coupes la formation de Cap Tafelney est absente et la formation sous-jacente, d'Agroud Ouadar, repose tantôt sur des dolomies, que nous attribuons à la formation de Timsilline, tantôt directement, en contact tectonique, sur le Trias.

#### C1.2- Région orientale (entre Aït Daoud et Imin Tanout)

Dans la région d'Aït Daoud (secteur Est du bassin d'Essaouira) nous avons dirigé une thèse de 3ème cycle, soutenue en 1988 par M. IBNOUSSINA, et qui portait sur l'étude stratigraphique et sédimentologique de la série du Jurassique terminal-Néocomien de la région comprise entre Ichemraren et Imin'Tanout (Haut-Atlas occidental).

Les coupes levées par cet auteur, et qui sont réinterprétées ici à l'aide des informations recueillies dans les Bassins de Haha et Agadir, nous ont permis de suivre l'évolution de la formation de Cap Tafelney dans cette marge orientale du domaine étudié.

La formation de Timsilline, qui était dolomitique à l'Ouest, devient ici nettement évaporitique et composée de gypse, dolomies et marnes blanchâtres, agencées en séquences élémentaires de comblement de type sebkha.

A cette formation fait suite l'unité de Cap Tafelney essentiellement calcaréo-dolomitique à la base, puis calcaire au sommet et surmontée par la formation d'Agroud Ouadar à dominante terrigène.

En raison des mauvaises conditions d'affleurement, la partie inférieure de la formation de Cap Tafelney, en contact avec la formation de Timsilline, n'a pu être observée qu'en deux localités (coupes de Tafaytour et d'Aït Bouçag). La partie supérieure est, par contre, visible dans toutes les coupes levées.

Nous reprenons ici la description des coupes données par M. IBNOUSSINA avec toutefois une légère modification concernant les limites des unités lithostratigraphiques.

#### 1- Coupe de Taghzout (Fig. 35)

##### a- Localisation (Fig. 36)

Cette coupe a été levée sur le flanc septentrional de l'anticlinal de Zemzem, à proximité de la piste reliant Dar Caïd Zemzem à Ameskerkid.

##### b- Description

Aux dolomies de la formation de Timsilline succède un ensemble essentiellement carbonaté, correspondant à la formation de Cap Tafelney composée essentiellement d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de marnes noduleuses, calcaires bioclastiques à Eponges,

#### Formation de Cap Tafelney

#### Coupe de TAGHZOUT

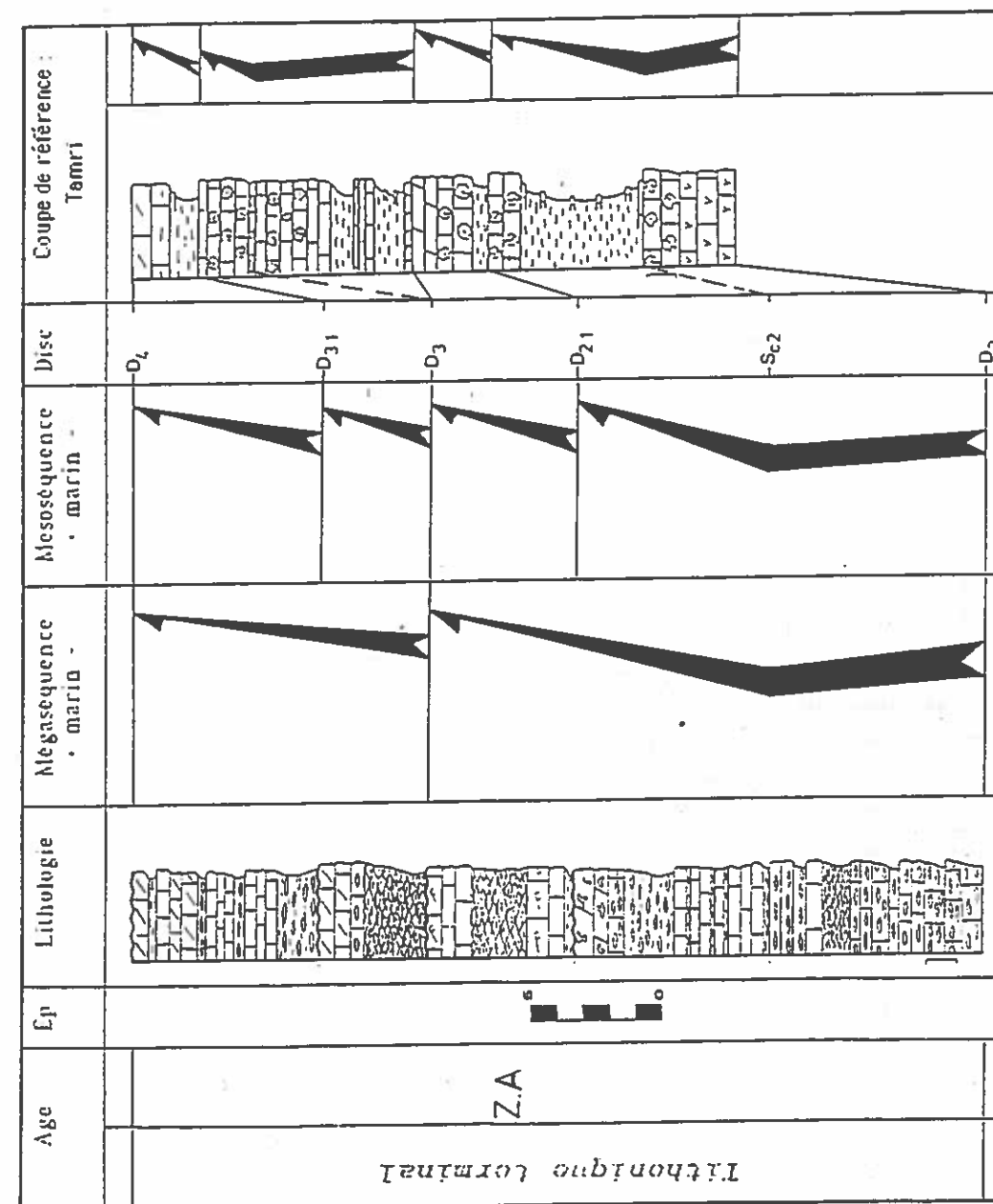


Fig. 35: Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

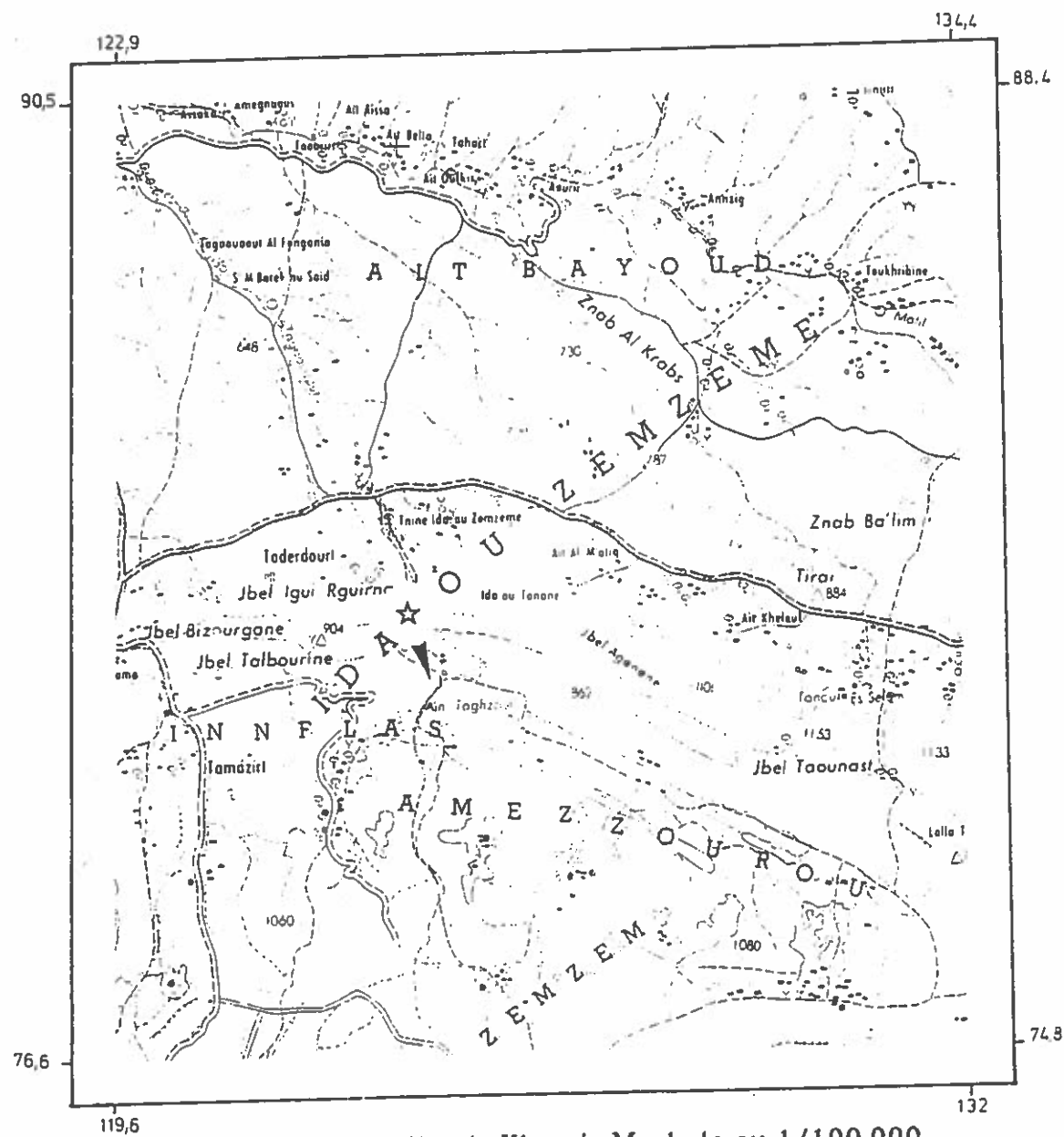


Fig 36: Sur la Feuille de Khemis Meskala au 1/100.000

★ Taghzout

Bryozoaires, Calpionelles (indéterminables), Foraminifères (*Trocholina* sp., *Pseudocyclamina lituus*, *Feurtillia frequens*), Huîtres et Gastéropodes et dolomies.

Quelques niveaux à rides sont localisés à la partie supérieure de la séquence majeure SII (mésoséquence SIIB) et les faciès, dans l'ensemble de la Formation, attestent de milieux de sédimentation relativement moins profonds qu'à Tamri.

Dans cette localité, la formation de Cap Tafelney présente une évolution séquentielle comparable à celle observée au niveau de la coupe type (Tamri) avec toutefois :

- un fort épaissement de la séquence majeure SII (21 m.) et de la mésoséquence SIIB (7 m.) ;
- la mésoséquence SIIIA (4 m.) à évolution générale cyclique à Tamri est ici en comblement.

D'autres coupes ont été analysées, dans cette partie occidentale du bassin d'Essaouira, et en particulier tout autour de l'anticlinal diapirique de Tidzi.

Dans toutes ces coupes, la formation de Cap Tafelney est absente et la formation sous-jacente, d'Agroud Ouadar, repose tantôt sur des dolomies que nous attribuons à la formation de Timsilline tantôt directement, en contact tectonique, sur le Trias.

## 2- Coupe d'Inemiren (Fig. 37)

### a- Localisation (Fig. 38)

Cette coupe a été levée à 5 Km à l'Ouest d'Ichemraren le long de l'Assif Biguaguine, où la formation de Cap Tafelney repose sur une épaisse série évaporitique rapportée à la formation de Timsilline. Le contact entre ces deux formations n'est pas visible à l'affleurement.

### b- Description

Dans cette coupe, la formation de Cap Tafelney, montre du bas vers le haut, deux ensembles composés de :

- 3,30 m (partie visible) de dolomies gréseuses, calcaires bioclastiques, niveaux stromatolithiques et marnes blanchâtres à la base. Les bancs calcaires contiennent: *Feurtillia frequens*, *Salpingoporella annulata*, *Actinoporella podolica*, *Permocalculus* sp., *Arabicodium* sp., *Cladocoropsis mirabilis* et des débris d'Echinodermes et Lamellibranches.

Il s'agit pour la partie visible à l'affleurement d'une séquence majeure en comblement, délimitée au sommet par une surface durcie et encroûtée par des Huîtres (D3.1).

- marnes à huîtres (7,5 m) puis dolomies et calcaires bioclastiques et oolithiques, en bancs massifs (0,80 m), à: *Feurtillia frequens*, *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp., *Salpingoporella* sp., *Cladocoropsis mirabilis* et des débris d'Echinodermes et Lamellibranches.

Les différents termes de ce niveau s'agencent en une séquence majeure de comblement délimitée par deux surfaces durcies et encroûtées par des Huîtres (D3.1 et D4).

Ces deux séquences sont interprétées, la première comme correspondant à la mésoséquence SIIIA de Tamri, la seconde à la mésoséquence SIIB.

Formation de Cap Tafelncy

Coupe de : INEMIREN

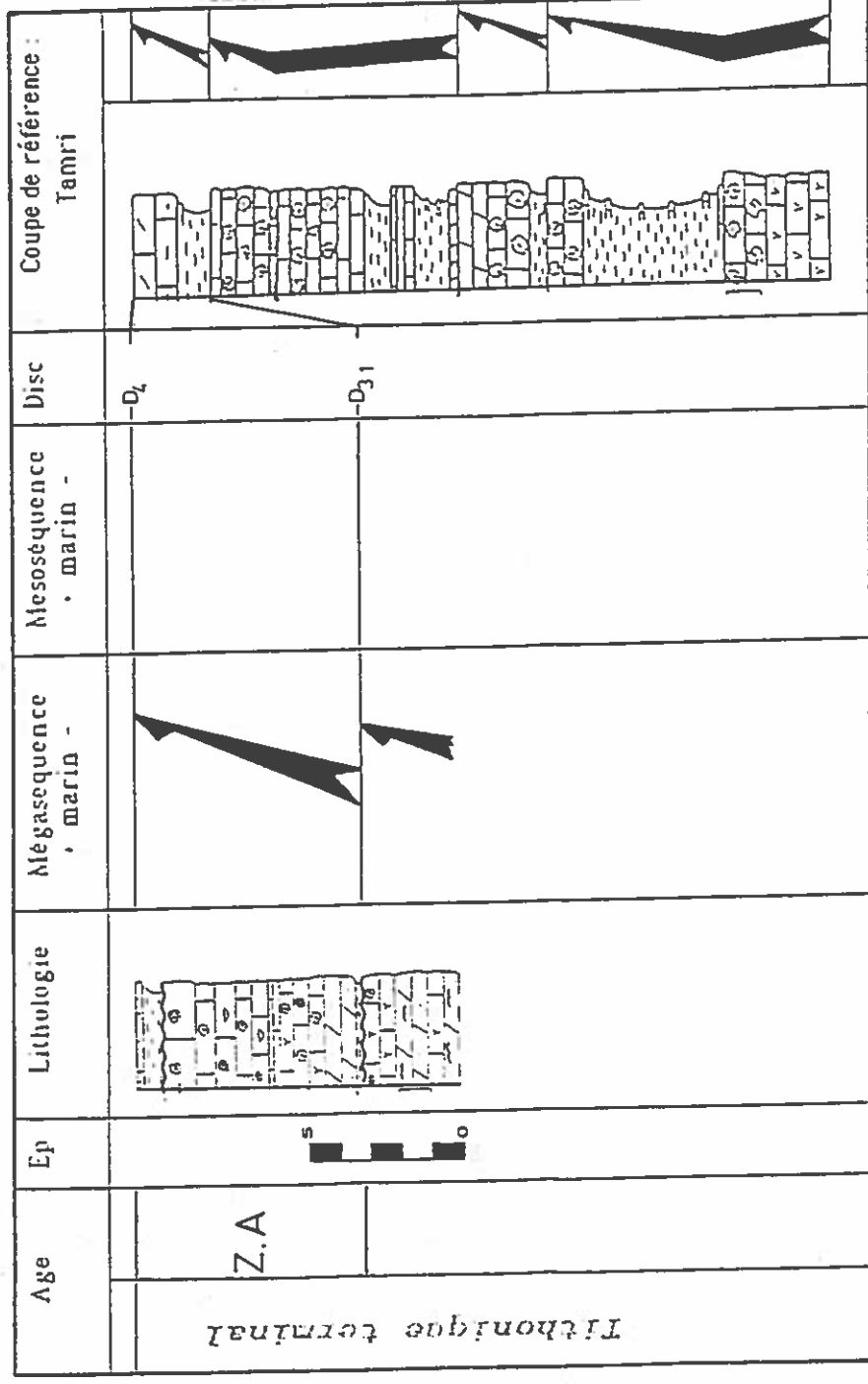
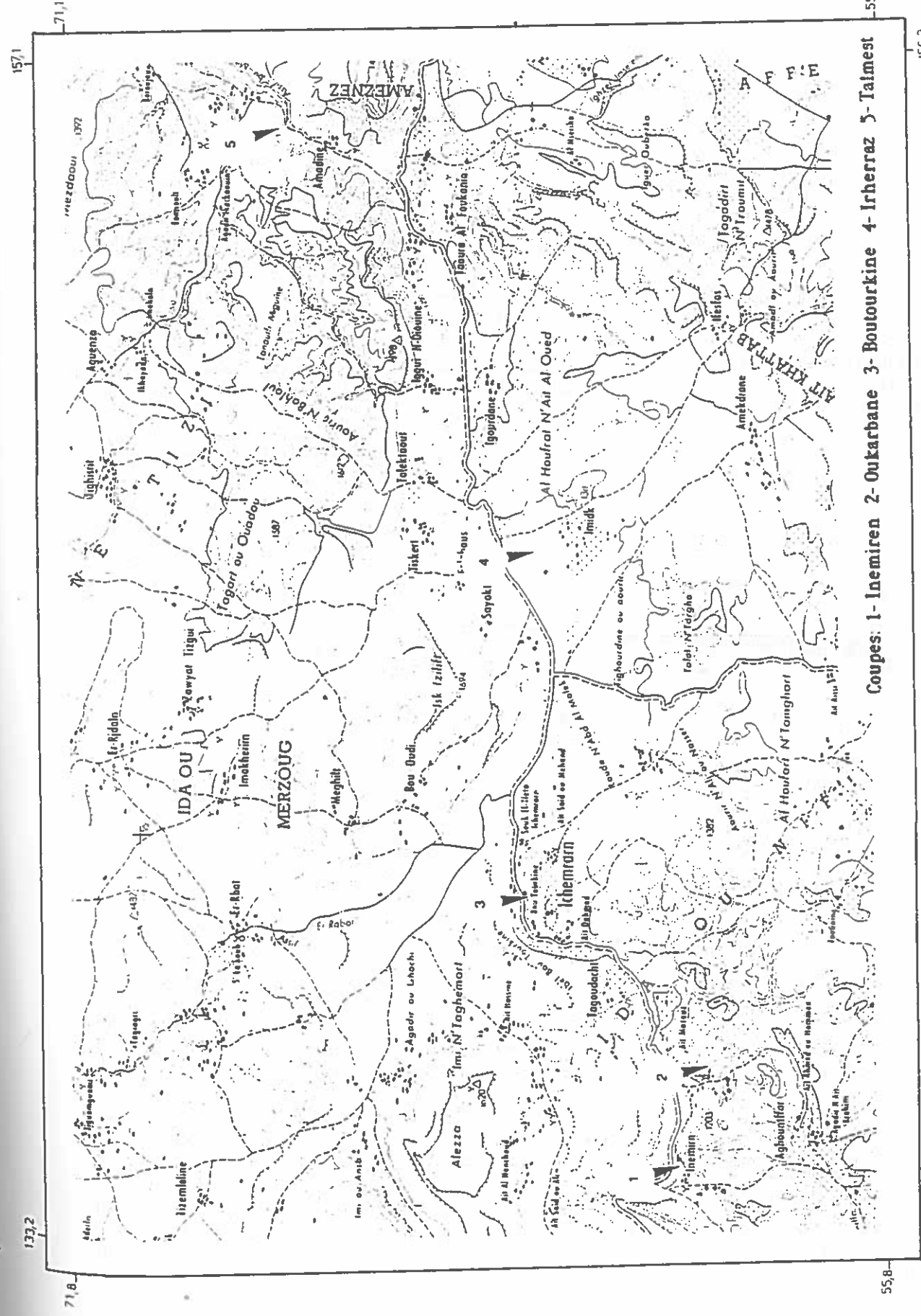


Fig. 37 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence



Coupes: 1- Inemiren 2- Oukarbane 3- Boutourkine 4- Irherraz 5- Talmest

Fig. 38 Sur la Feuille de Khemis Meskala au 1/100.000

3- Coupe d'Irrherrhaz (Fig. 39)

a- Localisation (Fig. 38)

Cette coupe a été analysée à 8 Km à l'Est d'Ichemraren, sur le flanc Nord de l'anticlinal d'Irrherrhaz en bordure de l'Assif Irrherrhaz.

b- Description

Dans cette coupe, la partie basale de la formation de Cap Tafelney, en contact avec la formation évaporitique de Timsilline, n'affleure pas. Le reste de la formation, visible sur environ 30 m présente la succession suivante :

- 28 m, environ, de dolomies gréseuses, micrites à stromatolithes, calcaires marneux à Ostréidés, calcaires massifs et bioclastiques et marnes grises. Dans les bancs calcaires ont été reconnus Feurtillia frequens, Pseudocyclamina lituus, Ethelia sp., Favreina sp., Ostracodes, Bryozoaires et d'abondants débris de Lamellibranches et Echinodermes.

Cet ensemble correspond à une séquence majeure en comblement et se termine par un banc dolomitique à taches d'oxydes de fer, coiffé par la discontinuité D3.1.

- un niveau de marnes grisâtres (1 m), surmonté par des calcaires gris à Huîtres, Feurtillia frequens, Pseudocyclamina lituus, Acicularia sp., Ostracodes et débris de Lamellibranches. Cet ensemble épais de 5,5 m, s'agence en une mésoséquence de comblement délimitée à la base par la discontinuité D3.1 et au sommet par une surface de ravinement avec croûte ferrugineuse correspondant à la discontinuité D4.

Ici aussi, le premier ensemble, très épais, matérialiserait la mésoséquence SIIIA de Tamri et le deuxième la mésoséquence SIIIB.

4- Coupe de Tafaytour (Fig. 40)

a- Localisation (Fig. 41)

Cette coupe a été levée au pied du village de Tafaytour (sur la rive gauche de l'Oued Irohalène), à 1 Km de la route nationale P.40 (reliant Imin' Tanout à Agadir) et le long de la piste qui part de cette dernière en direction d'Ichemraren.

b- Description

Dans cette coupe, la formation de Cap Tafelney, séparée de la formation sous-jacente de Timsilline par une surface fortement oxydée, est composée de deux ensembles :

- 12 m. de dolomies gréseuses, calcaires bioclastiques et niveaux stromatolithiques (souvent en dômes). Dans les bancs calcaires nous avons pu reconnaître de rares Feurtillia frequens ainsi que de rares Calpionelles mal conservées. Une surface rubéfiée et irrégulière limite au sommet cet ensemble.

Les termes de cet ensemble s'agencent en séquences élémentaires de comblement et forment une séquence majeure cyclique comprise entre deux surfaces oxydées (D3 et D3.1), la deuxième étant irrégulière et encroûtée par des Huîtres.

A 4,7 m de la base, un niveau de calcaires roux et riches en microfaune (intervalle Sc3), sépare la partie inférieure, d'approfondissement, de la partie supérieure, régressive et essentiellement dolomitique.

- 7 m de calcaires bioclastiques à Huîtres, Acicularia sp., Salpingoporella annulata, Ostracodes, débris d'Echinodermes et Lamellibranches, dolomies gréseuses jaunes puis marnes noduleuses

Formation de Cap Tafelney

Coupe de : IRHERRAZ

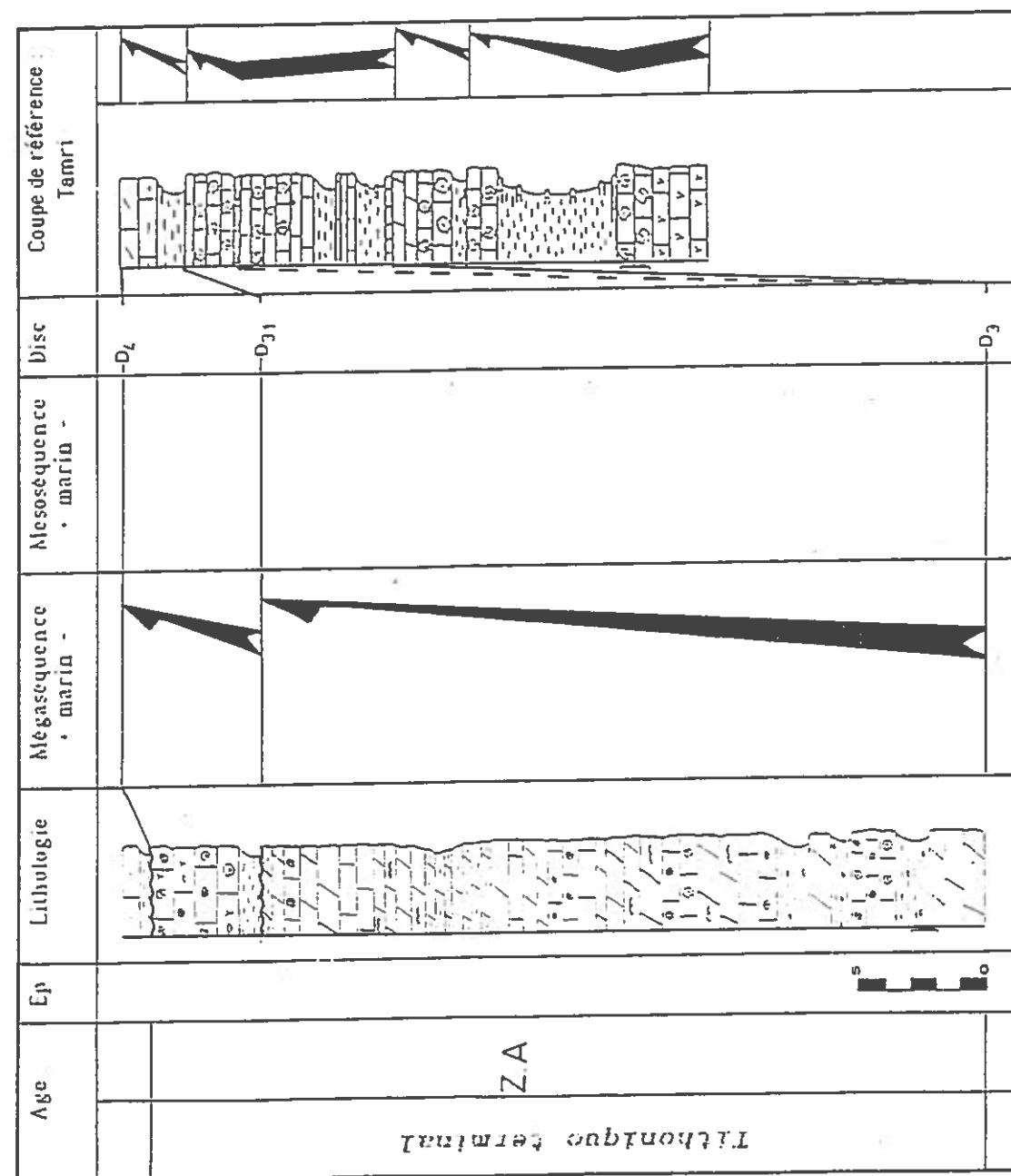


Fig. 39 Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

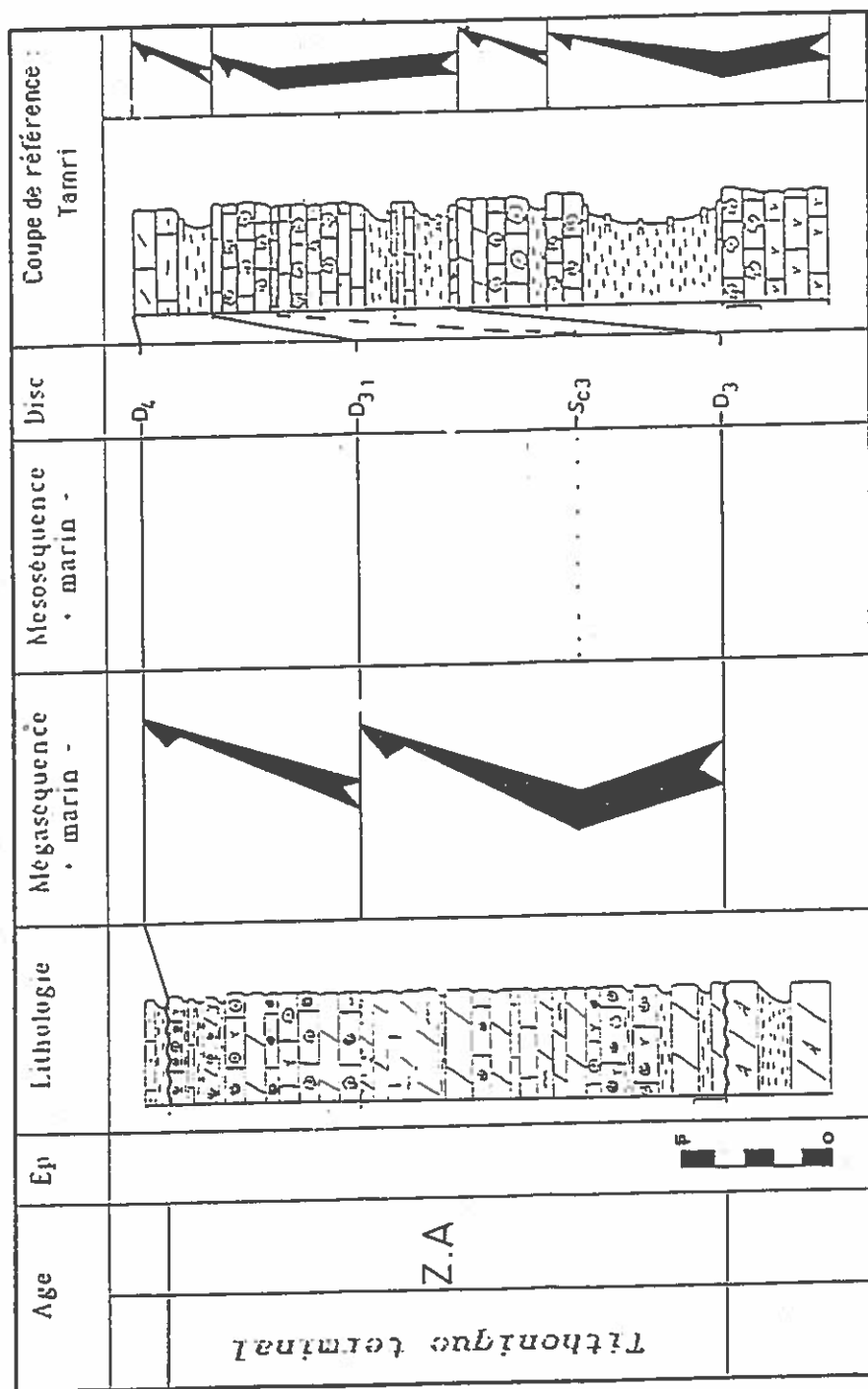


Fig. 40 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

surmontées par des calcaires jaunes, oolithiques et graveleux à *Feurtillia frequens* et *Favreina* sp..

Ce deuxième ensemble, matérialise une séquence de comblement délimitée à la base par une surface durcie et oxydée, discontinuité D3.1 et au sommet par la discontinuité D4, correspondant à une surface irrégulière, durcie, oxydée et colonisée par des Huitres.

Ici, encore, nous interprétons ces deux ensembles comme appartenant respectivement aux mésoséquences SIIIA et SIIIB de Tamri.

#### 5- Coupe d'Aït Bouçag (Fig. 42)

##### a- Localisation (Fig. 41)

Cette coupe se situe à une centaine de mètres à l'Ouest de la station service d'Asseratou, à proximité du village d'Aït Bouçag, sur le versant Sud du Jbel Lemgo (15 Km à l'Ouest d'Imin' Tanout).

##### b- Description

Ici on constate l'absence de la formation de Cap Tafelney. En effet, au-dessus des évaporites appartenant à la formation de Timsilline, viennent les calcaires gréseux et marnes de la formation d'Agroud Ouadar.

#### C2- Conclusions

Dans cette partie orientale du bassin d'Essaouira, la corrélation séquentielle avec les successions observées dans les domaines plus occidentaux (tel que Tamri) s'avère délicate. Toutefois, on peut avancer, en raison des évolutions séquentielles, des épaisseurs et des milieux de dépôt, que dans cette partie orientale du Bassin d'Essaouira :

- L'ensemble inférieur pourrait matérialiser la mésoséquence SIIIA décrite à Tamri. En effet, il est cyclique (au moins à Tafaytour), d'épaisseur variable et les faciès dominants appartiennent aux termes de la séquence de faciès de type B avec toutefois des niveaux à stromatolithes, intercalés dans la série (ceci en raison de la position proximale de ce secteur).

Cet ensemble repose, par endroits, directement sur le complexe évaporitique, qui à notre avis, pourrait correspondre au moins en partie, à la séquence majeure SI décrite à Sidi Bouseckri.

La séquence SII (de Tamri) étant absente, il se trouverait donc délimité à la base et au sommet, respectivement par les discontinuités D2/3 et D3.1.

- L'ensemble supérieur présente, dans cette région, une épaisseur peu variable (5,5 à 7,5 m) et un faciès exclusivement de type B accusant des conditions plus franchement marines.

Ces caractères nous permettent de le rattacher à la partie supérieure (la plus profonde) de la séquence majeure SIII décrite à Tamri (mésoséquence de comblement SIIIB).

Il serait donc délimité à la base par la discontinuité D3.1 et au sommet par la discontinuité D4.

- Plus à l'Est, entre Tafaytour et Aït Bouçag, la Formation de Cap Tafelney disparaît totalement.

#### C3- Corrélations

En se fondant sur les rares données micropaléontologiques et, surtout sur l'organisation méga et méso-séquentielle, nous proposons les corrélations entre coupes exprimées dans la figure 43. Ceci nous permet de mettre en évidence les faits suivants :

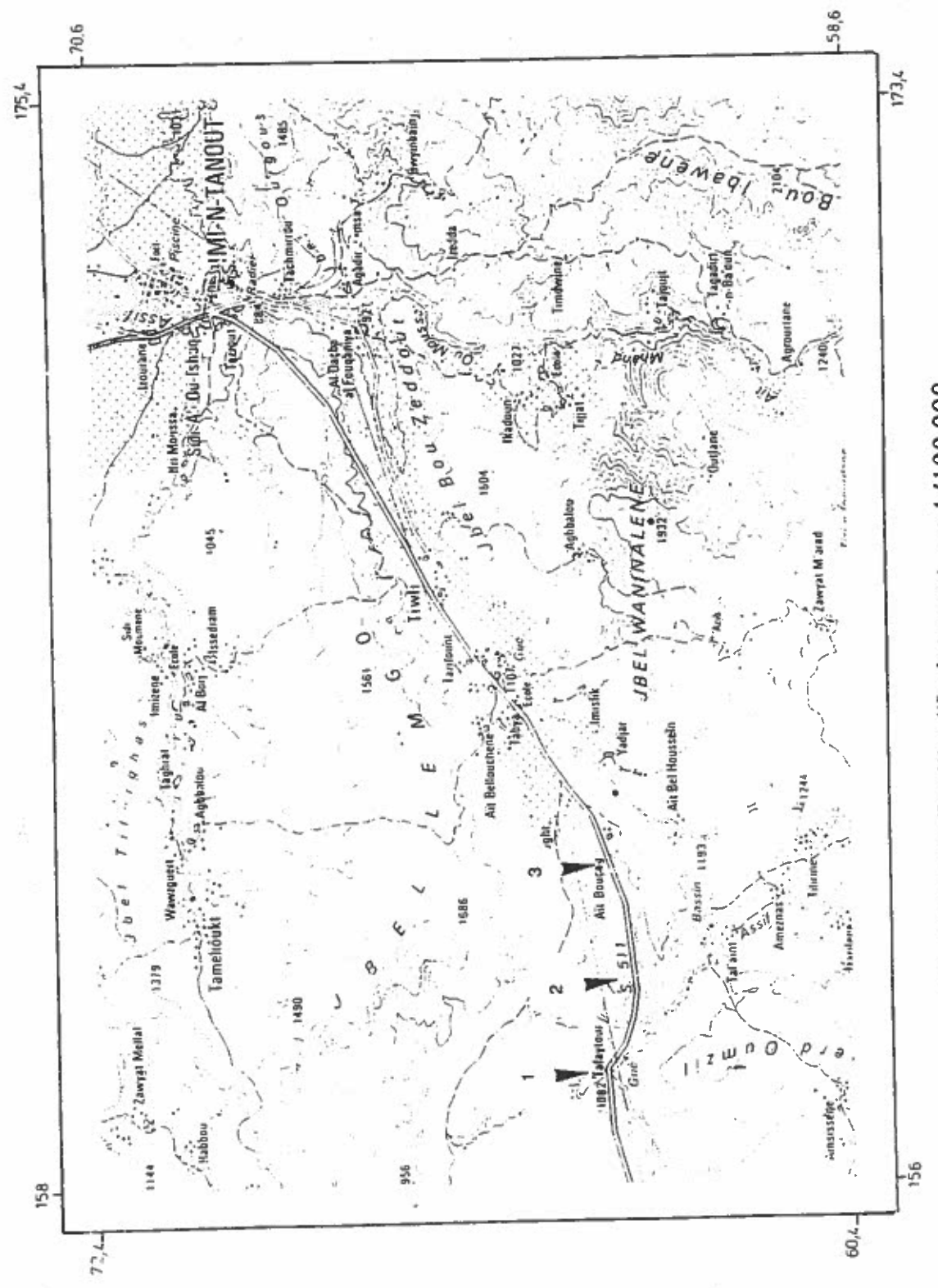


Fig.41 Sur la Feuille d'Imintanout au 1/100.000

Coupes: 1- Tafaytour 2-P40 3-Ait Bouçag

Formation de Cap Tafajncy

Coupe de :AIT BOUÇAG

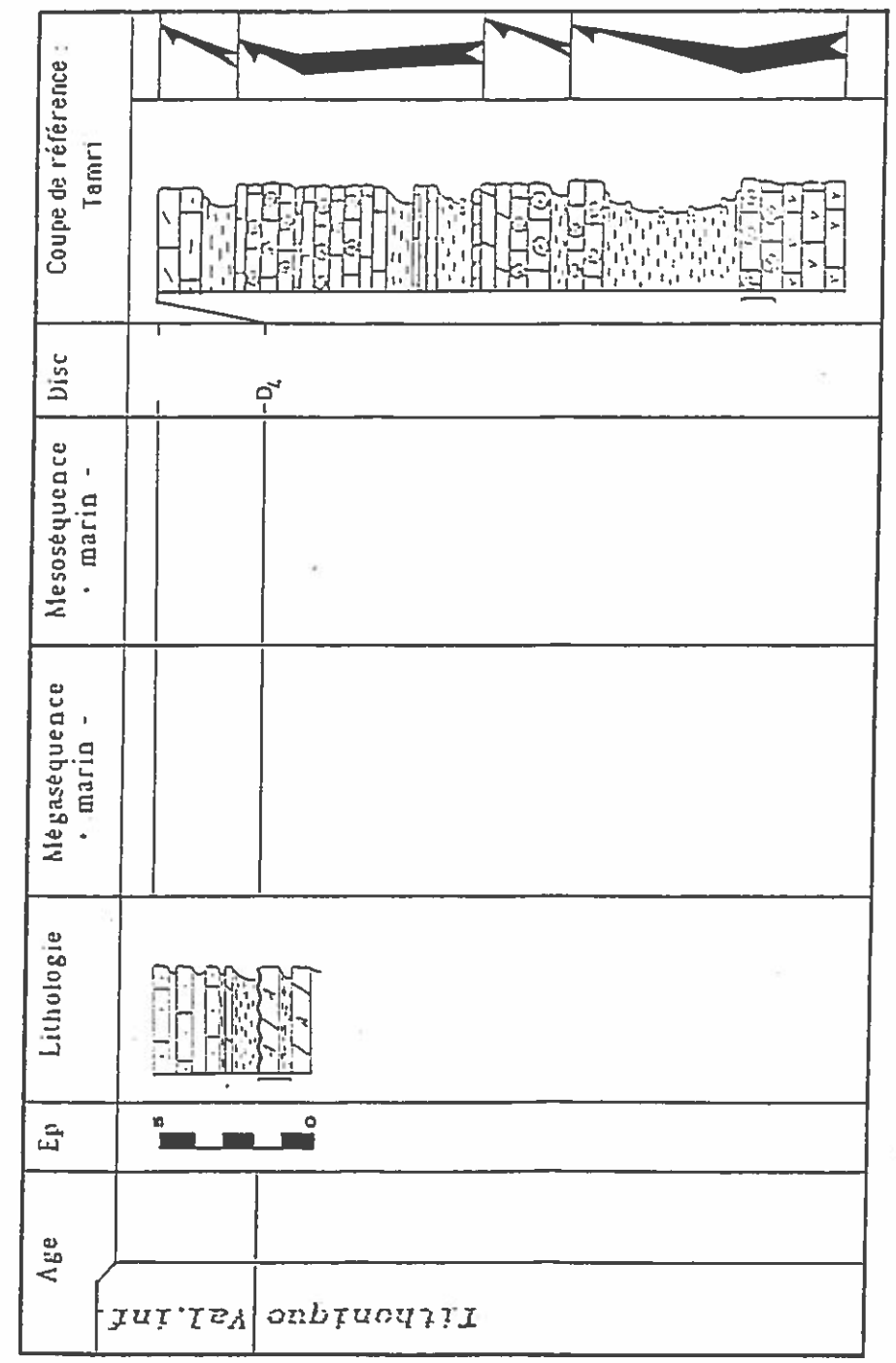
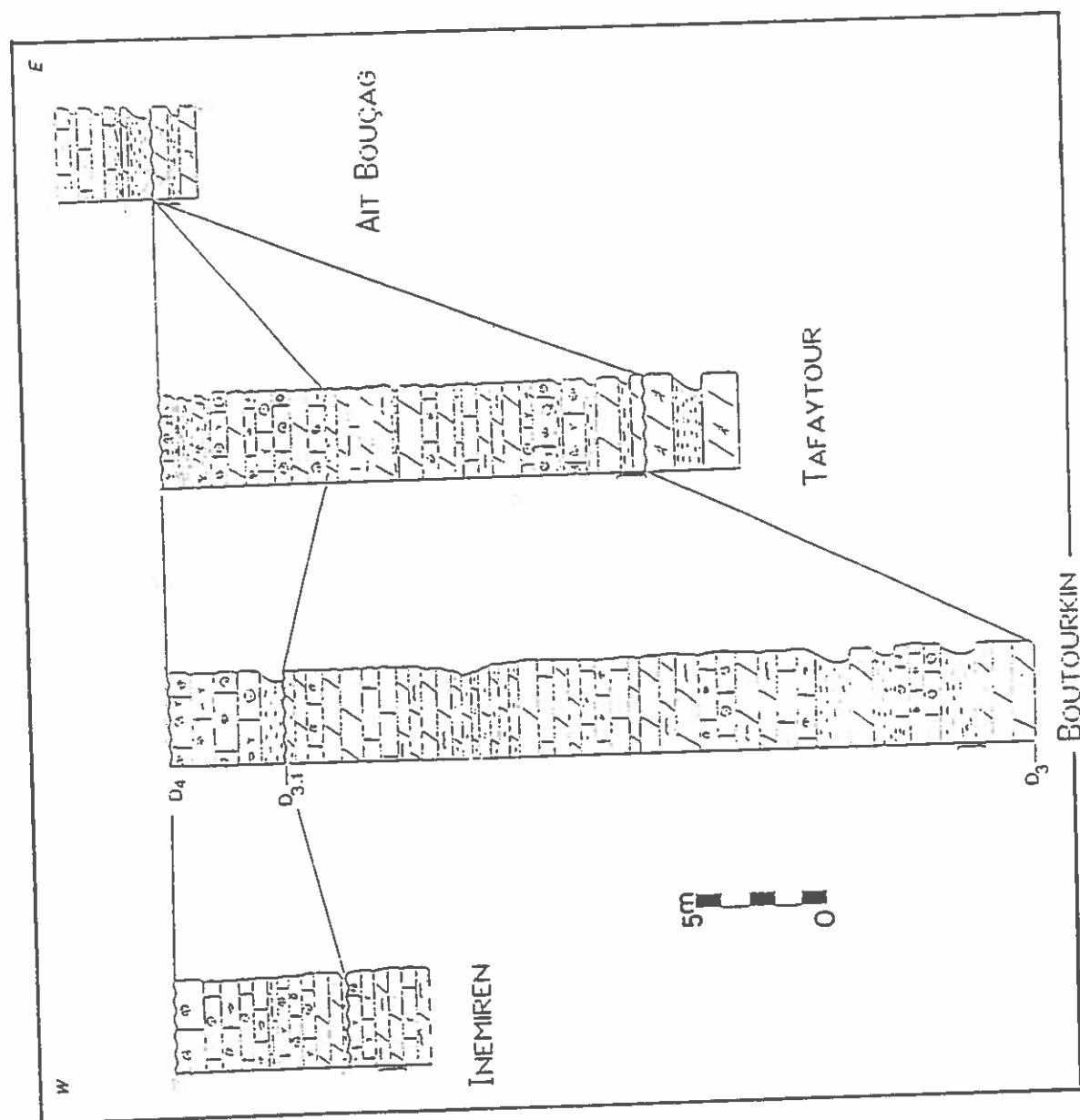


Fig. 42 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence



Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essauira

Fig. 43

- La séquence majeure SI est absente dans ce bassin.

- La séquence majeure SII, comprise entre les discontinuités D2 et D3, reconnue uniquement à Tawrirt et Taghzout comporte

\* une mésoséquence inférieure (SIIA), comprise entre les discontinuités D2 et D2.1 et qui présente une évolution générale de comblement à Tawrirt (2,8 m.), cyclique et nettement plus épaisse à Taghzout où elle comporte une partie inférieure, d'ouverture et une partie supérieure, de comblement, épaisses respectivement de 8,1 m. et 7,4 m ;

\* une mésoséquence supérieure (SIIB), délimitée à la base par la discontinuité D2.1 et au sommet par la discontinuité D3 et à évolution générale de comblement. Elle est épaisse de 2,7 m. à Tawrirt et de 5,5 m. à Taghzout.

- La séquence majeure SIII, comprise entre les discontinuités D3 et D4 est géographiquement plus étendue que la précédente et recouvre la quasi totalité du bassin d'Essauira (excepté le pourtour de la structure diapirique de Tidzi).

Elle comporte deux mésoséquences :

\* une mésoséquence inférieure (SIIIA), comprise entre les discontinuités D3 et D3.1, à évolution générale de comblement (excepté à Taghzout où elle est cyclique) et de fortes variations d'épaisseur d'un point à l'autre du bassin.

D' Ouest en Est, elle est épaisse de 2,2 m. à Tawrirt, 4 m. à Taghzout, 3,3 m. à Inemiren, 28 m. à Irherraz et, à Tafaytour, 4,7 m. pour la partie inférieure d'approfondissement et 7,3 m. pour la partie supérieure en comblement.

Plus à l'Est, au niveau de la coupe d'Aït Bouçag, cette mésoséquence est absente ;

\* une mésoséquence supérieure (SIIIB), comprise entre les discontinuités D3.1 et D4 et à évolution générale uniquement de comblement. Cette mésoséquence a été rencontrée aussi sur la bordure de la structure diapirique du Tidzi (1 m. à Mradma) et se caractérise, par rapport à la précédente, par une augmentation de puissance en direction de l'Est. Elle est épaisse de 1 m. à Mradma, 4,2 m. à Tawrirt, 7 m. à Taghzout, 7,5 m. à Inemiren, 5,5 m. à Irherraz, 7 m. à Tafaytour et disparaît plus à l'Est ( Aït Bouçag).

## IX- Succession sédimentaires et stratigraphie séquentielle (interprétation en cortèges sédimentaires)

### 1- Introduction

La série sédimentaire composant la formation de Cap Tafelney, attribuée du point de vue chronologique au Tithonique terminal, s'ordonne en trois séquences majeures.

Ces séquences, à évolution générale cycliques ou en comblement, sont encadrées par des discontinuités de valeur régionale accompagnées de certaines discontinuités d'importance locale (à régionale) dont nous n'avons pas tenu compte dans l'interprétation séquentielle.

Les corrélations à l'échelle de tout l' Atlas atlantique, entre les différentes coupes analysées, ont été fondées sur ce découpage (en trois séquences majeures), sur la logique séquentielle ainsi que sur les discontinuités de valeur régionale.

L'outil biologique (Calpionelles, Algues et Foraminifères benthiques) a été d'une utilité limitée à cause de la rareté des Calpionelles et du faible pouvoir de résolution des Algues et des Foraminifères benthiques. Toutefois, cette faune nous a permis de bien caractériser la formation de Cap Tafelney

et de la distinguer sur le plan paléontologique de la formation de Timsilline (stérile à l'échelle du bassin) et de celle d'Agroud Ouadar dominée par une biophase à Oursins, Brachiopodes, Ammonites (rares) et une abondante faune de Calpionelles.

Toutefois, les Calpionelles reconnues au sein de la formation de Cap Tafelney, nous permettent de l'attribuer au Tithonique terminal, Zone A de Remane (1987).

La discontinuité D4 parfaitement datée, coïncide avec la limite entre les zones A et B de Calpionelles (limite Jurassique-Crétacé, J. Remane et al. 1987).

Nous allons maintenant tenter de comprendre la logique sédimentaire et de retrouver les facteurs (eustatiques et/ou tectoniques, globaux ou régionaux) ayant contrôlé la sédimentation en utilisant les concepts de la stratigraphie séquentielle développés par Vail et al. (1987). Nous comparerons ensuite les résultats obtenus avec le diagramme des cycles eustatiques publié par Haq et al., 1987.

## 2- Les séquences de dépôt (Fig. 44)

Nous avons distingué dans la formation de Cap Tafelney trois séquences génétiques de dépôt, correspondant aux trois séquences lithoclinales majeures :

- la séquence de dépôt SI, délimitée par les discontinuités D1 et D2 (limites de séquences de dépôt), et d'âge Tithonique terminal ;
- les séquences de dépôt SII et SIII, comprises entre les discontinuités D2, D3 et D4 (limites de séquences de dépôt), et d'âge Tithonique terminal et pouvant hypothétiquement atteindre le Berriasien basal. Chacune de ces deux séquences de dépôt comprend au maximum deux mésoséquences lithoclinales.

## X- Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques .

### 1- Interprétation des séquences de dépôt (Fig. 44, 45)

A la lumière des données de la stratigraphie séquentielle, les prismes sédimentaires qui composent les différentes séquences de dépôt, ainsi que les discontinuités qui les encadrent peuvent être interprétés comme suit :

#### a- Séquence de dépôt SI

Cette séquence, à évolution uniquement régressive, dans des environnements infralittoraux à supralittoraux, n'a été reconnue que dans la partie Sud du domaine étudié (bassin d'Agadir). Elle se décompose en séquences élémentaires de comblement, d'ordre métrique (paraséquences) qui peuvent être associées en plusieurs mésoséquences de comblement (paraséquences sets), délimités par des discontinuités d'extension très localisée (limites de paraséquences sets). Nous rapportons cet ensemble à un prisme de haut niveau marin ; les dépôts de bas niveau marin et l'intervalle transgressif de ce cycle, sont absents.

#### b- Séquence de dépôt SII

Cette séquence qui est connue dans tout le domaine étudié, à l'exception de la bordure du diapir de Tidzi et de la région d'Aït Daoud, comprend :

- les dépôts de l'intervalle transgressif (excepté dans la coupe d'Igouzoulen), évoluant de la base au sommet vers des termes plus marins ;
- un niveau oxydé, riche en Brachiopodes, correspondant à la surface Sc<sub>2</sub>, discontinuité de montée rapide des eaux ;

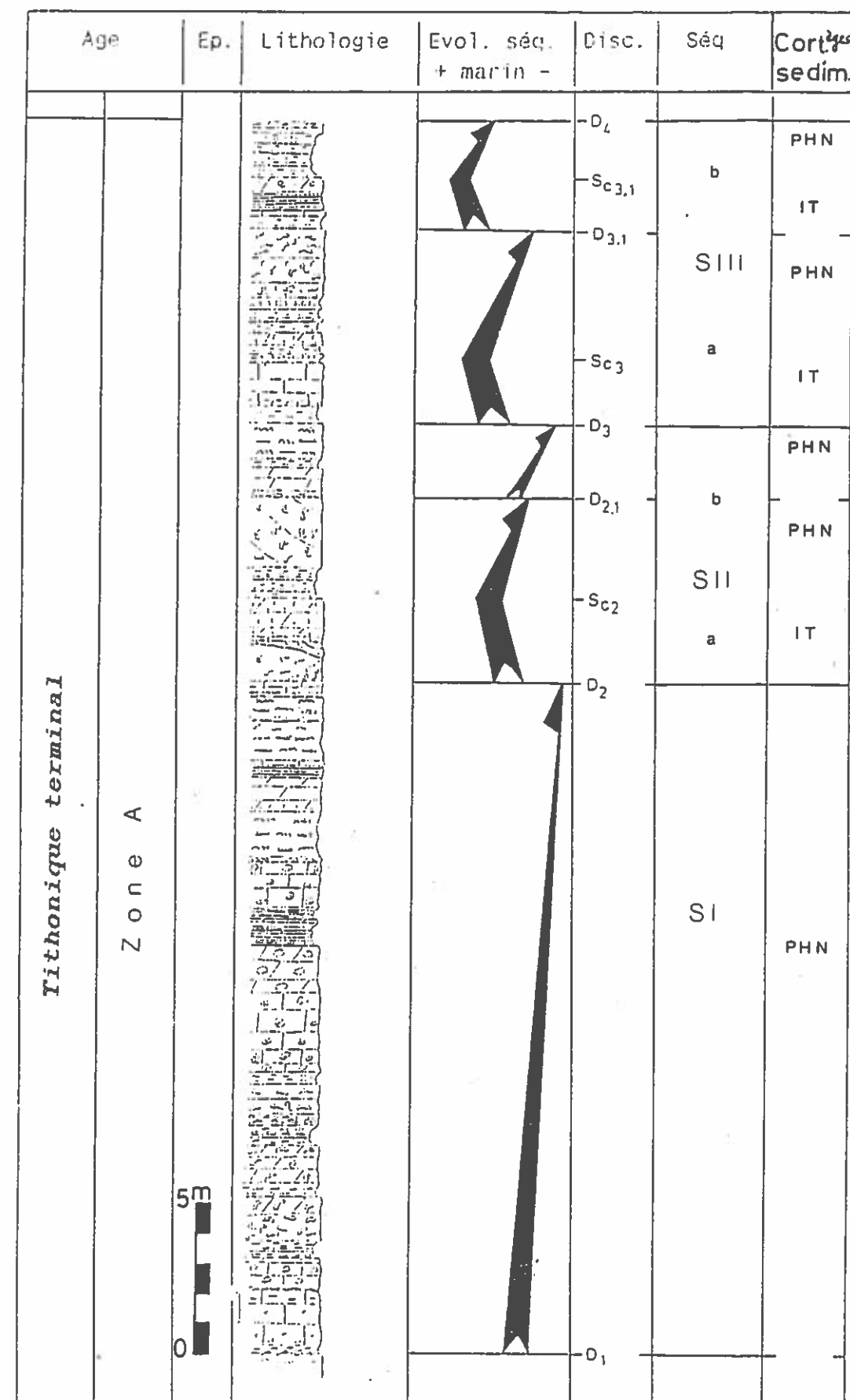


Fig 44 Coupe de Sidi Bousekri: évolution séquentielle de la Formation de Cap Tafelney

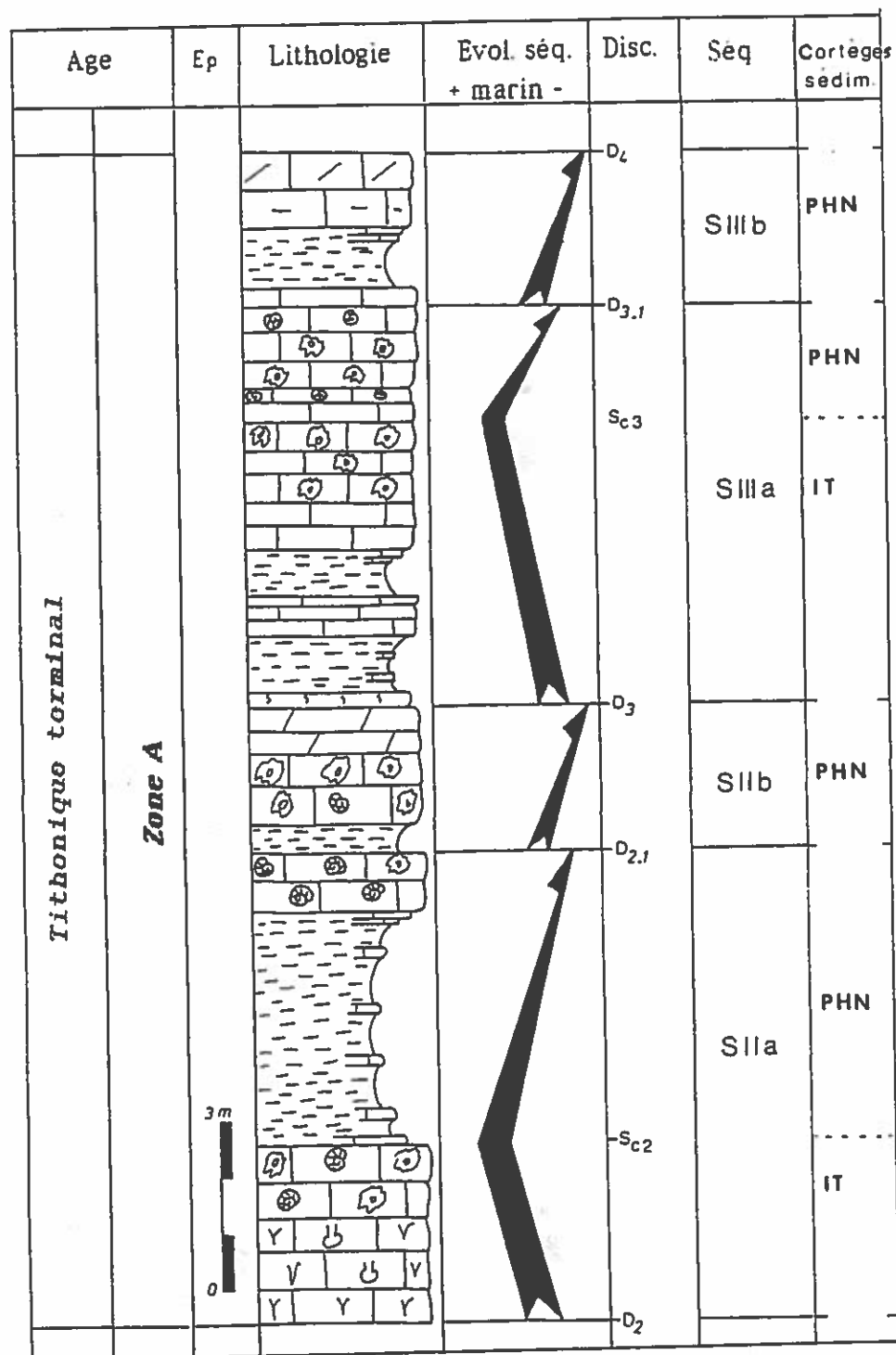


Fig.45 Coupe de Tamri: évolution séquentielle de la Formation de Cap Tafelney

- les sédiments du prisme de haut niveau marin, de tendance régressive, et agencés en séquences élémentaires de comblement (paraséquences).

L'intervalle transgressif et la partie inférieure du prisme de haut niveau marin constituent la mésoséquence SIIA ; la partie supérieure du prisme de haut niveau marin est représentée par la mésoséquence SIIB.

La limite entre ces deux mésoséquences (limite de paraséquences) est matérialisée par la discontinuité D2.1, de valeur régionale.

#### c- Séquence de dépôt SIII

Cette séquence de dépôt, qui témoigne des milieux de sédimentation les plus marins et les plus ouverts est présente dans tout le domaine étudié. Elle est comprise entre les discontinuités D3 et D4, limites de séquences de dépôt et comprend les cortèges et surfaces suivants :

- l'intervalle transgressif, à dépôts de bathymétrie croissante, exclusivement connu à l'extrémité Sud occidentale du bassin de Haha (Tamri);
- un diastème situé au point d'inversion de la biséquence et correspondant à une discrète discontinuité de montée rapide des eaux (surface Sc3);

- le prisme de haut niveau marin, composé d'un très petit nombre de séquences de comblement (paraséquences) et à évolution générale régressive. Il est constitué de deux "paraséquences sets",

\* la première (partie supérieure de la mésoséquence SIIIA) est connue dans le bassin d'Agadir, dans la partie centrale et à l'extrémité occidentale du bassin de Haha (Tamri, Imsouane, Tafelney) ainsi que dans la région plus orientale du bassin d'Essaouira (Ichemraren) où elle serait particulièrement développée. Cette dernière est absente à la périphérie de la structure de l'Amsittène et à la bordure du diapir de Tidzi.

\* la deuxième (mésoséquence SIIB) déborde par rapport à la première et recouvre l'ensemble des bassins d'Agadir, Haha et Essaouira.

#### 2- Corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques ( Fig. 46)

Par sa position stratigraphique, la séquences de dépôt SI pourrait avoir été engendrée par le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.2.

Les discontinuités D1 et D2, qui délimitent respectivement à la base et au sommet cette séquence, pourraient correspondre aux limites de cycles eustatiques signalés respectivement à 136 et 135 M.a. (Haq et al., 1987).

Les séquences de dépôt SII et SIII coïncideraient, dans leur ensemble, avec le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.3. Les discontinuités D2 et D4 seraient alors équivalentes aux limites de séquences génétiques signalées respectivement à 135 et 134 M.a. (Haq et al., 1987).

Nous avons donc deux séquences de dépôt pour un seul cycle eustatique mentionné par Haq et al., 1987. La première séquence (SII) est manifestement d'origine eustatique et sa plus grande extension par rapport à la séquence SI (qui était localisée dans la région d'Agadir) peut s'expliquer par la seule montée relative du niveau marin.

Dans cette étude régionale, rien ne permet de prouver que la séquence SIII est, elle aussi, eustatique. Par contre, il apparaît clairement qu'elle a une composante tectonique puisque les dispositifs paléogéographiques sont fondamentalement modifiés entre SII et SIII, avec brusque affaissement local de l'aire de dépôt, création d'ombilics de sédimentation très localisés et d'orientation SW-NE (de Tamri à Ichemraren), délimités par des zones hautes. La discontinuité D3 qui les sépare est donc interprétée comme étant au moins partiellement d'origine tectonique.

# DIAGRAMME DES CYCLES MESOZOIQUES ET CENOZOIQUES

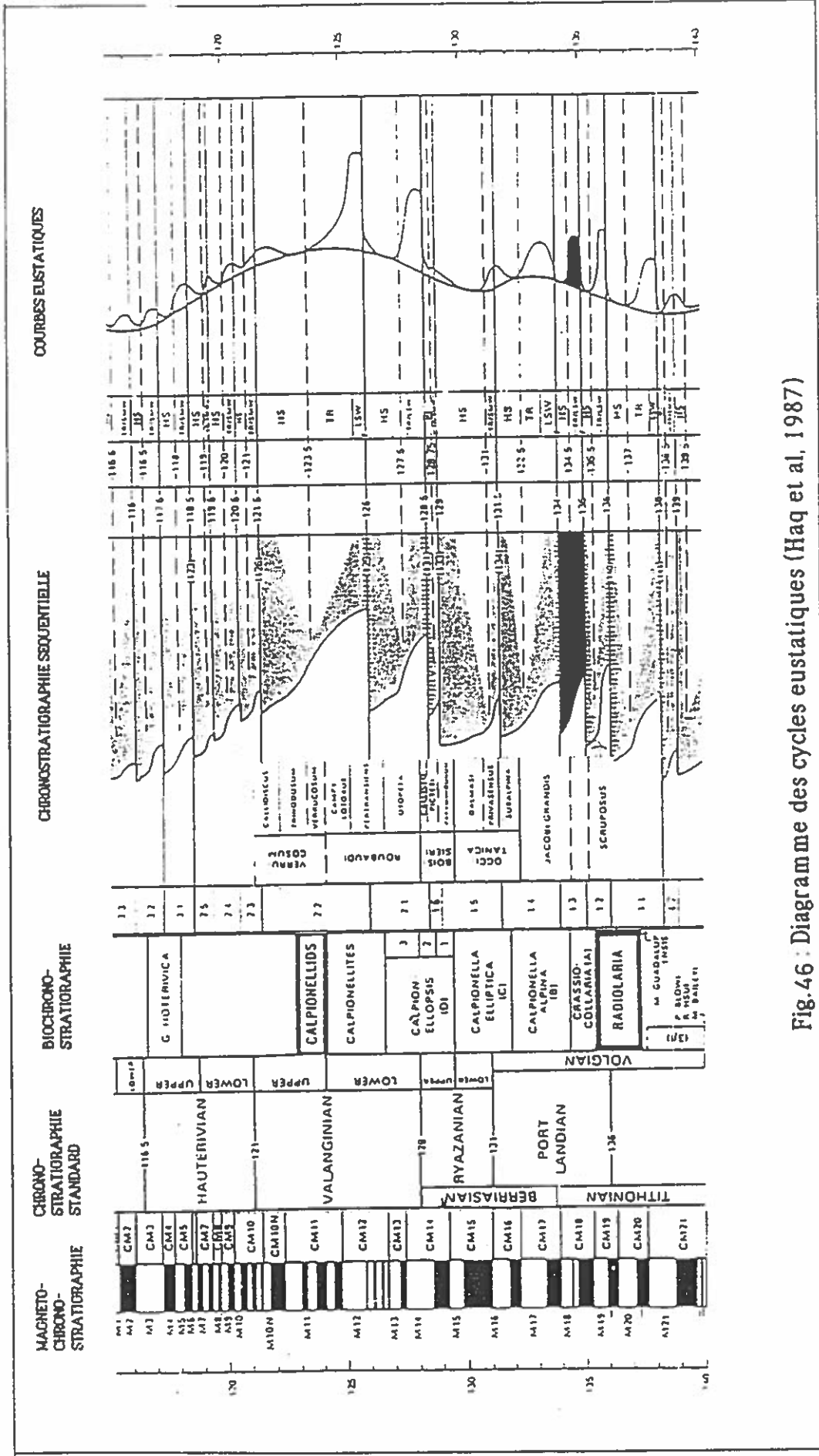


Fig. 46 : Diagramme des cycles eustatiques (Haq et al., 1987)

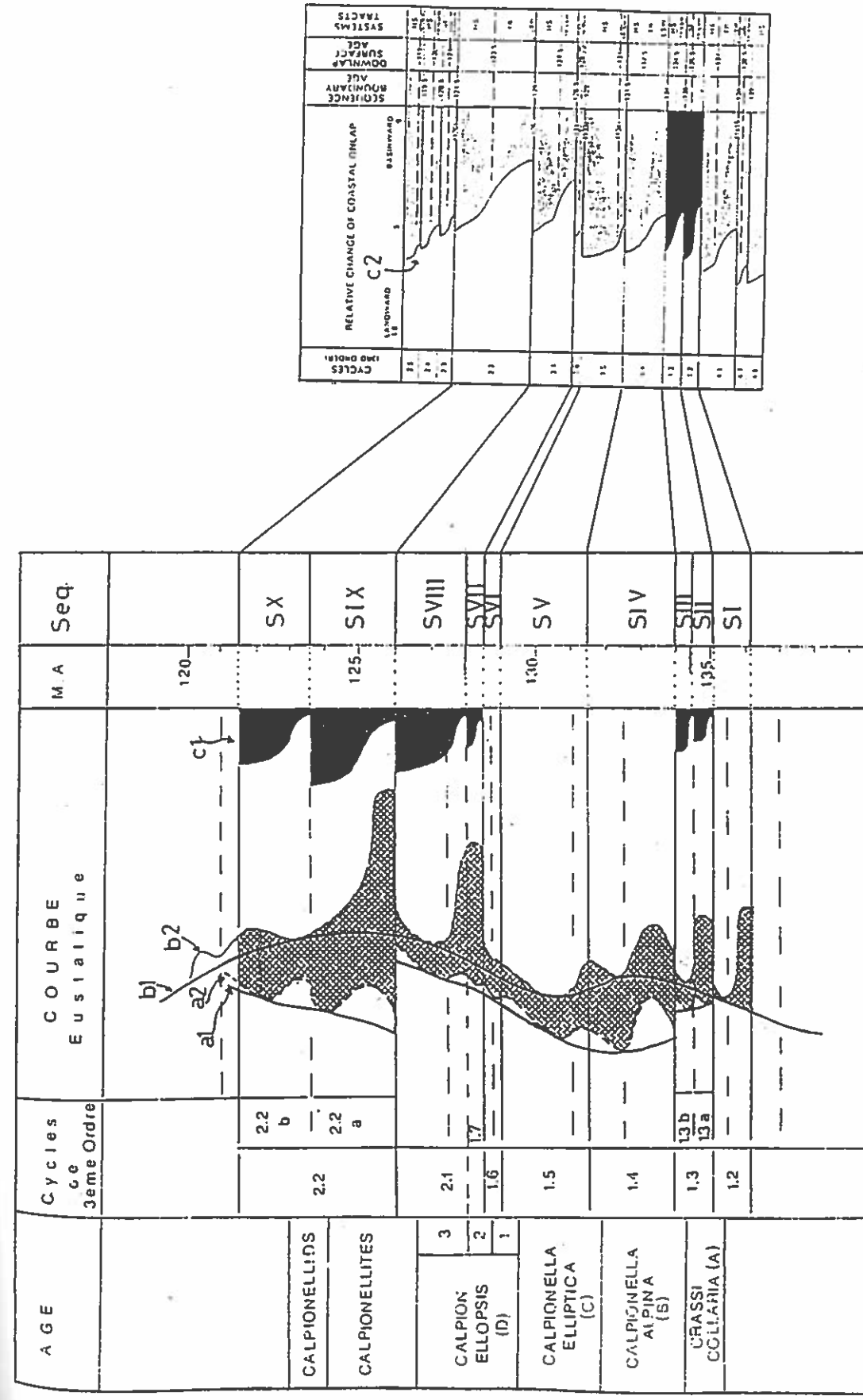


Fig. 47 - Courbes eustatiques (long et court terme) et onlap côtier a1, a2 et c1 - Evolution regionale (Atlas atlantique) b1, b2 et c2 - Evolution globale (Haq et al., 1987)

### 3- Préviation de la charte (Fig. 46)

La charte des cycles eustatiques, établie par Haq et al. 1987, prévoit pour cet intervalle de temps (Tithonique terminal) deux cycles de 3ème ordre (Z.B. 1.2 et Z.B. 1.3) délimités à la base et au sommet par des discontinuités, limites de séquences génétiques, de type 1 (érosives). La courbe à long terme indique une baisse progressive et continue du niveau de l'océan mondial, la courbe à court terme signale des chutes brutales, rapides, et de courte durée qui provoquent l'exondation de la plateforme littorale avec érosion consécutive et donc des discontinuités de type 1.

### 4- Evolution locale (Fig. 47)

Dans notre domaine d'étude et au cours du Tithonique terminal, la sédimentation est de type carbonatée dans un domaine de plateforme ouverte aux influences du large, avec une tendance progressive à l'approfondissement.

La séquence de dépôt SI s'est développée dans un milieu plus profond que celui qui a engendré la formation sous-jacente de Timsilline et correspond, à notre avis, au cycle eustatique de 3ème ordre Z.B. 1.2. La discontinuité D1, à sa base, limite de séquence génétique de dépôt, n'est pas érosive; en effet elle correspond à une surface oxydée, localement à rides et fentes de dessiccation, et sans trace évidente d'une éventuelle érosion.

Avec la séquence de dépôt SII débute le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.3, par l'intermédiaire de la discontinuité D2. Cette dernière mentionnée, dans la charte comme étant de type 1, ici ne s'accompagne d'aucune érosion.

La séquence SII est caractérisée, par rapport à la séquence SI sous-jacente :

- 1- par une plus grande extension géographique ;
- 2- par la présence quasi-constante d'un intervalle transgressif (alors qu'il n'y en avait pas dans la séquence sous-jacente) ;
- 3- par des milieux plus profonds aux niveaux des prismes de haut niveau marin.

Il faut donc en conclure qu'il y a eu, de la séquence SI à la séquence SII un épaissement léger et continu de la tranche d'eau, par affaissement de la surface de dépôt (dans la mesure où le niveau de l'océan mondial est en baisse).

La séquence SII se termine par une mésoséquence régressive, SIIB, qui reflète par son étendue et son épaisseur une période de calme tectonique, et matérialise le comblement de la surface du dépôt.

A cette séquence fait suite la séquence majeure SIII dont la mise en place, comme déjà signalé auparavant, a été déclenchée par la tectonique.

Sa partie inférieure (mésoséquence SIIIA), comporte les sédiments de l'intervalle transgressif que nous appelons "niveau transgressif local", relativement épais et peu étalés et ceux du prisme de haut niveau marin, peu épais, et relativement plus étalés.

Le cycle se termine par une mésoséquence de comblement SIIIB, étalée sur l'ensemble du domaine étudié et qui matérialise le comblement de l'aire de sédimentation, aboutissant à une uniformisation de la topographie. Ainsi la sédimentation s'est effectuée dans un contexte non perturbé par la tectonique.

Les séquences de dépôt SII et SIII coïncideraient, dans leur ensemble, avec le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B. 1.3 de Haq et al., 1987.

## XI- Evolution paléogéographique

L'évolution verticale, l'étendue et les variations d'épaisseur observées au sein des séquences de dépôt qui composent la formation de Cap Tafelney, d'âge Tithonique terminal, nous ont permis de mettre en évidence les faits suivants : (Fig. 48 à 52)

1- Une organisation interne des dépôts contrôlée essentiellement par les variations relatives du niveau marin avec, de séquence en séquence, une augmentation progressive de la bathymétrie et de l'aire de distribution des dépôts, ainsi :

\*les sédiments de la séquence de dépôt SI sont connus seulement dans le bassin d'Agadir,

\*ceux de la séquence de dépôt SII sont connus à la fois dans les bassins d'Agadir, de Haha et, partiellement dans celui d'Essaouira,

\*les sédiments de la séquence de dépôt SIII, plus largement étalés (mésoséquence SIIIB), sont connus dans l'ensemble du domaine étudié.

2- Une distribution spatiale et des variations importantes dans l'épaisseur des séries ainsi que dans l'évolution générale des séquences de dépôt qui témoignent d'une mobilité importante du fond du bassin lors de la sédimentation.

Ces mouvements sont liés à un rejeu de paléstructures de direction générale NNE-SSW à E-W, accompagnés d'une subsidence différentielle et création de zones exhaussées, relativement résistantes à la subsidence et à séries réduites (composées exclusivement des dépôts du prisme de haut niveau marin), et de zones affaissées, caractérisées par une forte subsidence où se déposent les séries les plus épaisses et les plus complètes (composées à la fois des sédiments de l'intervalle transgressif et de ceux du prisme de haut niveau marin).

En effet, au niveau de toutes les séquences de dépôt, les sédiments de l'intervalle transgressif sont très localisés et leur épaisseur change d'un point à l'autre du domaine étudié. Ceux du prisme de haut niveau marin, débordent toujours par rapport aux précédents et présentent eux aussi des variations dans l'épaisseur (pour certaines séquences ces variations sont très importantes : séquence SIIIA épaisse de 2,2 m. à Awrir et de 28 m. à Irherraz).

3- Le fait le plus marquant reste toujours l'individualisation, au nord-ouest du domaine étudié, d'une zone où la formation de Cap Tafelney n'est représentée que par les sédiments de la séquence SIIIB (très localisés et peu épais : 1 m. à Mradma).

Ceci est vraisemblablement lié, au début, de mouvements diapiriques dans ce secteur, engendrés par le rejeu de paléstructures profondes, de direction NNE-SSW, accompagné d'une remobilisation de sel triassique.

## Séquence de dépôt S1

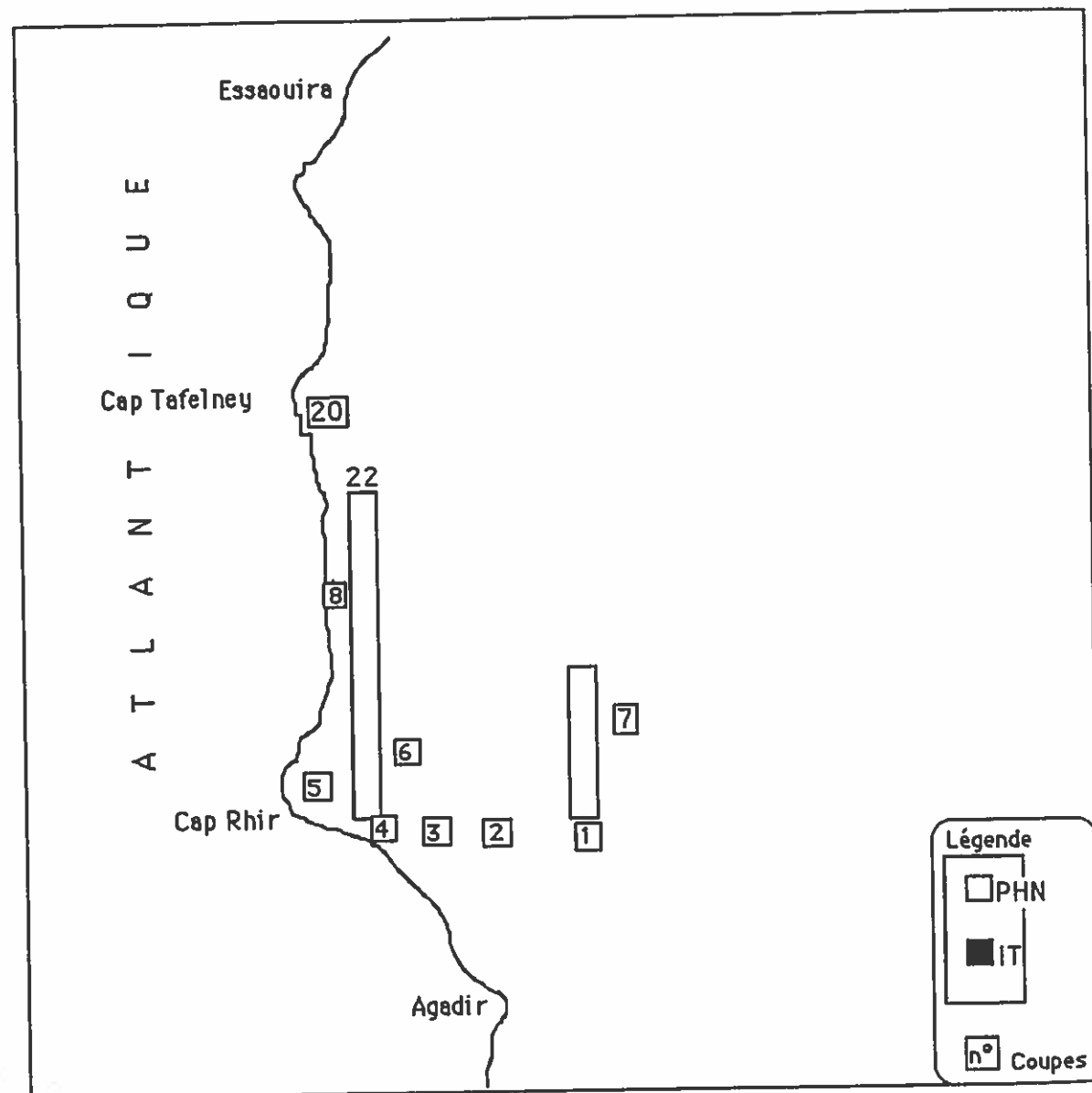


Fig. 48 - Formation de Cap Tafelney, séquence de dépôt S1, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes:

1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

## Mésoséquence SII A

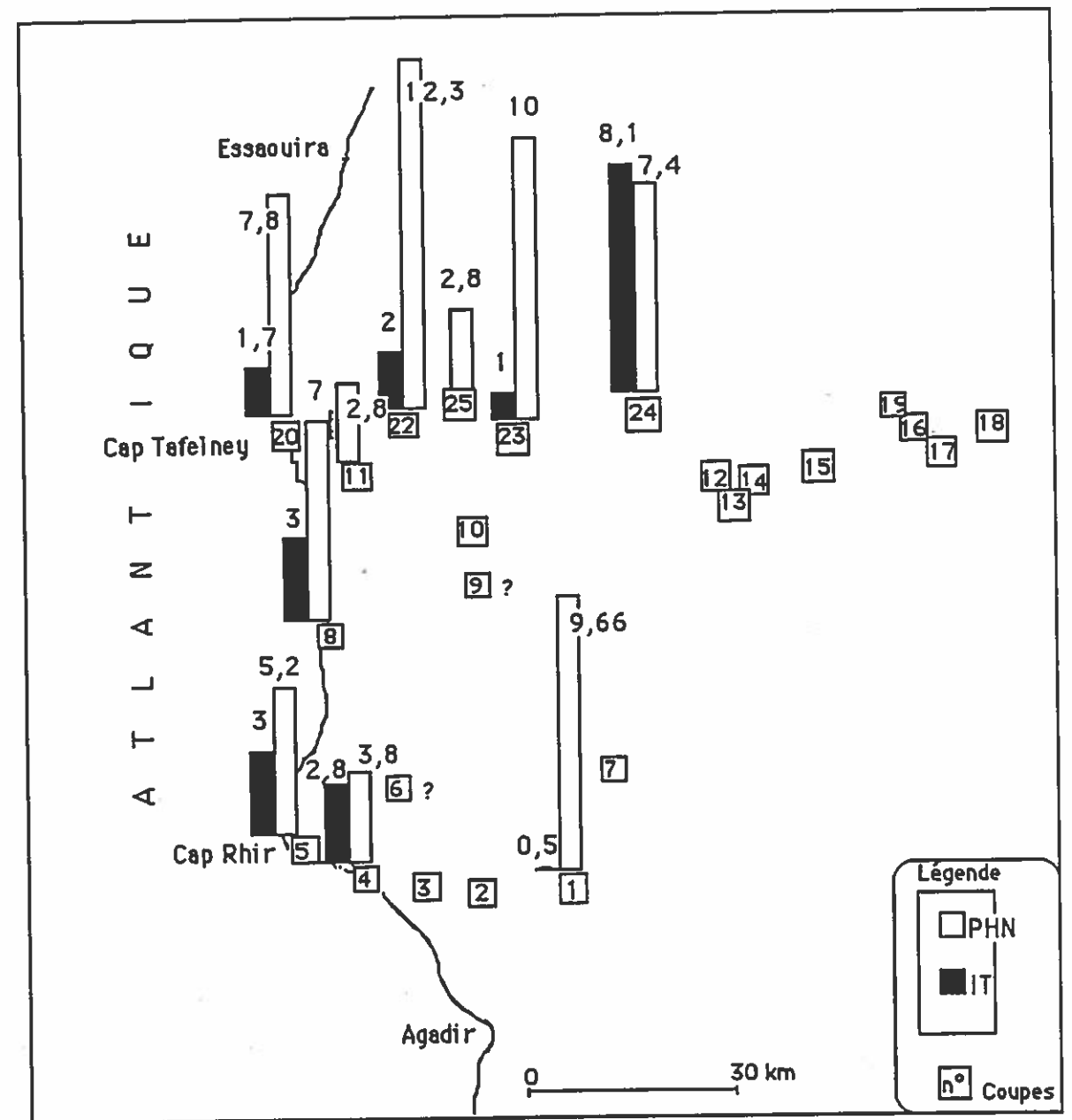


Fig. 49 - Formation de Cap Tafelney, séquence de dépôt SII A, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes:

1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

Mésoséquence SII B

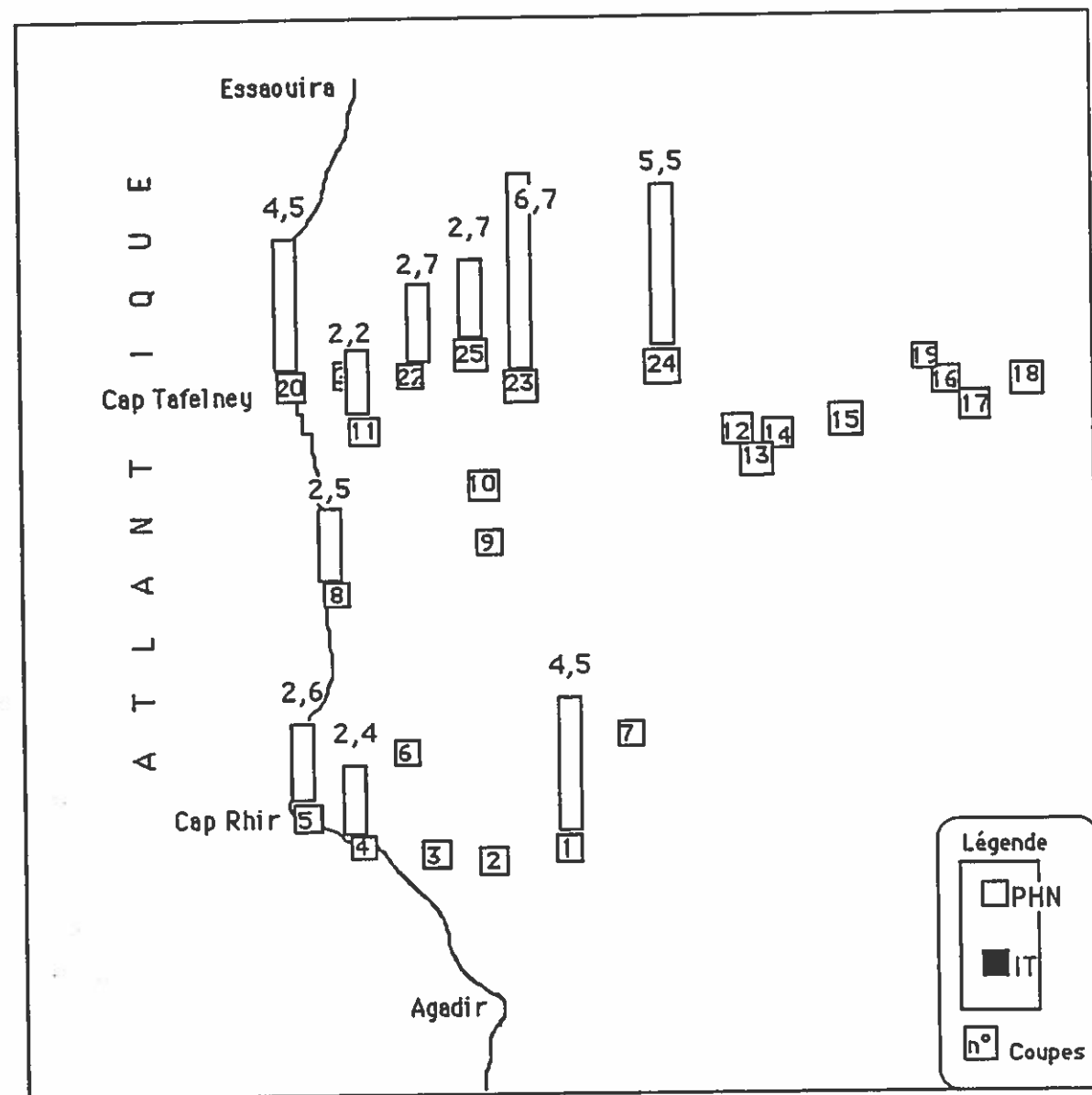


Fig. 50 - Formation de Cap Tafelney, séquence de dépôt SII B, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

Coupes :

- 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara
- 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamarar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz
- 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay
- 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

Séquence de dépôt SIII A

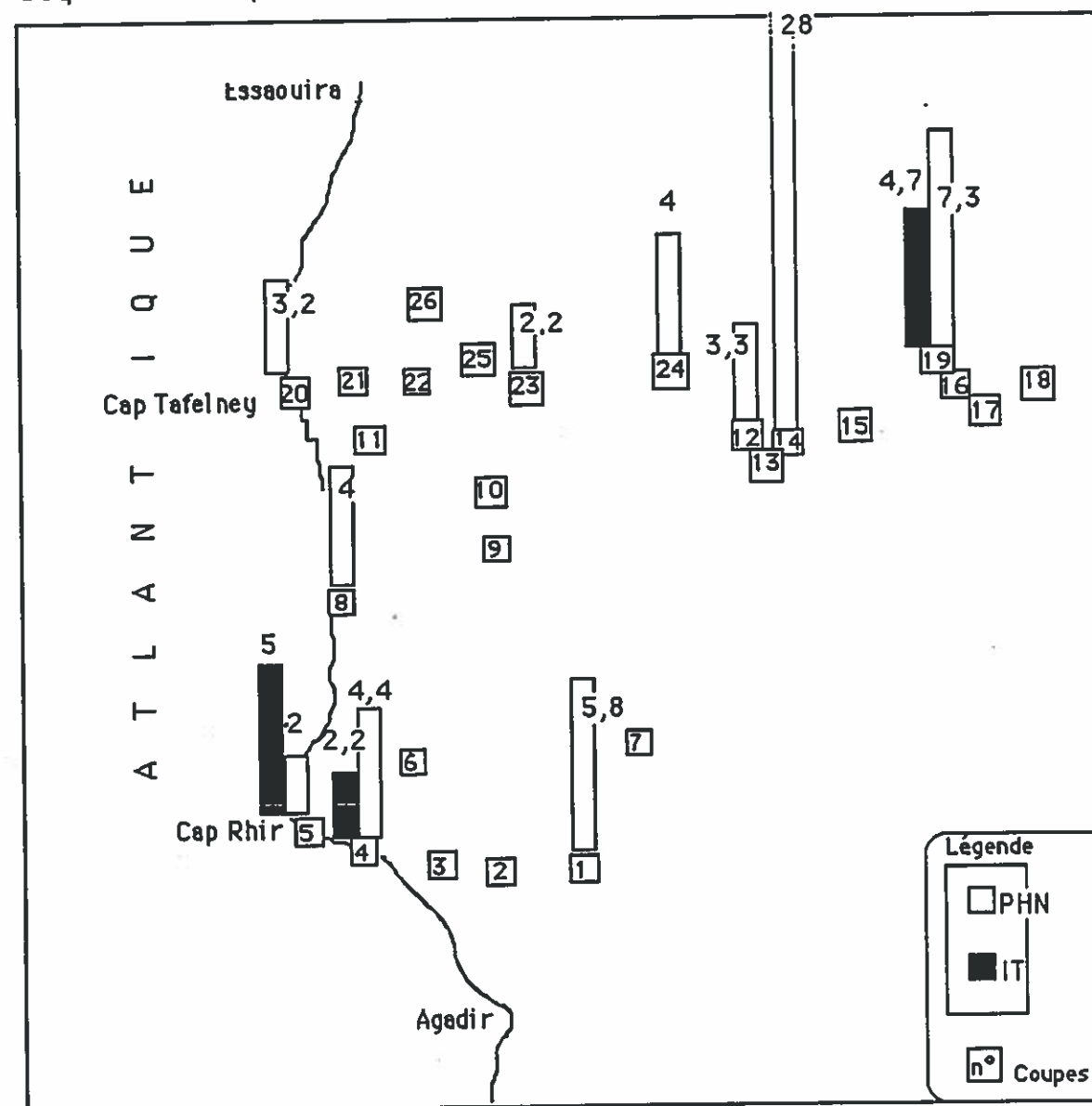


Fig. 51 - Formation de Cap Tafelney, séquence de dépôt SIII A, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

Coupes :

- 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara
- 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamarar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz
- 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay
- 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

## Séquence de dépôt SIII B

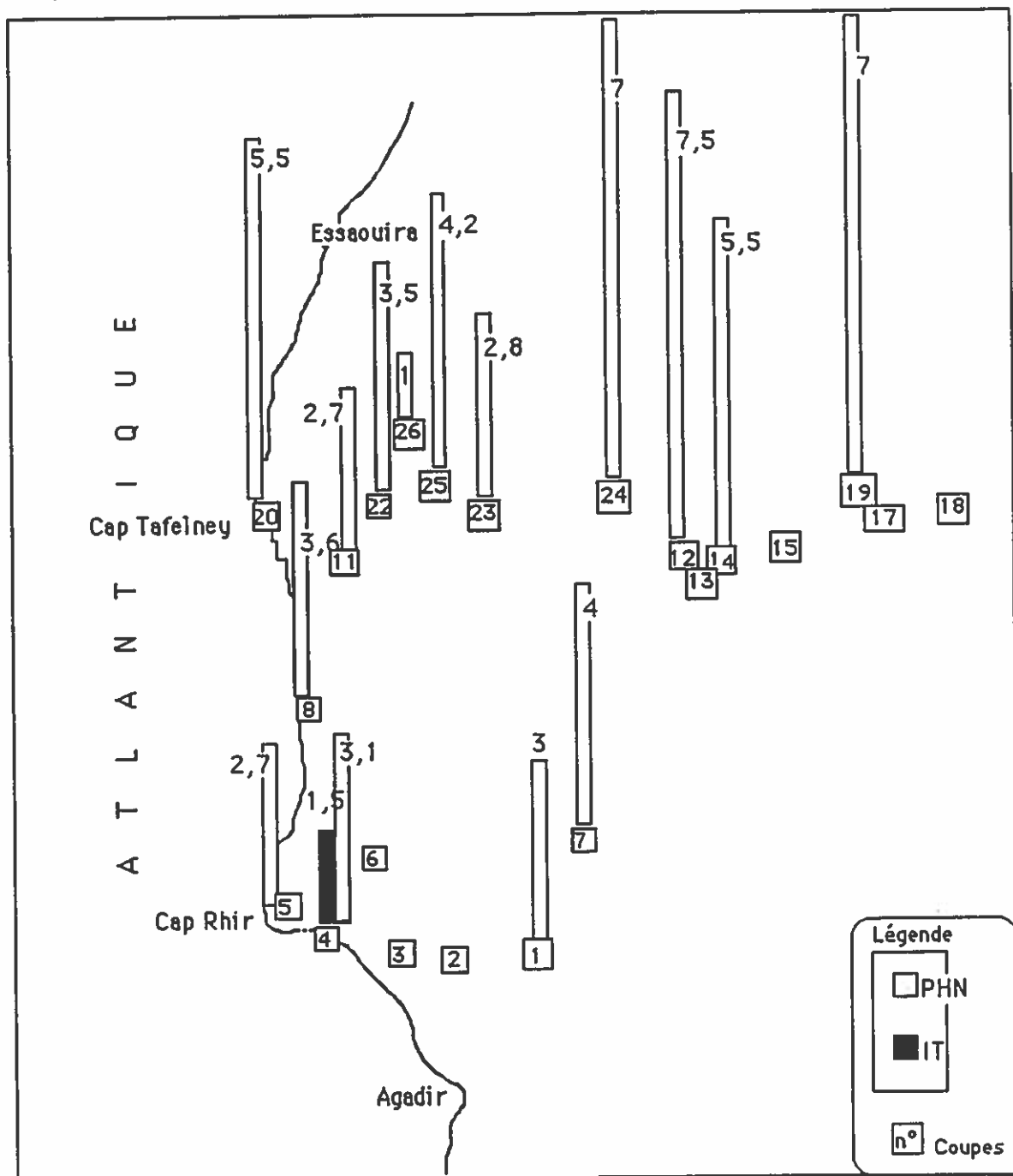


Fig. 52 - Formation de Cap Tafelney, séquence de dépôt SIII B, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes :

- 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamarar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma

ETTACHFINI Mohssine  
Fac Sciences B.P.S.15  
Dept de Géologie  
Marrakech

**FORMATION  
D'AGROUD OUADAR**

## Formation d'Agroud Ouadar

### I- Introduction

Cette formation a été initialement décrite par Duffaud et al. (1966) et rapportée au Valanginien sur la base d'une faune d'Ammonites avec Kilianella lucensis SAYN, Neolissoceras gr. grasianum D' ORBIGNY et Neohoploceras provinciale SAYN et une microfaune à Tintinnopsella carpathica (MURG et FIL), Tintinnopsella cadishiana COLOM, Maissonella oxucona REUSS et Trocholina sp.

Cette même formation a été désignée par Adams et al. (1980), dans la région d'Immouzzet d'Ida Ou Tanane sous le nom de la formation de Tarhart. C'est le même ensemble de couches que nous avons précédemment décrit (Taj-Eddine et al., 1985, Rey et Taj-Eddine 1989) sous le nom de membre supérieur de la formation de Cap Tafelney (Tab. 1).

Par référence aux indications succinctes fournies par Duffaud et al. (1966), nous estimons maintenant que le terme de "formation D'Agroud Ouadar" doit être réservé à une unité aux caractères lithologiques et paléontologiques bien contrastés, composés de marnes vertes, calcaires marneux et gréseux et calcaires gréseux riches en Calpionelles, qui s'intercalent entre la Formation de Cap-Tafelney, essentiellement calcaire et celle de Sidi Lhousseine à dominante marno-gréseuse.

La formation d'Agroud Ouadar se caractérise aussi par une forte variation d'épaisseur à l'échelle du bassin avec les valeurs maximales observées dans le bassin d'Essaouira, près du Diapir de l'Oued Tidzi (90 m à Mradma) et les valeurs minimales dans le bassin de Haha (3 m à Amsittène).

### II- Caractères généraux de la formation

#### 1- Limite

Comprise entre les formations de Cap-Tafelney et de Sidi Lhousseine, elle est délimitée à la base et au sommet par deux discontinuités de valeur régionale (D4 et D9) sur lesquelles nous reviendrons dans la partie descriptive.

#### 2- Contenu sommaire

La Formation d'Agroud Ouadar est composée d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement ou cyclique, de marnes vertes, de calcaires gréseux, massifs et bioclastiques.

La biophase est essentiellement composée de Lamellibranches, Gastéropodes, Brachiopodes, Echinides, Ammonites (rares), associés à une abondante microfaune avec des Calpionelles, Lituolidés, Lagénidés, Ostracodes, Textularidés, Valvulinidés, Serpules, Tubiphytes, Bryozoaires, Codosina fusca, Spirillina sp., etc...

Cette formation témoigne d'une modification soudaine du cortège paléontologique avec disparition de toute la microfaune et la microflore signalées au niveau de la formation de Cap Tafelney (excepté les Calpionelles) et son remplacement par un nouveau peuplement.

Cela, à notre avis, est dû exclusivement aux modifications des conditions du milieu. En effet, aux dépôts carbonatés de plate-forme ouverte, dominées par les séquences de faciès type A et B, et qui caractérisent la formation de

Cap Tafelney, succèdent des dépôts essentiellement terrigènes (Formation d'Agroud Ouadar) caractérisés par de nouveaux types de séquences de faciès, avec une modification des biotopes conditionnant des modes de vie différents.

### 3- Attributions stratigraphiques

Sur la base de la faune de Calpionelles, reconnues au sein de cette formation, les successions les plus complètes indiquent un âge Berriasien-Valanginien basal : Zone B à *Calpionella alpina*, Zone C à *Calpionella elliptica*, Zone D1, D2 et D3 à *Calpionellopsis* (de Remane, 1986). Des Ammonites ont été recueillies à la base et au sommet de la formation ; les gisements inférieurs relèvent de la sous Zone à *Grandis* (Berriasien inf.) et les gisements supérieurs de la Zone à *Otopeta* (Valanginien basal).

## III- Description de la coupe type

### Coupe de Sidi Bouseckri (Annexe III et Fig.53)

#### a- Localisation

Cette coupe a été levée à 15 Km au nord de Tarhazout, sur le flanc Sud de l'anticlinal de Cap-Rhir, le long de la piste des crêtes menant à Immouzer des Ida Ou Tanane (Fig. 12).

#### b- Description

Dans cette localité, la formation d'Agroud Ouadar, épaisse de 19,50 m, succède à la formation de Cap-Tafelney précédemment décrite au niveau de la même coupe.

Essentiellement composée de marnes vertes et de calcaires gréseux jaunes, agencés en séquences élémentaires de comblement, cette formation comprend les niveaux lithostratigraphiques suivants : (Annexe III)

#### Niveau 1 (15,20 m)

Il recouvre une remarquable surface durcie, perforée et localement encroûtée par des Huîtres (discontinuité D3). Ce niveau est constitué d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de marnes vertes, parfois noduleuses (centimétriques à métriques), de calcaires marneux et gréseux en bancs onduleux et calcaires gréseux jaunes en bancs massifs d'épaisseur variable (entre 10 et 50 cm).

La partie inférieure, à bancs calcaires stratodécroissants, est séparée de la partie supérieure, de tendance régressive et à bancs calcaires stratocroissants, par un niveau de calcaires gréseux jaunes ocre, épais de 20 cm, riche en Brachiopodes, Echinides, Ostreidés et Serpules, et localisée à 5,70 m. de la base (niveau Sc4).

Cet ensemble, à dominante marneuse, est très riche en faune. En effet, dans les interbancs marneux et les bancs calcaires nous avons recueilli et identifié la macrofaune suivante :

- Brachiopodes : il s'agit d'une faune très abondante et diversifiée avec *Sellithyris sella* (SOWERBY), *Kutchithyris brivesi* (ROCH), *Moutonithyris moutoniana* (D'ORBIGNY), *Lamellaerhynchia rostriformis* (ROEMER), *Terebratulina* sp. et *Horiolithyris melaitensis* (MIDDLEMISS).

- Echinides : représentés par *Disaster subelongatus* (D'ORBIGNY), *Holactypus* aff. *afar* (GAUTHIER), *Pygurus rostratus* (AGASSIZ), *Toxaster africanus* COQUAND, *Collyropsis jaccardi* et *Toxaster granosus* var. *holasteroides* (LAMBERT).

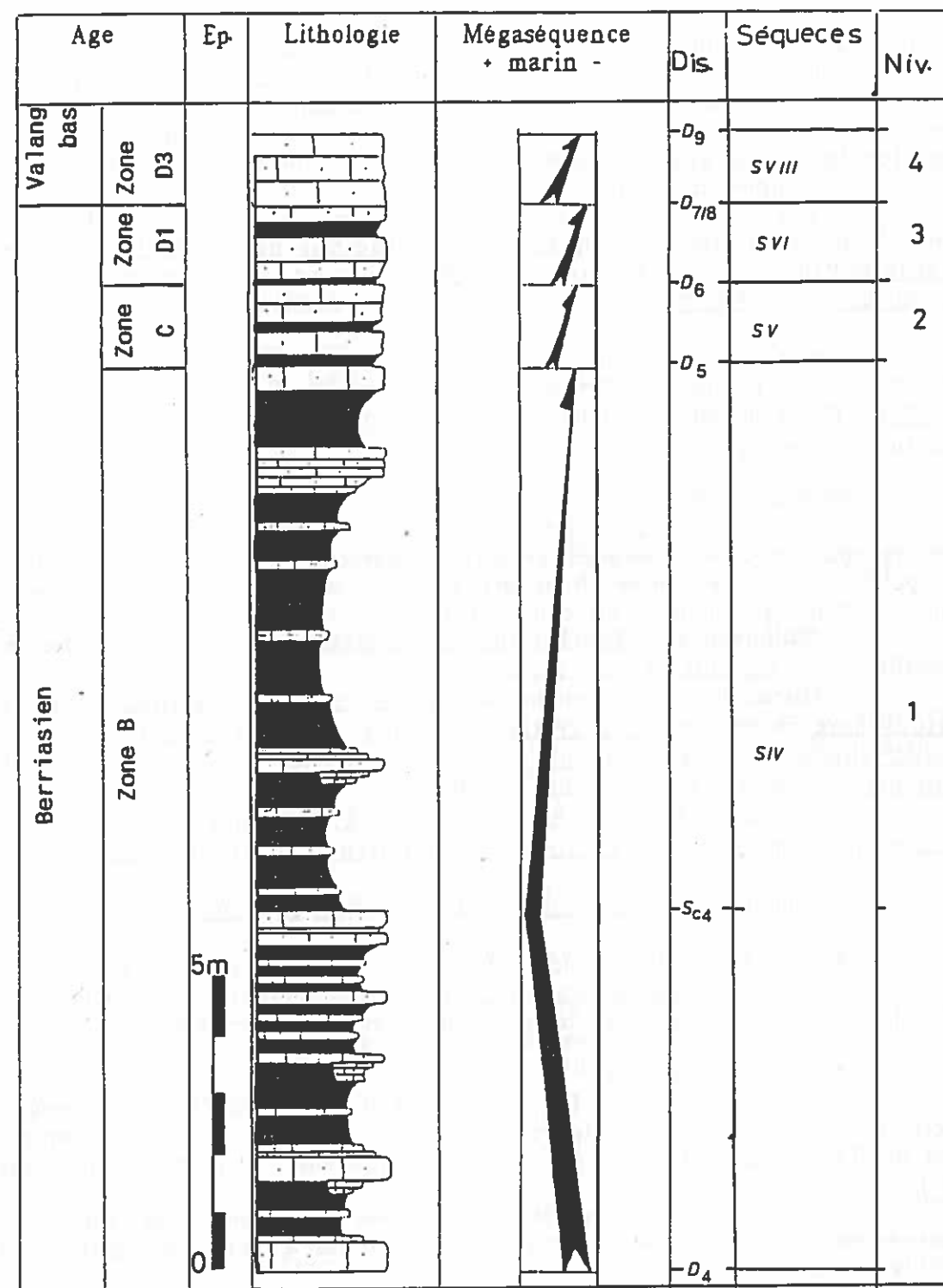


Fig.53: Coupe de Sidi Bouseckri: évolution séquentielle de la Formation d'Agroud Ouadar

- Ammonites : Dans un banc de calcaires marneux, situé à 2 m de la base de ce niveau, nous avons récolté Pseudoneocomites allobrogensis MAZENOT.

- Lamellibranches : un remarquable niveau à Pinna sp., en position de vie, est situé à 4 m de la base de ce niveau.

- Une abondante microfaune a été rencontrée au niveau des calcaires gréseux bioclastiques (Wackestone) de faciès hémipélagique et comporte une biophase très riche en Calpionelles (Calpionella aff. alpina, formes petites et paraboliques ; Tintinnopsella carpathica, de taille moyenne, rares et peu diversifiées et, dans la partie inférieure de ce niveau, Crassicollaria parvula) ; Foraminifères (Lenticulines et Textularidés) ; Serpules et radioles d'oursins.

- Des lavages, effectués dans les marnes, ont livré une abondante faune d'Ostracodes avec : Schuleridea cf. praethorenensis, Cytherella gr. turgida et Protocythere cf. entremontensis puis, vers le sommet, quelques Schuleridea sp. et Paracypris sp. (Damotte et Taj-Eddine, 1989).

Age : Ce niveau peut être rapporté au Berriasien inférieur, Zone B supérieure à Calpionella (Remane 1986) et Zone à Euxinus (sous Zone à Grandis). Il est délimité au sommet par la discontinuité D4 correspondant à une surface durcie.

#### Niveau 2 : (1,50 m)

A la surface durcie D5 succèdent, sur 1,50 m, des marnes vertes (0,20 m) passant à des calcaires gréseux et marneux, d'aspect noduleux (0,40 m), puis des marnes vertes (0,20 m) et calcaires bioclastiques et gréseux jaunes (0,70 m). La biophase est composée de :

- Calpionelles : Tintinnopsella carpathica (formes grandes et diversifiées) et Calpionella aff. alpina.

- Ostracodes : de nombreuses Schuleridea cf. praethorenensis et, Protocythere cf. hollandi Cytherella gr. turgida, de rares Paracypris sp. et, Protocythere cf. entremontensis, et de très rares Oligocytheris ? cf. tarhitensis (Damotte et Taj-Eddine, 1989).

- Brachiopodes : Sellithyris sella, Kutchithyris brivesi, Moutonithyris moutoniana, Loriolithyris melaitensis MID. et Terebratulina sp.

- Echinides : Holactypus aff. afer et Toxaster granosus.

Age : L'association de Calpionelles, identifiées dans ce niveau, relève de la Zone C à Calpionella elliptica (Remane 1986), correspondant au Berriasien moyen. Ce niveau se termine par la discontinuité D6.

#### Niveau 3 (1,40 m)

Sur la discontinuité D6, correspondant à une surface ferrugineuse, durcie et colonisée par des Huîtres, se développe un mince lit discontinu, épais de 0,10 m, qui forme une véritable lumachelle à Huîtres (intervalle Sc6).

A ce mince niveau font suite, sur 1,30 m, deux séquences élémentaires de comblement associant marnes vertes et calcaires gréseux et bioclastiques.

Les intervalles marneux ont livré une abondante faune de Brachiopodes (Kutchithyris brivesi, Loriolithyris melaitensis, L. valdensis, Sellithyris sella et Terebratulina sp.) ; Echinides (Toxaster granosus var. holasteroides et Holactypus aff. afer) ; Ostracodes (Schuleridea sp., rares et de petite taille).

Les bancs calcaires, Wackestone, renferment de nombreuses Calpionelles avec : Calpionellopsis simplex COLOM, Tintinnopsella carpathica et Calpionella aff. alpina (abondantes), associées à des Textularidés, Lenticulines, Codosina fusca, Spirillines et radioles.

Age : La microfaune indique un âge Berriasien supérieur, non sommital, Zone D1 à Calpionellopsis (Remane 1986). Ce niveau est coiffé par une surface durcie (discontinuité D7).

#### Niveau 4

Cet ensemble, épais de 1,40 m, est composé de calcaires roux, noduleux en bancs onduleux, localement lenticulaires, gréseux et bioclastiques.

Compris entre une surface durcie (discontinuité D7/8) et un encroûtement ferrugineux (discontinuité D8) il est surmonté par un remarquable banc (20 cm) à patine jaune, localement utilisé comme horizon repère.

La biophase est composée de :

- Calpionelles : Calpionellopsis oblonga CADISH, Tintinnopsella carpathica, Tintinnopsella longa COLOM, Calpionella aff. alpina et Lorenziella hungarica KNAUER.

- Ammonites : à 20 cm de la base de ce niveau nous avons recueilli un Neocomites gr. montanus UHLIG. Les Ammonites recueillies au sommet de ce niveau sont en cours d'étude (M. Ettachfini, thèse en cours).

- Brachiopodes : Loriolithyris melaitensis, L. valdensis, Kutchithyris brivesi, K. kennedyi, Psilothyris villersensis (DE LORIO), Terebratulina sp. et Sellithyris sella.

- Echinides : Toxaster granosus var. holasteroides et Holactypus aff. afer.

Age : l'association de Calpionelles est caractéristique de la Zone D3 à Calpionellopsis (Remane 1986) et indiquerait le passage Berriasien—Valanginien ; le Neocomites gr. montanus, découvert à 20 cm de la base de ce niveau, signalerait le Valanginien basal (Zone à Otopeta).

## IV- Faciès caractéristiques (Fig. 54)

Dans les coupes levées, nous avons pu reconnaître les faciès suivants :

- Marnes vertes fossilifères (F I) : marnes vertes, parfois noduleuses et bioturbées, renfermant une abondante faune de Brachiopodes, Echinides irréguliers, Gastéropodes, Ostreidés, Alectryonies, Serpules, Ostracodes et Foraminifères benthiques.

Le lithofaciès ainsi que le biofaciès indiquent un milieu calme en domaine de plate—forme externe, infralittoral ouvert à circalittoral, (Elf Aquitaine, 1977 et P. Cugny, 1987).

- Calcaires gréseux bioclastiques (F II) : ce sont des bancs centimétriques à métriques de calcaires roux, parfois à stratifications onduleuses, riches en Textularidés, Calpionelles, Spirillines, Ammobaculites, Lagenidés, Lenticulines, Serpules, Tubiphytes, Brachiopodes, Echinides irréguliers et de rares Ammonites.

- Calcaires à Huîtres (F III) : il s'agit de calcaires marneux et noduleux très riches en Huîtres et Alectryonies (parfois brisées), pouvant former une véritable lumachelle.

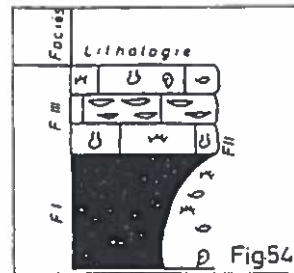
## V- Séquences élémentaires de faciès (Séquences virtuelles)

Ces différents faciès (F I, F II et F III), s'agencent en séquences élémentaires de comblement. Le passage marne—calcaire est progressif ; les bancs calcaires sont souvent bioturbés à la base et d'aspect noduleux, et se terminent par un mince niveau oxydé, perforé et colonisé par des Huitres et Serpules, formant parfois de véritable hard-ground.

Nous avons identifié, au sein de la formation d'Agroud Ouadar, un seul type de séquence virtuelle de faciès : (NB)

**Type C** : elle superpose les trois faciès décrits auparavant avec de la base au sommet : (Fig. 54)

- Marnes vertes fossilifères (F I)
- Calcaires gréseux et bioclastiques (F II)
- Calcaires à Huitres (F III)



Il s'agit d'une séquence de comblement dont les lithofaciès et les biofaciès témoignent d'une évolution de la bathymétrie dans des environnements infralittoraux ouverts aux influences du large. Ce type de séquence a été observé, dans des milieux actuels du golfe Persique (Purser, 1973). Des séquences comparables ont été décrites dans des séries anciennes du Berriasien de Tunisie (M'Rabet, 1987).

## VI- Les séquences majeures et les discontinuités

La formation d'Agroud Ouadar s'agence en quatre séquences lithologiques, séparées par des discontinuités de valeur régionale (Fig. 53).

- **La séquence SIV** : cette séquence, à évolution générale cyclique, se décompose en deux mésoséquences dont la première, d'approfondissement, est séparée de la seconde, de comblement, par un niveau riche en faune (Sc4). Comprise entre les discontinuités D4 et D5, elle matérialise le niveau 1.

La discontinuité D4, localisée à la base de cette séquence, correspond à un brutal approfondissement de la surface de dépôt accompagné d'un brusque changement lithologique. En effet, d'un pôle carbonaté, caractérisé par les séquences de faciès type A et B (caractéristiques de la formation de Cap Tafelney), on passe brusquement à un pôle à dominante terrigène (séquence de faciès type C) dont le lithofaciès et le biofaciès évoquent un milieu marin ouvert et relativement plus profond (infralittoral externe).

A cette séquence font suite trois séquences de comblement :

- la première, **séquence SV**, épaisse de 1,50 m., correspondant au niveau 2, est délimitée par les discontinuités D5 et D6.

- la deuxième, **séquence SVI**, épaisse de 1,40 m., (niveau 3) est délimitée par les discontinuités D6 et D7/8. Elle débute par un niveau riche en faune (Sc6), superposé à la discontinuité D6.

- la troisième, **séquence SVII**, épaisse de 1,40 m. (niveau 4), est délimitée à la base par la discontinuité D7/8 et au sommet par une remarquable surface ferrugineuse, tapissée par de grosses Ammonites et colonisée par des Huitres et Serpules, correspondant à la discontinuité régionale D9. Cette dernière est surmontée par un mince banc à patine jaune.

## VII- Conclusions

La formation d'Agroud Ouadar, ainsi définie, se décompose, à Sidi Bouseckri, en quatre niveaux, organisés en quatre séquences sédimentaires majeures, la première cyclique, les autres de comblement, délimitées par des discontinuités de valeur régionale.

Elle s'est sédimentée dans l'intervalle Berriasien inférieur—Valanginien basal et, cette attribution stratigraphique nouvelle, est fondée sur les populations de Calpionelles et sur la découverte, à la base et au sommet de la formation, de gisements à Ammonites.

Le contenu lithologique et paléontologique de cette formation indique une forte augmentation de la bathymétrie, par rapport à la formation sous jacente, accompagnée d'un brusque changement de faciès et d'une sédimentation à dominante terrigène évoluant dans un domaine de plate—forme ouverte dans l'étage infralittoral.

## VIII- Description régionale

### A- Bassin d'Agadir (Fig. 14)

#### A1- Description des coupes

Dans ce bassin nous prenons comme coupe de référence celle de Sidi Bouseckri, précédemment décrite. Par ailleurs, dans le même bassin, d'autres coupes ont été effectuées :

#### 1— Coupe de Ait Amouch ( 16,10 m ) - (Fig. 55 a)

##### a— Localisation (Fig. 55 b)

Elle se situe à 10,5 Km à l'Est de l'Océan Atlantique et à 18 Km au Nord d'Agadir sur la piste reliant Tamzargout à la route nationale Agadir-Essaouira.

##### b- Description

Sur des calcaires gréseux, épais de 40 cm, bioclastiques et à stratifications obliques et base ravinante, d'âge probablement Tithonique terminal, matérialisant la partie terminale de la formation de Cap Tafelney, repose la formation d'Agroud Ouadar par l'intermédiaire d'une surface oxydée perforée et tapissée par des Nerinées (discontinuité D4).

Cette formation présente du bas vers le haut la succession lithostratigraphique suivante :

#### Niveau 1

11,50 m de marnes vertes (faciès F I), à lits noduleux et bancs de calcaires roux, gréseux et bioclastiques (faciès F II) agencés en séquences élémentaires de comblement. La séquence majeure est cyclique avec une partie inférieure, en approfondissement, à interbancs marneux stratocroissants, et une partie supérieure en comblement et à bancs calcaires stratocroissants. Entre les deux se développe une surface riche en Brachiopodes et Ostréides (Sc4), localisée à 4 m. de la base.

Compris entre les discontinuités D4 et D5, ce niveau renferme la faune suivante :

- Calpionelles : *Tintinnopsella carpathica* et d'abondantes *Calpionella alpina* (forme petite et parabolique).

- Ammonites : des fragments dont la détermination a été impossible vu leur état de conservation.

Formation d'Agroud Ouadar

Coupe de :AIT AMOUCH

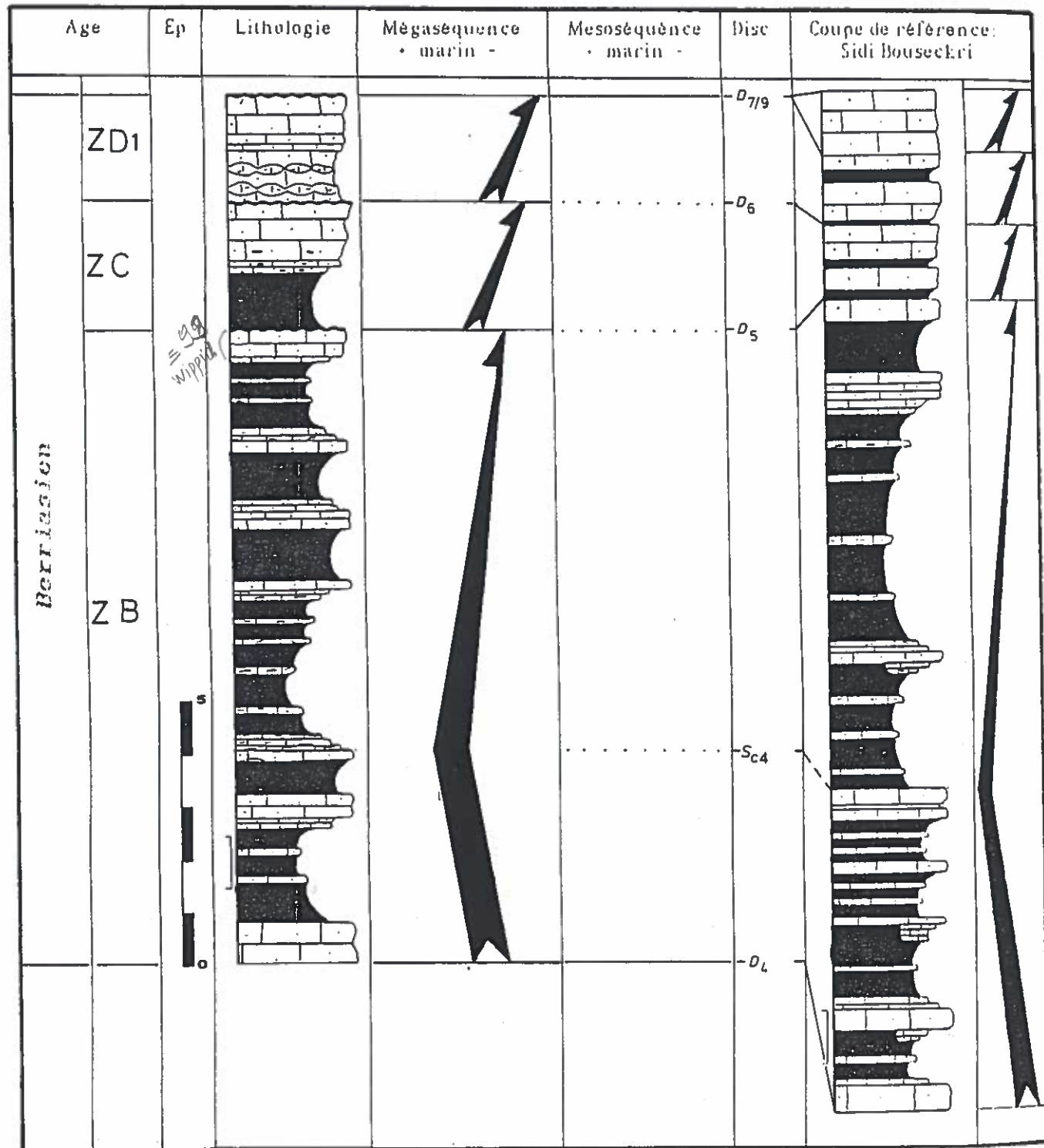


Fig. 55 a - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence.

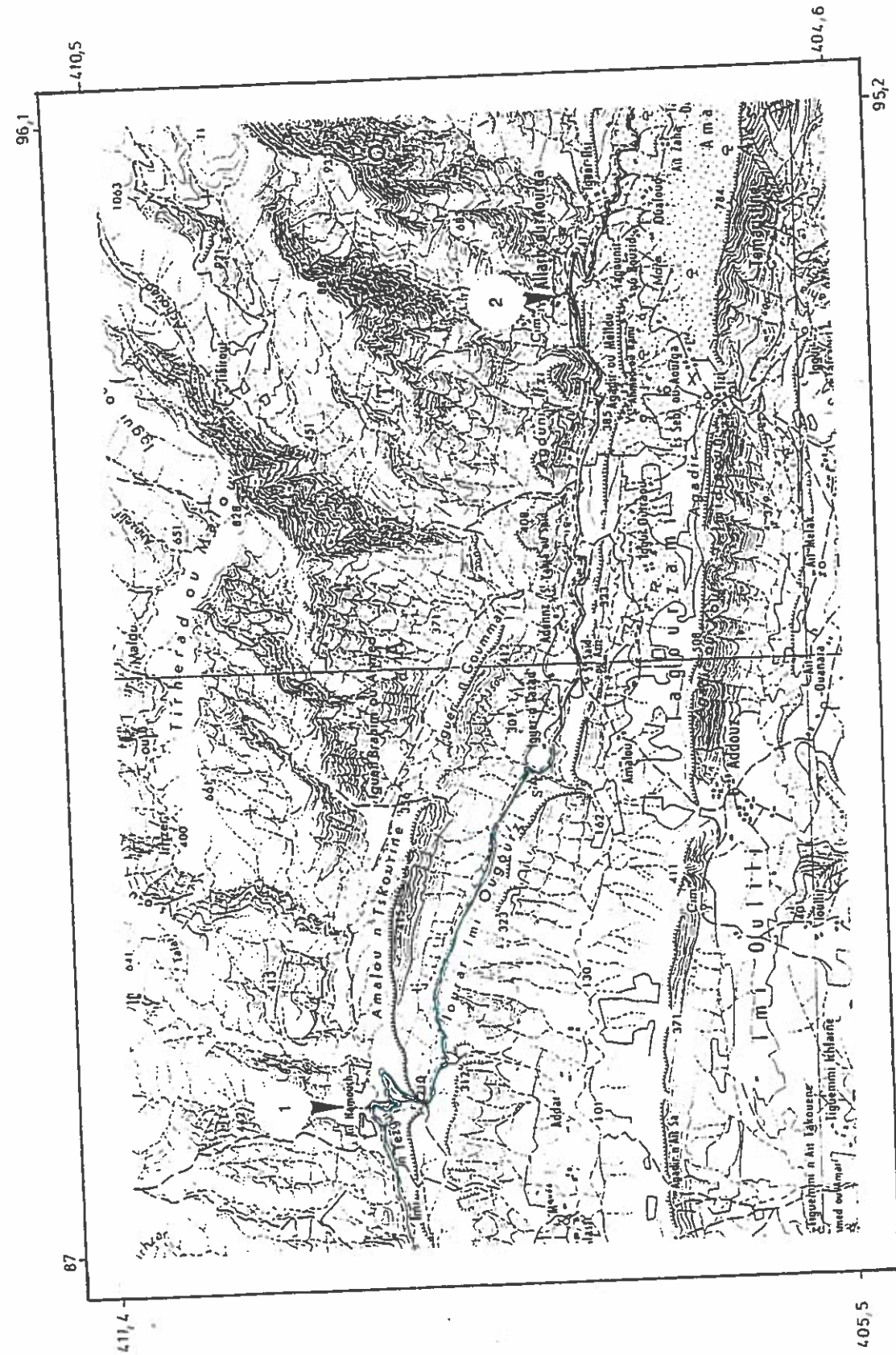


Fig. 55b Sur la Feuille de Taghazout au 1/50.000

Coupes: 1 - Ait Amouch 2 - Aourga

- Brachiopodes : Sellithyris sella, Loriolithyris cf. cortazari, Cruralina sp., Terebratulina sp., M. moutoniana, L. rostriformis, L. valdensis, K. brivesi, L. melaitensis.

- Echinides : Disaster subelongatus, T. granosus var. holasteroides, T. africanus, Holactypus aff. afer.

- Lamellibranches : Huîtres, Pectinidés, (dans la partie inférieure) et Alectryonies.

Age : Berriasien inférieur, Zone B de Remane.

#### Niveau 2

2,40 m de marnes vertes et calcaires marneux et noduleux (1,40 m) puis calcaires gréseux en deux bancs massifs (1,00 m), agencés en une séquence majeure en comblement et à bancs calcaires stratocroissants.

Cette unité, délimitée à la base par une surface durcie et oxydée, discontinuité D5, et au sommet par la discontinuité D6 correspondant à une surface durcie et perforée nous a livré la faune suivante :

- Calpionelles : Tintinnopsella carpathica (abondantes et diversifiées) et Calpionella aff. alpina, dans un microfaciès à Textularidés, Lenticulines, Bryozoaires, Radioles, Vertébrés d' Ophiures, Serpules, Codosina fusca, Ammobaculites cf. coprolithiformis et Spirillina sp.

- Brachiopodes : K. brivesi, L. melaitensis, S. sella, K. kennedyi et L. valdensis.

- Echinides : Toxaster granosus var. holasteroides

- Lamellibranches et Gastéropodes .

Age : Berriasien moyen (Zone C de Remane).

#### Niveau 3

2,20 m de calcaires gréseux bioclastiques, roux, en bancs onduleux à la base et relativement massifs au sommet. Cet ensemble, en comblement, est délimité à la base par les discontinuités D6 (surface oxydée et perforée) et au sommet par la discontinuité régionale D7/9.

Nous avons reconnu dans ce niveau, la faune suivante :

- Calpionelles : Tintinnopsella carpathica de grande taille, Calpionella aff. alpina (abondantes) et de rares Calpionellopsis simplex (à la partie basale), associés à des Textularidés, Lenticulines, Bryozoaires, Codosina fusca, Lituolidés (Chofatella sp.) et Spirillina sp.

- Ammonites : Une grosse ammonite indéterminable.

- Brachiopodes : M. brivesi, L. melaitensis, L. valdensis, S. sella, K. kennedyi.

- Echinides : Toxaster granosus var. holasteroides.

- Lamellibranches et Gastéropodes.

On observe dans ce niveau une forte concentration de géodes de calcite évoquant un phénomène de remplissage secondaire succédant à une préalable dissolution vacuolaire (Cubaynes et al., 1989).

Age : Berriasien supérieur basal ( Zone D1 de Remane, 1987).

#### c- Conclusions

Par comparaison avec la coupe de Sidi Bouseckri on note que :

- le faciès reste comparable,

- la première mésoséquence d'approfondissement (partie inférieure de la séquence SIV) est moins épaisse,

- lacune du niveau le plus élevé, niveau 4 de Sidi Bouseckri, correspondant à la Zone D3 de Remane, 1987.

#### 2- Coupe d'Aourga (9,80 m) Fig. 56

##### a- Localisation (Fig. 55 b)

La coupe est située à 2 Km à l'Est de la coupe d'Ait Amouch, toujours le long de la piste reliant Tamzargout à la route nationale Agadir-Essaouira.

##### b- Description

Cette coupe a été décrite par R. Ambroggi (1963) comme étant la coupe de référence du Berriasien de la région d'Agadir, sur la base d'une faune d'Ammonites (Kilianiceras aff. conservans UHL., Hymalayites sp., Protocanthodiscus cf. broussei M Z T., Neocosmoceras sp. indéterminé) et Brachiopodes (Terebratula brivesi ROCH).

Dans la même localité nous avons levé une coupe dont nous traçons ci-dessous les caractéristiques essentielles :

- sur une série de calcaires gris clairs à gris foncés, micritiques à finement granuleux, très bioturbés, de bancs dolomitiques jaunâtres, de niveaux algo-laminaires et de lits marneux agencés en séquences de comblement et matérialisant la partie terminale de la formation de Cap Tafelney (mésoséquence SIIIB), repose une série marneuse et calcaro-gréseuse délimitée à la base et au sommet par deux remarquables discontinuités (D4 et D9) avec :

##### Niveau 1 (9,40 m)

Marnes vertes en minces lits, et calcaires marneux et gréseux, gris sombres à Calpionelles (Calpionella aff. alpina et Tintinnopsella carpathica), Spirillina sp., Ammobaculites cf. coprolithiformis (SCHWAGER), Textularidés, radioles et de rares Huîtres et Brachiopodes (2 m), surmontées par un mince niveau, épais de 10 cm, de calcaires marneux roux très riches en Huîtres, correspondant à une surface à faune condensée (Sc4).

A cet ensemble, composé des faciès I et II de la séquence virtuelle type C, fait suite, sur 7,30 m, un deuxième ensemble où alternent, en séquences élémentaires de comblement, des marnes verdâtres, dans le premier mètre, plus sombre au dessus (faciès I) et des calcaires roux à Huîtres en bancs stratocroissants (faciès III).

Les marnes sont très fossilifères et renferment une abondante faune de Brachiopodes (L. rostriformis, L. cf. cortazari, M. moutoniana, K. brivesi, S. sella et Terebratulina sp.) ; Echinides (T. granosus var. holasteroides, T. africanus et Disaster sp.) ; Huîtres et Alectryonies.

Les bancs calcaires contiennent de rares Calpionelles (indéterminables) et de nombreuses Huîtres formant dans les derniers 1,50 m, une véritable lumachelle. Cet ensemble est délimité à la base par une surface durcie (discontinuité D4) et au sommet par une discontinuité très apparente, formant une grande surface structurale, oxydée, perforée et colonisée localement par des Huîtres (discontinuité D5).

Age : Nous attribuons cet ensemble au Berriasien inférieur, Zone B à Calpionella de Remane (1987).

##### Niveau 2

0,60 m de marnes vertes et de calcaires gréseux sombres à Calpionelles (C. aff. alpina et Tintinnopsella carpathica de grande dimension), Textularidés, radioles, Brachiopodes et d'abondantes Huîtres. Cet ensemble, régressif, est délimité à la base par la discontinuité D5 et au sommet par une surface irrégulière, oxydée et encroûtée par des Huîtres (D6/9).

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de :AOURGA

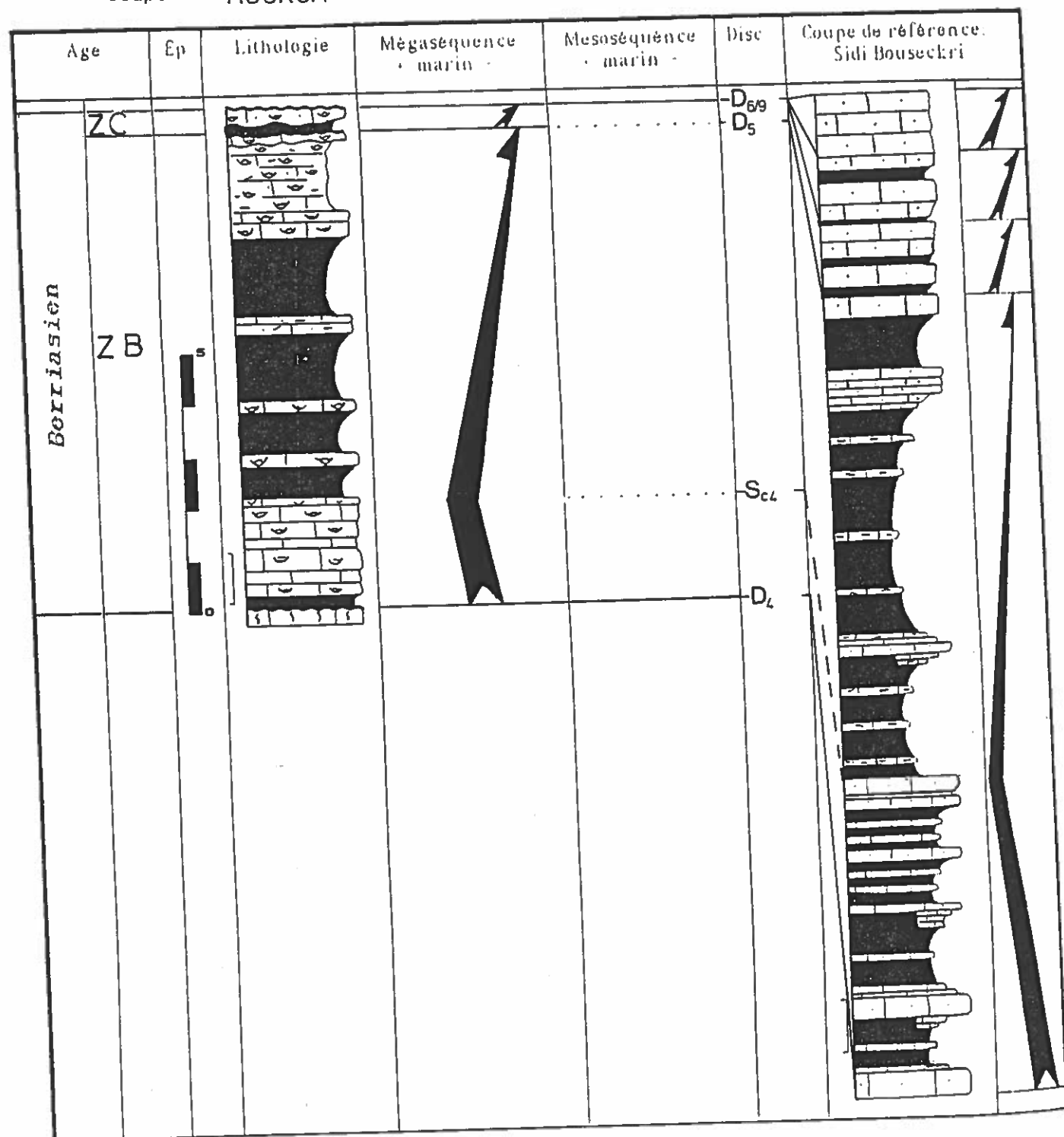


Fig. 56 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence.

Age : Berriasien moyen, Zone C de Remane, 1986.

## c- Conclusions

Par rapport à la coupe de Sidi Bouseckri :

- la partie inférieure du niveau 1, en comblement, est moins épaisse, moins marneuse et plus riche en Huîtres,
- la partie supérieure du niveau 1 d'épaisseur et de faciès identiques,
- lacune des niveaux 3 et 4 de Sidi Bouseckri.

## 3 Coupe de Tamzargout (16,30 m) Fig. 57

## a- Localisation (Fig. 16)

Cette coupe a été levée dans les gorges de l' Oued N'Tarhrad, en amont et au Sud—Est de Tamzargout, le long de la route menant d' Agadir à Immouzer des Ida Ou Tanane. Le Jurassique terminal (formation de Cap Tafelney) affleure en bord de route. Il est surmonté par du Crétacé, visible en falaises de part et d'autre de l' Oued.

## b- Description

Dans cette coupe, la formation d'Agroud Ouadar, délimitée à la base et au sommet par les discontinuités D4 et D9, présente la succession lithostratigraphique suivante :

## Niveau 1

9,10 m. de marnes vertes, calcaires gréseux très fossilifères et présentent, à leur surface supérieure, de véritables lumachelles à Echinides, Brachiopodes et de nombreuses Tubiphytes en niches (faciès II).

Nous avons pu reconnaître au—sein de cet ensemble la faune suivante :

- Calpionelles : *Calpionella* aff. *alpina* et *Tintinnopsella carpathica* associées à une abondante microfaune: Textularidés, Lenticulines, *Ammobaculites* cf. *coprolithiformis*, *Codosina* sp., Tubiphytes, Bryozoaires, radioles et à la partie supérieure *Codosina fusca*
- Brachiopodes : *L.* cf. *cortazari*, *L. rostriformis*, *M. moutoniana*, *M. brivesi*, *S. sella* et *Terebratulina* sp.
- Echinides : *Toxaster granosus* var. *holasteroïdes*, *T. africanus* et *Disaster subelongatus*.
- Lamellibranches : Alectryonies et Huîtres fortement concentrées dans la partie supérieure et formant de véritables lumachelles.

Cet ensemble correspond à une séquence majeure cyclique, délimité à la base par une surface fortement oxydée, perforée, localement colonisée par des Huîtres (discontinuité D4) et au sommet par une surface durcie et oxydée (D5). A 2,80 m de la base, un niveau riche en faune (Sc4), sépare la partie inférieure d'approfondissement de la partie supérieure à tendance régressive.

Age : Par son contenu paléontologique (Calpionelles) nous attribuons cet ensemble au Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1987).

## Niveau 2

5,10 m de marnes vertes et de calcaires gréseux, jaunes à la partie inférieure du niveau, sombres au dessus et bioclastiques. Ces bancs renferment de rares Calpionelles (indéterminables), associées à une abondante microfaune (Textularidés, Lenticulines, *Codosina* sp. et des Tubiphytes).

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de : TAMZARGOUT

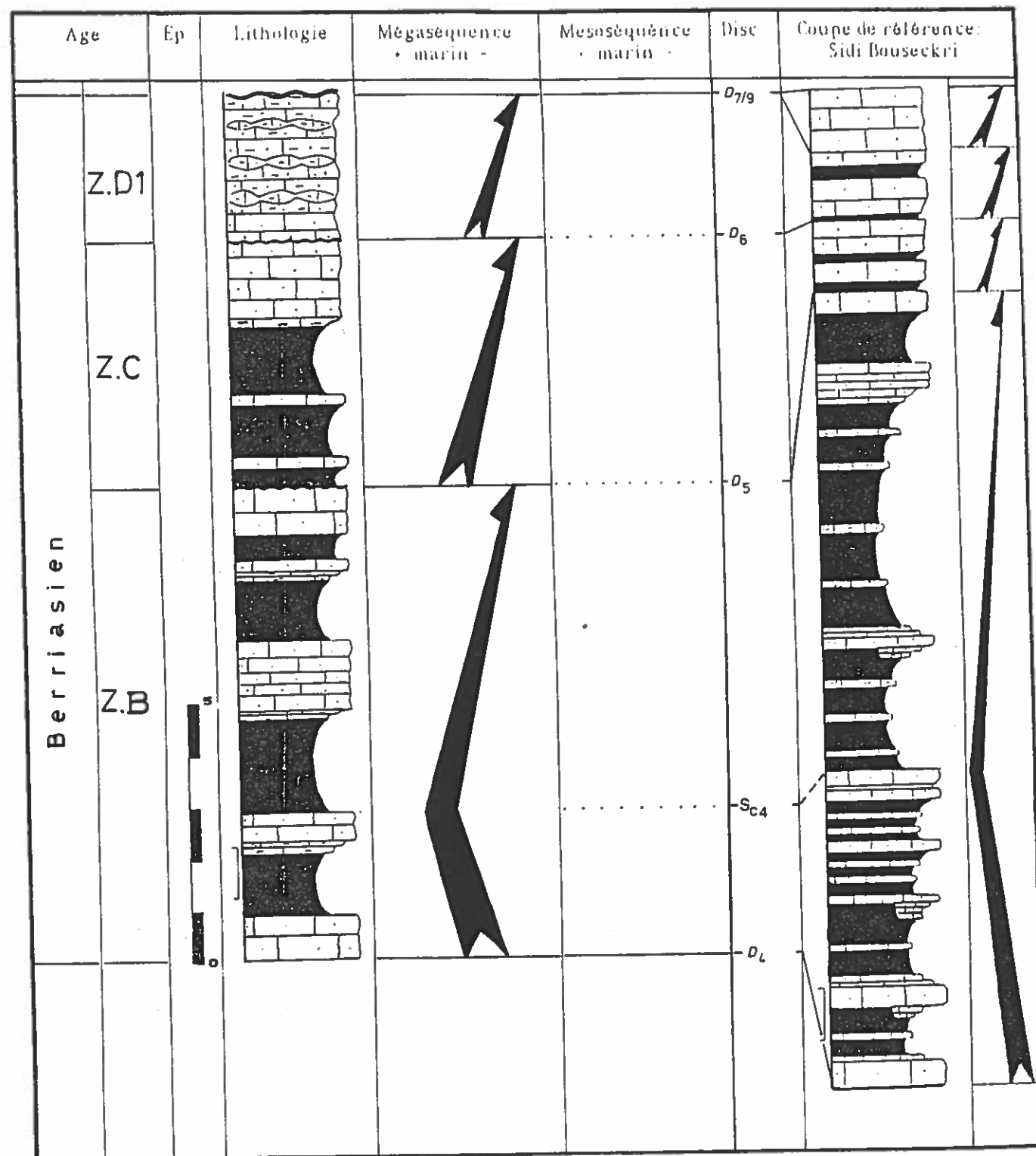


Fig. 57 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

- Brachiopodes : ils sont représentés exclusivement par d'abondantes *L. melaitensis* associés à de rares *S. sella*.

- Echinides : avec notamment *T. granosus* var. *holasteroïdes*.

Cet ensemble matérialise une séquence majeure à tendance régressive, à bancs calcaires stratocroissants. Il est délimité à la base par la discontinuité D5 et au sommet par la discontinuité D6 correspondant à une surface durcie, oxydée et encroûtée par de Huîtres.

Age : En l'absence de tout argument paléontologique déterminant et sur la seule comparaison des faciès, nous considérons que ce niveau est l'équivalent du niveau 2 de Sidi Bouseckri (Berriasien moyen, Zone C de Remane, 1986).

Niveau 3  
2,80 m de calcaires gréseux, d'aspect noduleux, formant une véritable lumachelle à Huîtres. Cette unité en comblement, comprise entre la discontinuité D6 et une surface irrégulière, correspondant à la discontinuité D7/9 (érosive?), présente une forte variation locale d'épaisseur (entre 1,30 et 7 m), visible sur environ 500 m.

Age : Par son faciès, ce niveau pourrait être l'équivalent du niveau 3 d'Aït Amouch (Berriasien supérieur, Zone D1 de Remane, 1986).

## c- Conclusions

Au niveau de cette coupe nous remarquons que :  
— par le faciès et la présence des niveaux 1, 2 et 3, elle est identique à la coupe d'Aït Amouch et diffère de la coupe d'Aourga (située entre les deux),  
— le niveau 4 (Zone D3 de Remane), reconnu à Sidi Bouseckri, est ici absent,  
— la partie supérieure, dans cet ensemble, est très pauvre en Calpionelles.

## A2— Conclusions générales

Dans le bassin d'Agadir, la formation d'Agroud Ouadar d'âge Berriasien-Valanginien basal, présente les caractères suivants :

- Le niveau 1, correspond à une séquence majeure cyclique à Sidi Bouseckri (15,20 m.), Aït Amouch (11,50 m.), Aourga (9,40 m) et Tamzargout (9,10 m). Dans cet ensemble, d'âge Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986), partie inférieure d'approfondissement et la supérieure de comblement sont séparées par un lit à faune abondante (Sc4).

- Le niveau 2, correspond à une séquence majeure en comblement d'âge Berriasien moyen (Zone C de Remane, 1986). Il est présent à Sidi Bouseckri (1,50 m.), Aït Amouch (2,40 m), Tamzargout (5,10 m) et d'épaisseur réduite à Aourga (0,60 m).

- Le niveau 3, séquence majeure en comblement d'âge Berriasien supérieur (Zone D1 de Remane, 1986), présent à Sidi Bouseckri (1,40 m.), Aït Amouch (2,20 m.), et Tamzargout (2,80 m). Il est absent à Aourga.

- Le niveau 4, séquence majeure en comblement d'âge Valanginien basal (Zone D3 de Remane, 1986), reconnu uniquement à Sidi Bouseckri (1,40 m.).

## A3— Corrélations

La corrélation des divers niveaux de la formation d'Agroud Ouadar, définis par leur contenu paléontologique et d'après l'analyse séquentielle (séquences majeures et discontinuités régionales), nous a permis de mettre

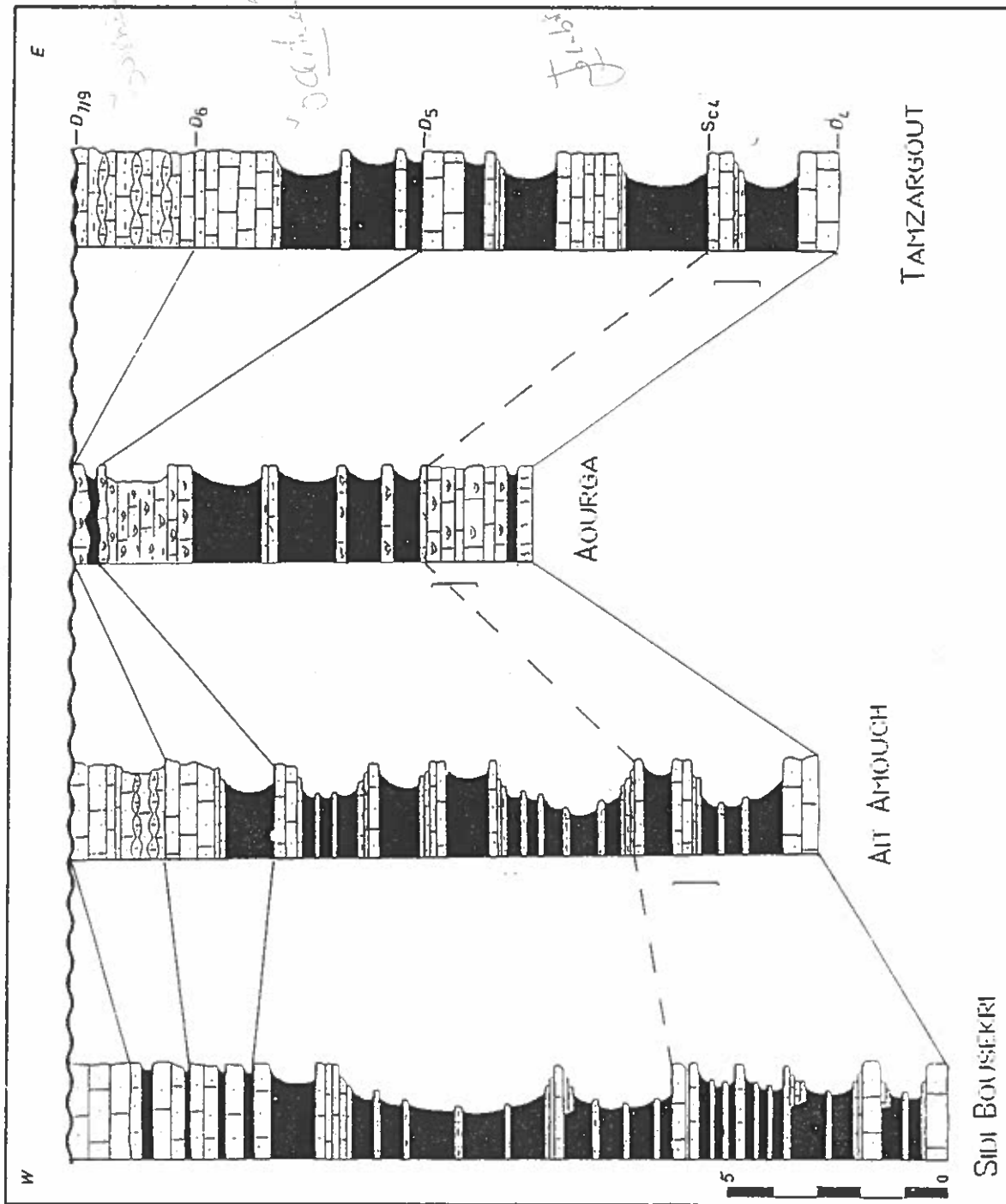


Fig. : 58 Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Agadir

en évidence les traits essentiels de son évolution, au sein du bassin d'Agadir, illustrés dans la figure 58 :

- La séquence majeure SIV s'amincit progressivement vers le Sud—Est par disparition des assises les plus inférieures. En effet cette partie transgressive et comprise entre la discontinuité D4 et la surface Sc4 est épaisse de 5,70 m à Sidi Bouseckri, de 4 m à Aït Amouch, de 2,10 m. à Aourga et 2,80 m à Tamzargout.

La partie supérieure, de cet ensemble, en comblement, garde une épaisseur relativement comparable dans les coupes de Sidi Bouseckri (9,50 m.), d'Aït Amouch (7,50 m.), d'Aourga (7,30 m.) et Tamzargout (6,30 m.).

- La séquence majeure SV, comprise entre les discontinuités D5 et D6, est épaisse de 1,50 m à Sidi Bouseckri, de 2,40 m à Aït Amouch, de 0,60 m. à Aourga et de 5,10 m. à Tamzargout.

- La séquence majeure SVI, à évolution générale de comblement et délimitée à la base par la discontinuité D6 et au sommet par la discontinuité D7, est épaisse de 1,40 m à Sidi Bouseckri, de 2,20 m à Aït Amouch et de 2,80 m à Tamzargout. Cette séquence est absente à Aourga.

- La séquence majeure SVIII, épaisse de 1,40 m à Sidi Bouseckri, est absente à Aït Amouch, Aourga, et Tamzargout.

Nous remarquons par ces faits, que le bassin d'Agadir était caractérisé, au cours du Berriasien-Valanginien basal, par :

1- Une **différenciation topographique du fond** progressivement atténuée au cours du Berriasien inférieur du fait de la sédimentation de la partie basale d'ouverture de la séquence majeure SIV.

2- Création, au Berriasien moyen et supérieur d'une sorte de **rampe monoclinale** à faible pente du Sud—Est vers le Nord—Ouest, sur laquelle se sont déposés, en corps successifs rétrogradants, les niveaux 2, 3 et 4, d'Aourga à Sidi Bouseckri.

3- Apparition à l'Est d'Aourga, d'un **nouvel ombilic de sédimentation** où sont superposés les niveaux 1, 2 et 3.

Cette repartition géographique des prismes sédimentaires s'accompagne de hiatus de sédimentation qui semblent être liés à la paléotopographie de l'aire de sédimentation et non pas à des lacunes ultérieures par érosion.

Nous fondons cette interprétation sur les variations latérales de faciès qui témoignent d'une sédimentation plus littorale à proximité où à l'emplacement des zones hautes (exemple: variation des faciès dans les niveaux 1, 2 et 3).

Dans ce contexte paléogéographique, la zone d'Aourga aurait fonctionné comme **zone exhaussée** au cours de toute la période considérée. En effet, dans cette localité, les séquences de dépôt sont moins épaisses, moins complètes et, par leur faciès, témoignent de milieux de sédimentation relativement moins profonds qu'à Tamzargout, à l' Est, et Aït Amouch et Sidi Bouseckri, à l' Ouest.

Ainsi, pour la période Berriasien-Valanginien basal, nous avons pu mettre en évidence, dans le bassin d'Agadir, l'existence de deux zones affaissées (**dépocentres d'accumulation**), l' un à Sidi Bouseckri et l' autre à Tamzargout, à séries épaisses et relativement plus profondes, séparées par la **zone exhaussée d'Aourga** où les séries sont moins épaisses (voire absente) et relativement moins profondes.

Cette disposition paléogéographique semble être liée au rejeu de paléostructures de direction NNE-SSW, responsable, en partie, de la répartition spatiale des prismes sédimentaires ainsi que des variations relatives des épaisseurs.

## B- Bassin de Haha (Fig. 14)

Dans cette région la Formation d' Agroud Ouadar affleure, toujours, en contact stratigraphique avec les dolomies ou calcaires de la partie supérieure du Jurassique. A partir d'une coupe de référence levée à Igourar, nous ferons une analyse comparative des principales successions rencontrées.

### B1- Description des coupes

#### B1.1- Coupe de référence: Igourar (15,50 m) Fig. 59

##### a- Localisation(Fig. 21)

Cette coupe est située à 4,5 Km au NE du village de Tamri (flanc nord de l'anticlinal de Cap Rhir) et à 1 Km du douar n'Sidi Abderrahman.

##### b- Description

Dans cette localité nous designons sous le nom de Formation d'Agroud Ouadar, un ensemble de marnes, calcaires marneux et calcaires gréseux, riches en Calpionelles, Brachiopodes, et Echinides, délimité à la base par un ensemble essentiellement carbonaté où dominent les algues vertes (formation de Cap Tafelney) et au sommet par la formation de Sidi Lhousseine, marno gréseuse et riche en Ammonites.

A Igourar, la formation d'Agroud Ouadar est composée de :

#### Niveau 1

11,50 m de marnes vertes, à lits, noduleux (faciès I) et bancs onduleux centimétriques de calcaires gréseux jaunes (faciès II) agencés en séquences élémentaires de comblement.

Il s'agit là d'une séquence majeure cyclique recouvrant une remarquable surface durcie, perforée, rubéfiée et localement colonisée par des Huîtres (discontinuité D4). Dans cet ensemble, la partie inférieure d'ouverture, est séparée de la partie supérieure, en comblement, par une surface indurée située à 5 m de la base et très riche en Brachiopodes (Sc4).

La faune, reconnue au-sein de ce niveau, est essentiellement composée de :

- Calpionelles : Calpionella aff. alpina (forme petite et parabolique) associée à de rares et peu diversifiées Tintinnopsella carpathica de taille moyenne et, à la base, à Crassicollaria parvula (?). Dans ce niveau nous avons pu reconnaître aussi une abondante microfaune avec: Textularidés, Lenticulines, Spirillina sp, radioles et d'abondants bioclasts.

- Ammonites : Pseudoneocomites allobrogensis et Hymalayites cortazari, sous la surface Sc4, ainsi que Subthurmannia (Strambergella) shipkovensis immédiatement au-dessus (de cette même surface Sc4).

- Brachiopodes : Sellythyris sella, Kutchithyris brivesi, Moutonithyris moutoniana, Lamellaerhynchia rostriformis, Loriolithyris cf. cortazari, Cruralina sp., Terabratulina sp., et au sommet Kutchithyris kennedyi.

- Echinides : Hoelectypus aff. afer, Pygurus rostratus, Toxaster africanus, et, au dessus de la surface Sc4, Collyropsis jaccardi et Toxaster granosus var. holasteroides.

- Gastéropodes et Lamellibranches.

Age : ce niveau peut être rapporté au Berriasien inférieur, Zone B à Calpionella de Remane, 1986, et Zone à Euxinus avec la sous Zone à Grandis identifiée sous la surface Sc4.

senm  
Hedemarker

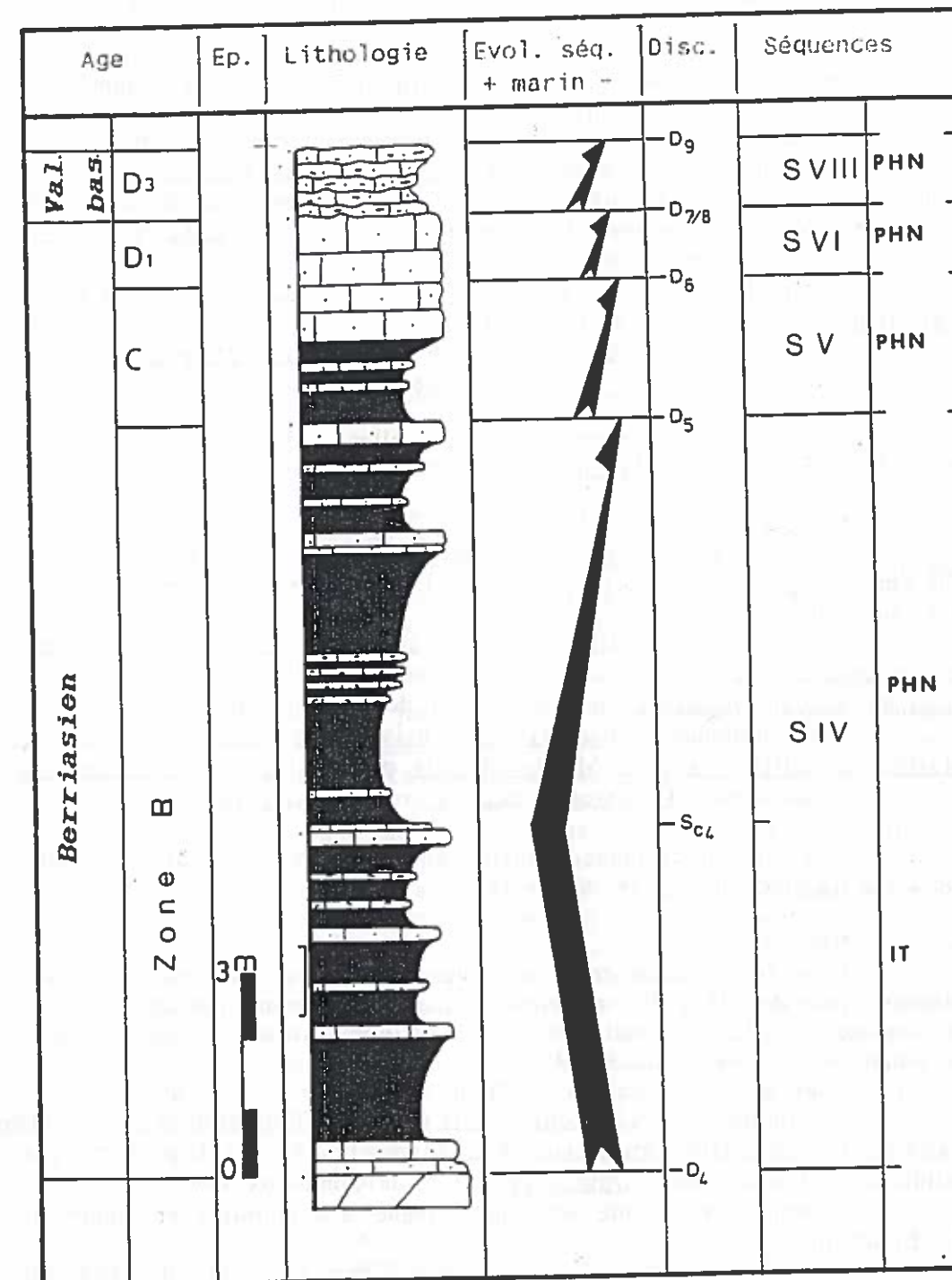


Fig.59: Coupe d'Igourar: évolution séquentielle de la Formation d'Agroud Ouadar.

## Niveau 2

2 m de marnes grises passant progressivement à des calcaires noduleux et marno-gréseux, puis à des calcaires bioclastiques et gréseux jaunes.

Cet ensemble s'organise en une séquence de comblement délimitée à la base par une surface durcie, discontinuité D5, et au sommet par la discontinuité D6, correspondant à une surface ferrugineuse durcie et colonisée par des Huîtres. La biophase est notamment composée de :

- Calpionelles : nombreuses Tintinnopsella carpathica (formes grandes et diversifiées) et Calpionella aff. alpina, associées à une abondante microfaune de Textularidés, Lenticulines, Codosina fusca, Spirillina sp., radioles, Bryozoaires et d'abondants bioclasts.

- Brachiopodes : Sellithyris sella, Kutchithyris brivesi, Moutonithyris melaitensis et Terebratulina sp.

- Echinides : Holactypus aff. afer et Toxaster granosus.

- Lamellibranches et Gastéropodes.

Age : L'association de Calpionelles indique un âge Berriasien moyen, Zone C à Calpionella elliptica de Remane, 1986.

## Niveau 3

1 m de calcaires gréseux jaunes, bioclastiques, en bancs épais de 10 à 30 cm. Compris entre les discontinuités D6 et D7/8, ce niveau renferme la faune suivante :

- Calpionelles : Calpionella aff. alpina, Calpionellopsis simplex et Tintinnopsella carpathica, associés à d'abondants Textularidés, Lenticulines, Codosina fusca, Spirillina sp., radioles et débris organiques.

- Brachiopodes : Kutchithyris brivesi, Loriolithyris valdensis L., melaitensis, Sellithyris sella, Moutonithyris moutoniana et Terebratulina sp.

- Echinides : Toxaster granosus var. holasteroides.

Age : La microfaune signale le Berriasien supérieur non sommital, Zone D1 à Calpionellopsis (Remane, 1986).

## Niveau 4

1 m de calcaires roux, noduleux, gréseux et bioclastiques, en bancs onduleux épais de 10 à 30 cm, riches en grandes Ammonites et compris entre une surface oxydée (discontinuité D7/8) et une surface durcie, tapissée par des Ammonites (discontinuité D9).

Nous y avons reconnu la faune suivante :

- Calpionelles : Calpionellopsis oblonga, Tintinnopsella carpathica, T. longa, Lorenziella hungarica et Calpionella aff. alpina ainsi que des Textularidés, Lenticulines, Spirillina sp. et de nombreux bioclasts.

- Ammonites : une abondante faune d'Ammonites en cours d'étude (M. Ettachfini).

- Brachiopodes : Loriolithyris melaitensis, L. valdensis, Kutchithyris brivesi, K. kennedyi, Psilothyris villersensis (DE LOR.), Terebratulina sp., Sellithyris sella et Moutonithyris moutoniana.

- Echinides : Toxaster granosus var. holasteroides.

Age : L'association de Calpionelles est caractéristique de la Zone D3 à Calpionellopsis de Remane (1986), correspondant au Valanginien basal.

## c- Conclusions

Dans cette coupe, la formation d'Agroud Ouadar, épaisse de 15,50 m est composée de quatre niveaux parfaitement comparables par leurs

caractères paléontologiques et par l'organisation séquentielle à ceux de la coupe type de Sidi Bouseckri (mis à part une faible réduction d'épaisseur, 15,50 m contre 19 m à Sidi Bouseckri, liée principalement à un moindre développement de la mésoséquence d'ouverture du niveau 1).

## B1.2- Autres coupes

Nous présenterons ici une description des diverses coupes, levées dans le bassin de Haha, par comparaison avec la coupe d'Igourar (Fig. 59).

Vu la grande ressemblance paléontologique qui caractérise des niveaux semblables dans les différentes coupes, seule sera mentionnée la faune d'intérêt biostratigraphique au cours de la description des coupes.

## 1- Coupe de Tamri (18,50 m) Fig. 60

## a- Localisation (Fig. 21)

Suite de la Formation de Cap Tafelney décrite dans cette même localité.

## b- Description

Sur des calcaires bioclastiques riches en Dasycladacées - partie terminale de la formation de Cap Tafelney - et coiffés par la discontinuité régionale D4, correspondant à une surface durcie, oxydée et colonisée par des Huîtres, repose un ensemble calcareo-gréseux et marneux attribué à la formation d'Agroud Ouadar et composée des niveaux suivants :

## Niveau 1(14,70 m)

a - Calcaires gréseux jaunes (0,7 m) à Textularidés, Lagénidés, Lenticulines, Calpionelles (Calpionella alpina de grande dimension, de rares Tintinnopsella carpathica et Crassicollaria parvula); Brachiopodes et Echinides. Ce banc est interrompu par une surface fortement oxydée.

b - deux bancs de calcaires gréseux, noduleux et bioclastiques, séparés par un mince intervalle marneux. Ces bancs très oxydés et épais de 1,60 m, sont surmontés par une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de marnes vertes et de calcaires gréseux et marneux d'aspect noduleux (6,30 m). Cet ensemble se termine par un mince niveau de calcaires jaunes ocres, riches en faune, correspondant à la surface Sc4.

c - marnes vertes, dominantes, coupées par de minces intervalles centimétriques de calcaires gréseux et marneux, puis calcaires gréseux en bancs massifs (0,70 m) et stratocroissants. Cet ensemble, épais de 7,70 m. et à évolution générale de comblement, se termine par une surface durcie et encroûtée (discontinuité D5).

Les ensembles du niveau 1 s'organisent en une séquence majeure cyclique dont, la partie inférieure (a et b), d'approfondissement et la partie supérieure (c), de comblement, sont séparées par une surface riche en Brachiopodes, Oursins et serpules (surface Sc4).

Dans cet ensemble, compris entre les discontinuités D4 et D5, nous avons pu identifier une abondante faune de Calpionelles avec Calpionella alpina (grandes) associés, à la base, à de rares et peu diversifiées Tintinnopsella carpathica et Crassicollaria parvula et, vers le haut, à d'abondantes Calpionella aff. alpina (formes petites et paraboliques).

Age : Berriasien inf., Zone B à Calpionella (Remane, 1986).

## Niveau 2

2,10 m de marnes vertes très fossilifères et calcaires gréseux bioclastiques, jaunes, fortement oxydés au sommet, en bancs de 20 à 30 cm. Cet

## Formation d'Agroud Ouadar

Coupe de : TAMRI

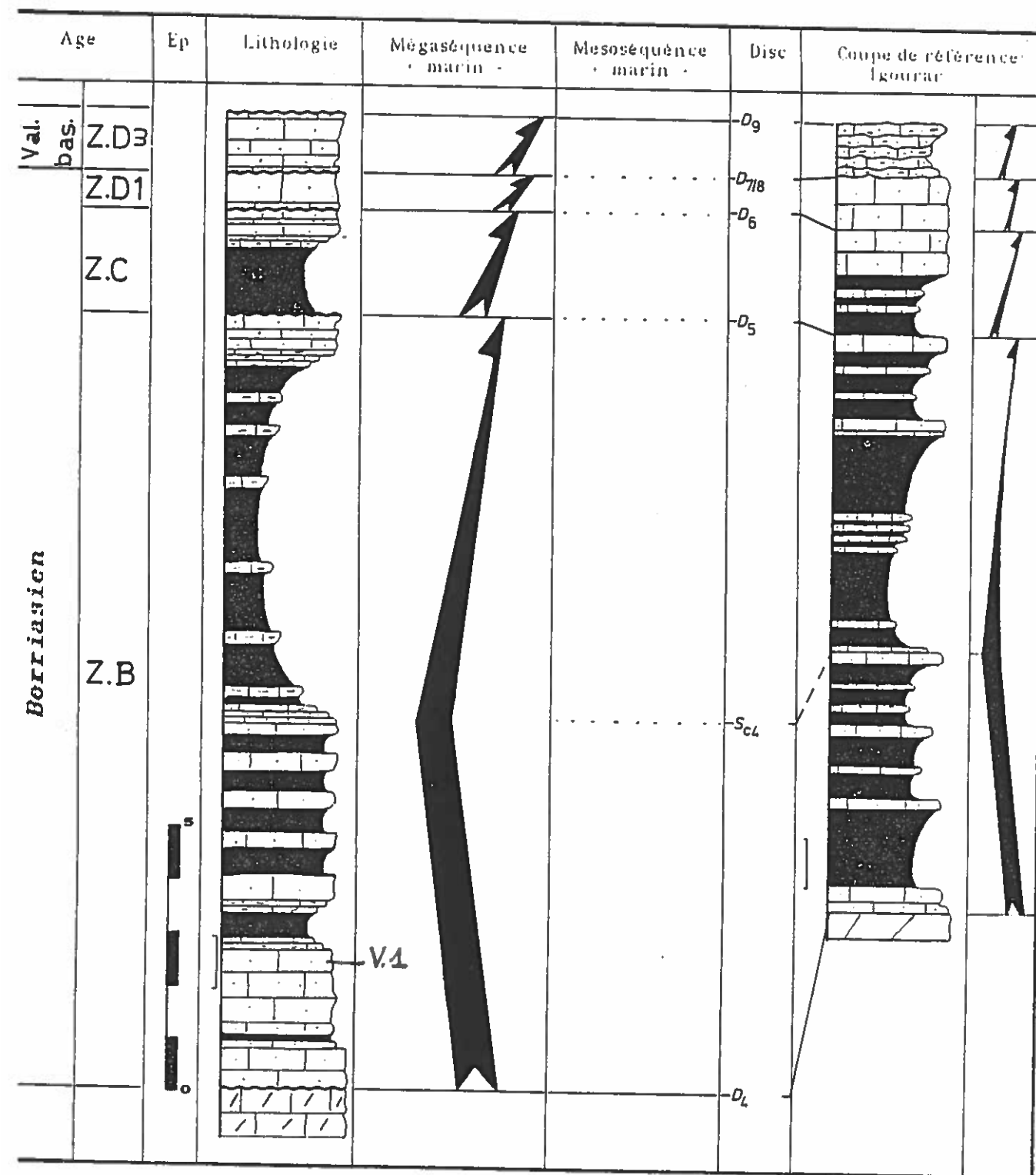


Fig.60 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

ensemble s'agence en une séquence de comblement, délimitée à la base par la discontinuité D5 et au sommet par la discontinuité D6.

Les Calpionelles reconnues dans la partie supérieure de cet ensemble (*Calpionella* aff. *alpina* et d'abondantes *Tintinnopsella carpathica*, grandes et diversifiées), relèvent de la Zone C de Remane (1986).

**Niveau 3**

0,60 m de calcaires gréseux jaunes, d'aspect massif et très riches en faune. Ce niveau, délimité par les discontinuités D6 à la base et D7/8 au sommet, nous a livré une abondante faune de Calpionelles avec *Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica* et *Calpionellopsis simplex* (rares) ce qui nous permet de l'attribuer au Berriasien supérieur (non terminal), Zone D1 de Remane (1986).

**Niveau 4**

1,10 m de calcaires gréseux-sombres bioclastiques et dont le dernier banc est tapissé par de grosses Ammonites (en cours d'étude par M.Ettachfini).

Dans ce niveau les Calpionelles sont représentées par d'abondantes *Calpionella* aff. *alpina* associées à de rares *Calpionellopsis oblonga*.

Cette association pourrait indiquer le passage Berriasien-Valanginien, zones D2? et D3 de Remane (1986).

Cet ensemble se termine par une remarquable surface durcie, fortement oxydée, et tapissée par de grosses Ammonites, correspondant à la discontinuité D9.

**c -Conclusions**

Par comparaison à la coupe d' Igourar on note :

- un grand développement de l'ensemble du niveau 1 (Zone B de Remane) ;
- les niveaux 2, 3 et 4 gardent la même évolution séquentielle et une épaisseur comparable.

**2- Coupe d'Imsouane.(Fig. 61)****a- Localisation (Fig. 23)**

Suite de la Formation de Cap Tafelney décrite dans cette même localité.

**b- Description**

Dans cette localité la formation d'Agroud Ouadar présente la succession lithostratigraphique suivante :

**Niveau 1(2,80 m)**

- Calcaires gréseux sombres (0,5 m.) surmontés par un mince niveau (0,20m) discontinu et ondulé de calcaires bioclastiques massifs et sombres, à surface très oxydée et colonisée par des Huîtres, correspondant à la surface Sc4.

- 2,10 m de calcaires marneux et gréseux, bioclastiques et très bioturbés, calcaires massifs sombres, riches en Echinides irréguliers et Huîtres puis des dolomies grises et marneuses à Lamellibranches et bioturbations.

Ce niveau est délimité à la base par une surface durcie, perforée et ferruginisée (discontinuité D4) et au sommet par une surface ondulée et fortement oxydée (discontinuité D5).

## Formation d'Arcoud Quadar

## Coupe de IMSOUANE

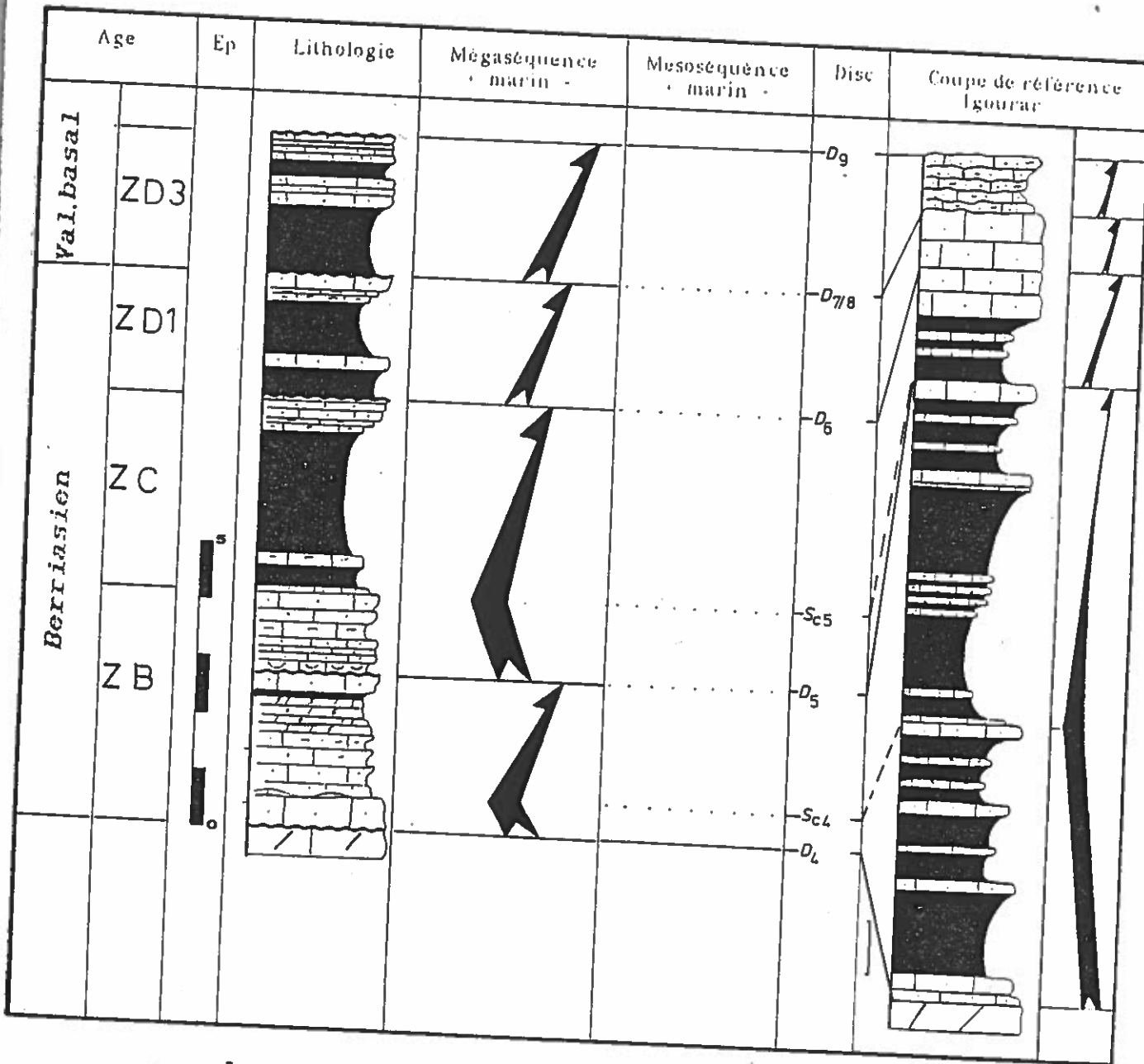


Fig. 61 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

L'ensemble s'organise en une séquence cyclique dont la partie inférieure, transgressive, est séparée de la partie supérieure, à bancs calcaires stratocroissants et à tendance régressive, par la surface Sc4.

Age : L'identification dans ce niveau, dès la base, de *Calpionella alpina* (petite et à col haut), *Tintinnopsella carpathica* et de sections obliques de *Crassicollaria parvula* nous permet de le rapporter au Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986).

## Niveau 2 (4,80 m)

- 1,4 m. de calcaires mameux, gréseux, noduleux et riches en faune (Huîtres, Echinides irréguliers, Brachiopodes et Gastéropodes) et marnes vertes, agencés en séquences élémentaires de comblement. Une surface durcie, oxydée et riche en Huîtres et Brachiopodes (Sc5), délimite au sommet cet ensemble.

- marnes grises riches en Brachiopodes et Echinides (3 m) puis calcaires gréseux roux (0,30 m).

Ce niveau est compris entre une surface ondulée (discontinuité D5), surmontée par un mince intervalle mameux très fossilifère et riche en Lamellibranches (remaniées?), et une surface durcie et oxydée (discontinuité D6).

L'ensemble s'organise en une séquence cyclique dont la partie inférieure à tendance transgressive est séparée de la partie supérieure, régressive, par la surface (Sc5).

Age : Les Calpionelles avec notamment *Tintinnopsella carpathica* (forme grande et diversifiée), *C. elliptica* et *C. alpina* nous permettent de rapporter ce niveau au Berriasien moyen (Zone C de Remane, 1986).

## Niveau 3

2,30 m de marnes grises, calcaires gréseux et marnes rouges riches en Brachiopodes, Lamellibranches, Huîtres et Echinides et, à 60 cm. de la base, un banc de calcaires gréseux riche en Rhynchonelles et Alectryonies.

Cet ensemble s'organise en une séquence de comblement délimitée à la base par la discontinuité D6 et au sommet par une surface durcie correspondant à la discontinuité D7/8.

Age : Les Calpionelles reconnues dans ce niveau: *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionella* aff. *alpina* caractérisent le Berriasien supérieur basal, Zone D1 de Remane (1986).

## Niveau 4

2,50 m de marnes vertes et calcaires gréseux et marneux roux, noduleux à Brachiopodes, Echinides et Huîtres. Il s'agit d'une séquence en comblement, à bancs calcaires stratocroissants, délimitée à la base par la discontinuité D7/8 et au sommet par une remarquable surface durcie colonisée par des Huîtres, serpules et Ammonites, correspondant à la discontinuité D9.

Age : dans ce niveau nous avons pu reconnaître *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella* aff. *alpina* et une forme qui rappelle *Lorenziella hungarica*. Cet assemblage relève de la Zone D3 de Remane 1986 (Valanginien basal).

## c- Conclusions

Par comparaison avec la coupe d'Igourar, ici nous remarquerons que :

- le niveau 1 est plus mince et toujours à évolution générale cyclique. Cette réduction d'épaisseur est essentiellement due à la disparition des intervalles marneux.
- le niveau 2, plus épais et à évolution générale cyclique.
- les niveaux 3 et 4 toujours en comblement mais relativement plus épais.

## 3- Coupe de Zalidou (Fig. 62)

## a- Localisation (Fig. 63)

Cette coupe a été levée à 4 km. au Nord-Est du village d'El Arba Ou Trhoumma, près du douar de Zalidou et au Sud -Est de Tamanar.

## b- Description

Ici, la Formation d'Agroud Ouadar repose sur celle de Cap Tafelney, visible sur environ 3 m., avec des calcaires gris, massifs et bioclastiques, à galets mous, rides et bioturbations (1 m.), marnes dolomitiques et noduleuses surmontées par un niveau lumachellique à Huîtres (1,50 m.) puis des calcaires dolomitiques jaunes, à grosses bioturbations, passant latéralement à des calcaires bioclastiques à oolithes radiaires, entroques, Lituolidés, Eponges et pellets ou à de véritables lumachelles à Huîtres chenalisées (remplissage de chenaux de marée?), 0,50 m.

Dans cette localité, la formation d'Agroud Ouadar présente les caractéristiques lithostratigraphiques suivantes :

## Niveau 1

6 m. de marnes vertes à lits onduleux et calcaires gris d'aspect massif, épais de 0,10 à 0,50 m., bioclastiques, agencés en séquences élémentaires de comblement avec, à 1,80 m. de la base, un banc de calcaires roux riche en faune (Sc4).

Cet ensemble forme une séquence majeure cyclique délimitée à la base par une remarquable surface durcie, oxydée et perforée (cette dernière étant localement ondulée ou colonisée par des Huîtres) correspondant à la discontinuité D4 et au sommet par une surface durcie à croûte de fer (D5).

Un niveau à faune abondante (Sc4), sépare la partie inférieure en approfondissement, de la partie supérieure en comblement.

Age : La faune de Calpionelles, avec notamment, d'abondantes *Calpionella alpina*, associées à de rares et peu diversifiées *Tintinnopsella carpathica*, nous permet d'attribuer cet ensemble au Berriasien inférieur, Zone B de Remane, 1986.

## Niveau 2

1,20 m. de marnes vertes surmontées par 0,60 m. de calcaires gréseux-roux riches en Brachiopodes. Il s'agit d'une séquence en comblement, délimitée à la base par la discontinuité D5 et au sommet par une surface oxydée et fortement bioturbée (D6).

Dans ce niveau les bancs calcaires renferment *Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica* et des sections proches de *Calpionella elliptica* mais à col mal conservé.

Age : Berriasien moyen, Zone C de Remane, 1986.

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de ZALIDOU

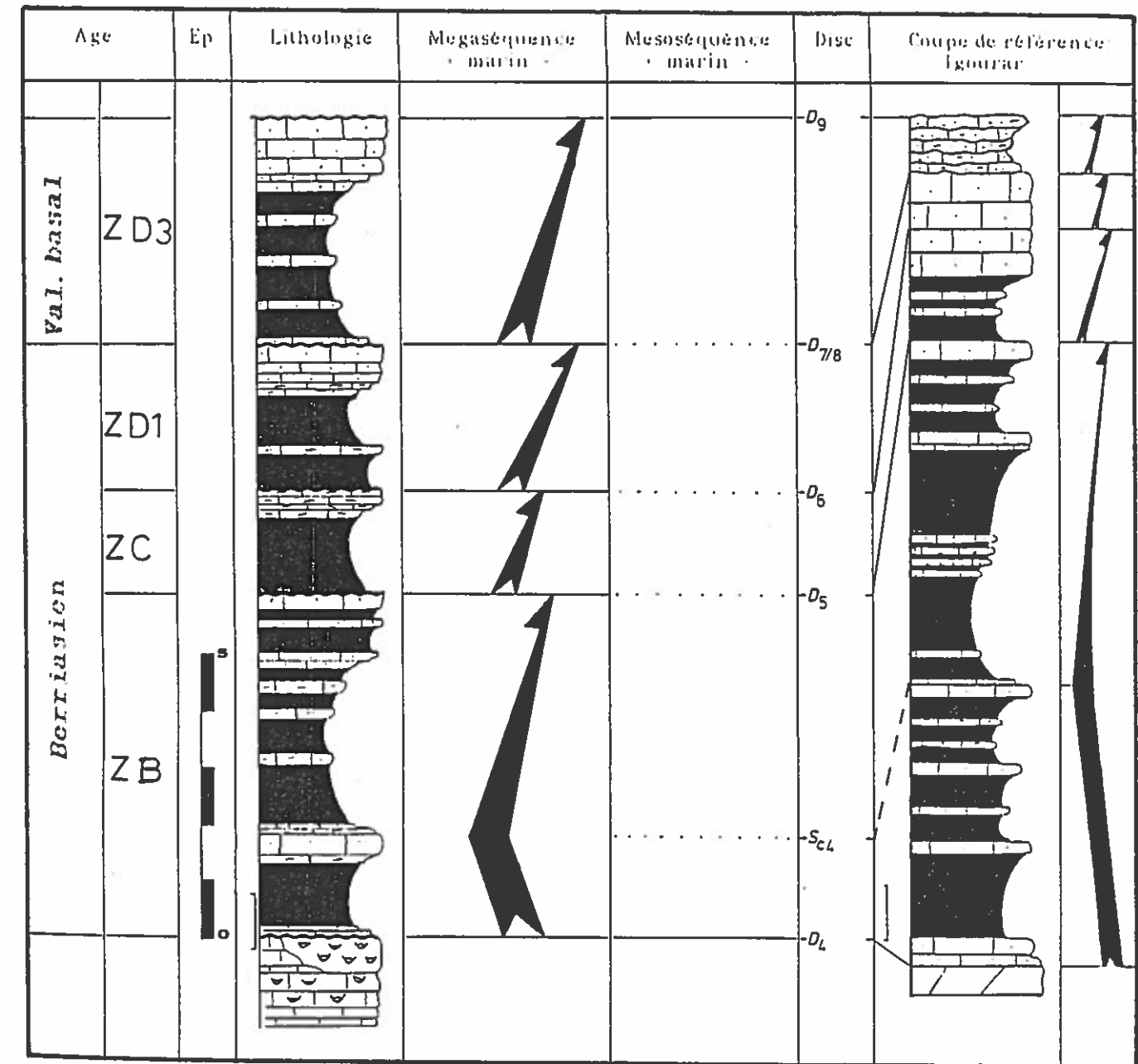


Fig. 62 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

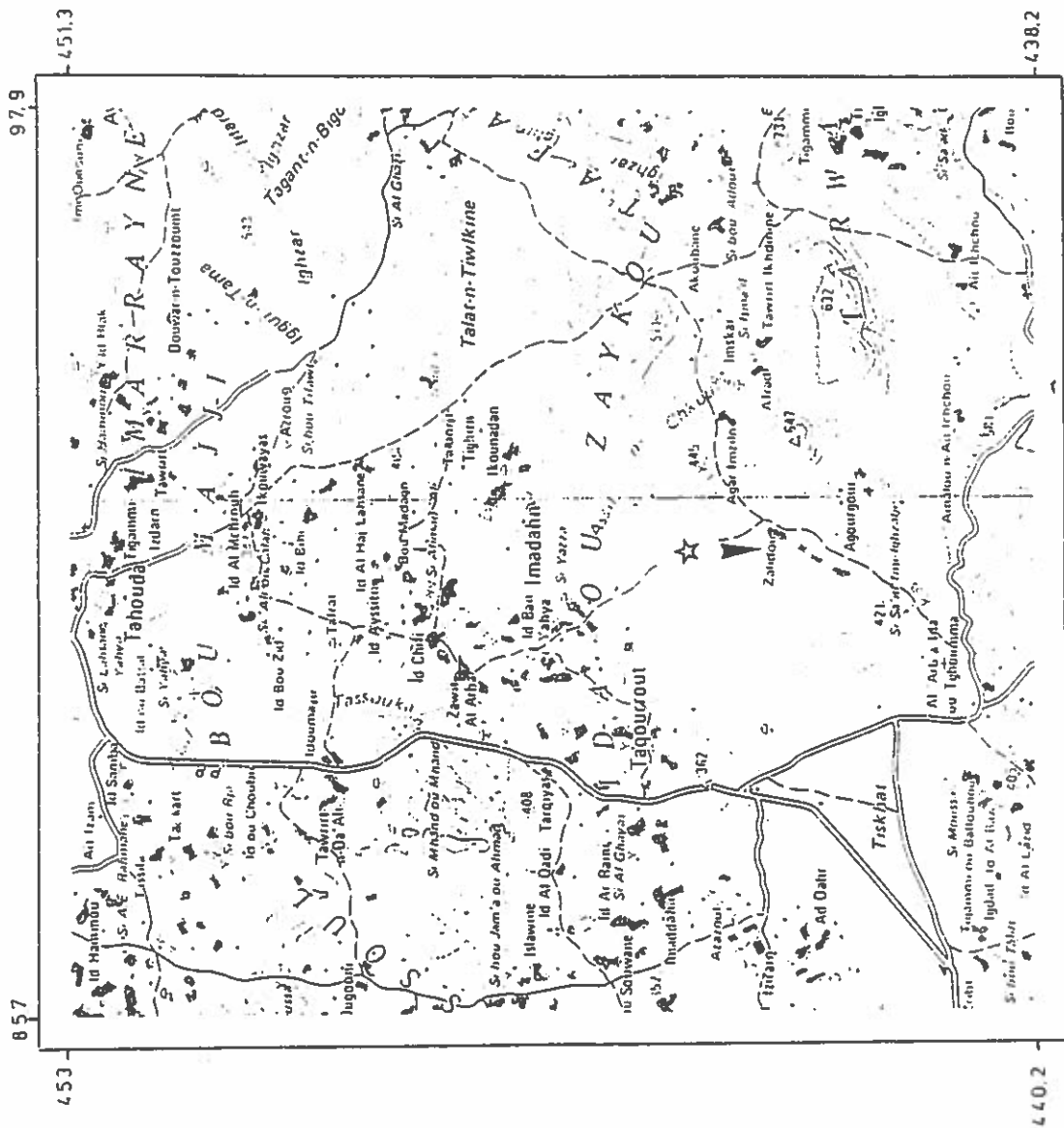


Fig63-Sur Feuille de Taghazout au 1/50.000

☆ Zalidou

**Niveau 3**

2,50 m. de marnes vertes et calcaires gréseux jaunes, en bancs épais de 0,10 à 0,50 m. Ils renferment d'abondantes Calpionelles avec notamment *C. aff. alpina*, *T. carpathica* et de rares *Calpionellopsis simplex*. Cet ensemble s'agence en une séquence majeure à tendance régressive, délimitée à la base par la discontinuité D6 et au sommet par une surface oxydée et colonisée par des Huîtres et des Brachiopodes (D7/8).

Age : Berriasien supérieur, Zone D1 de Remane, 1986.

**Niveau 4**

4 m de marnes vertes et calcaires gréseux jaunes-ocres en bancs de 0,60 m. Ces derniers renferment une abondante faune essentiellement concentrée à la partie supérieure de ce niveau (Huîtres, Alectryonies et Brachiopodes).

Cet ensemble s'organise en une séquence majeure de comblement, délimitée à la base par la discontinuité D7/8 et au sommet par une surface ondulée, oxydée (discontinuité D9) et surmontée par un niveau riche en faune.

Age : En l'absence d'arguments paléontologiques nous attribuons cet ensemble, par sa position géométrique et par son lithofaciès, au niveau 4 d'Igourar, d'âge Valanginien basal, Zone D3 de Remane, 1986.

**c- Conclusions**

Dans cette coupe, et par rapport à la coupe d'Igourar, nous remarquons une inversion dans les épaisseurs, avec :

- une forte réduction d'épaisseur pour la partie inférieure de la Formation (niveaux 1 et 2).
- une épaisseur plus grande pour la partie supérieure, niveaux 3 et 4.

**4- Coupe d'Igouzoulen (Fig. 64)****a- Localisation (Fig. 25)**

Dans cette localité, la Formation d'Agroud Ouadar, fait suite à celle de Cap Tafelney précédemment décrite.

**b- Description**

Ici, la formation d'Agroud Ouadar, épaisse de 6,70 m, présente la succession lithostratigraphique suivante :

**Niveau 1**

3,20 m de calcaires marneux laminés riches en Brachiopodes puis calcaires gréseux massifs en bancs de 20 cm, bioclastiques, et dont le dernier contient d'abondantes Trigonies à sa surface.

Ce niveau s'agence en une séquence de comblement délimitée à la base par une surface durcie perforée et fortement oxydée (discontinuité D4), surmontant un banc dolomitique jaune correspondant au toit de la formation de Cap Tafelney. Au sommet ce niveau se termine par une surface oxydée correspondant à la discontinuité D5.

Age : Ces assises ont fourni une abondante faune de Calpionelles avec de nombreuses *Calpionella alpina* associées à de grandes et peu diversifiées *Tintinnopsella carpathica*. Cette association nous permet d'attribuer cet ensemble au Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986).

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de : IGOUZOULEN

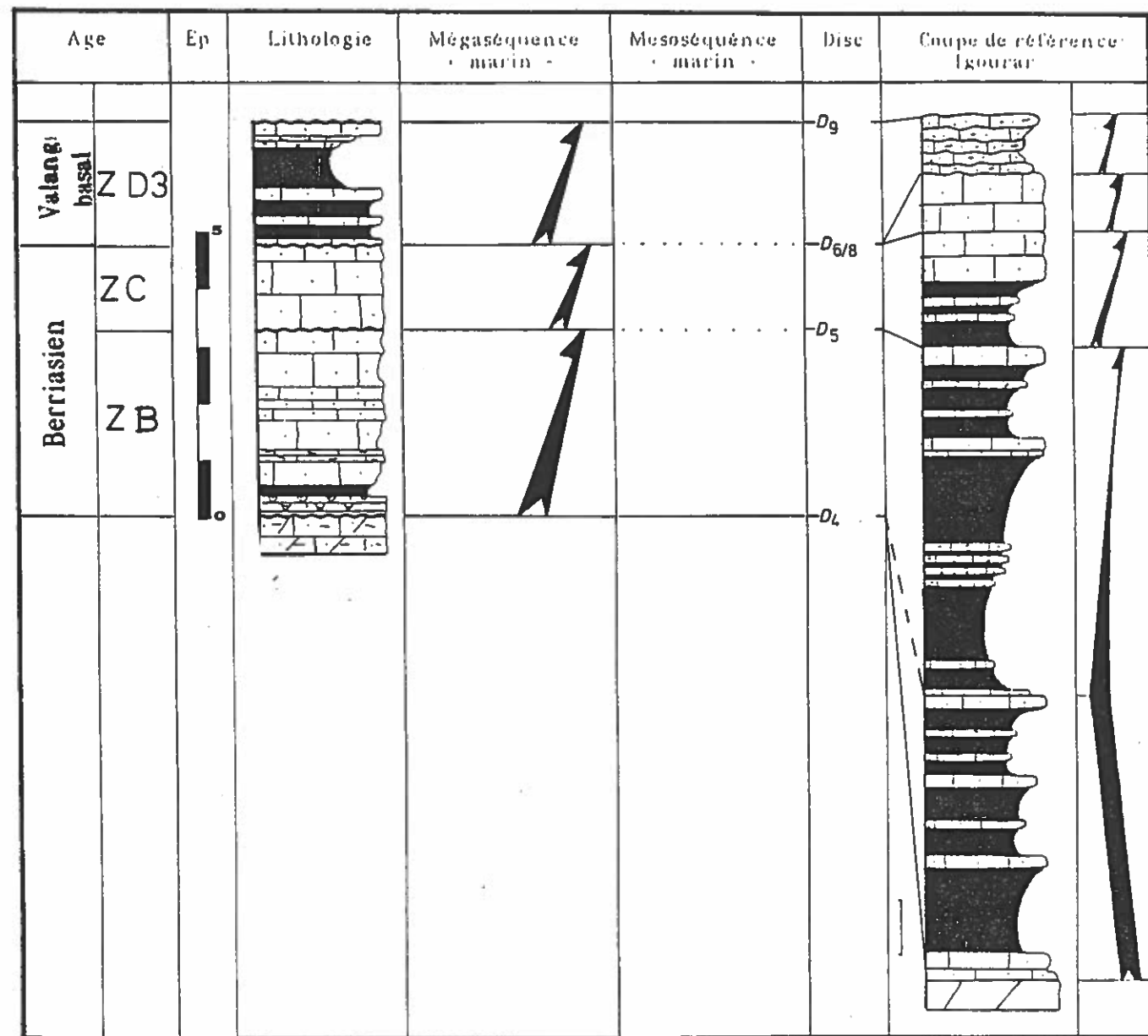


FIG. 64 - Interprétation et corrélation avec la coupe de référence.

## Niveau 2

1,40 m de calcaires gréseux, gris, très bioclastiques et riches en Brachiopodes. Ce niveau est délimité à la base par la discontinuité D5 et au sommet par la discontinuité D6/8 correspondant à une surface durcie et fortement bioturbée.

Age : Dans ce niveau nous avons pu reconnaître *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica* (formes diversifiées) et de rares *Calpionella elliptica*. Cette association est caractéristique du Berriasien moyen (Zone C de Remane, 1986).

## Niveau 3

2,10 m de calcaires gréseux roux à grosses bioturbations planes et riches en Echinides, surmontés par un banc massif de calcaires gréseux dont la partie supérieure, fortement oxydée et tapissée par des Ammonites, matérialise la discontinuité D9.

Age : Les Calpionelles reconnues dans cet ensemble (*Calpionella alpina* - forme petite et parabolique - *Lorenziella* sp., *Tintinnopsella carpathica* et de nombreux *Calpionellopsis oblonga*) nous permettent d'attribuer cet ensemble au Berriasien supérieur-Valanginien basal, Zone D3 de Remane (1987).

## c- Conclusions

Par comparaison à la coupe d'Igourar on note :

- niveau 1 moins marneux et moins épais (réduction d'épaisseur due en grande partie à la disparition de la partie inférieure d'ouverture).
- absence du niveau 3 d'Igourar.
- niveau 3 (équivalent du niveau 4 d'Igourar) ici plus épais et plus marneux

## 5- Coupe d'Id Boujama (Fig. 65)

## a- Localisation (Fig. 25)

Dans cette localité, la Formation d'Agroud Ouadar fait suite à celle de Cap Tafelney précédemment décrite.

## b- Description

Ici, la formation d'Agroud Ouadar n'est représentée que par 1 m de calcaires graveleux, gris, bioclastiques, suivis par 2,40 m de marnes blanchâtres et calcaires gréseux, roux et noduleux.

Cet ensemble s'agence en une séquence de comblement délimitée à la base par une surface oxydée correspondant à la discontinuité D4 et au sommet par une surface fortement oxydée, perforée et plaquée par de grosses Ammonites (discontinuité D5/9 ou D6/9).

Age : Dans cet ensemble nous avons reconnu une abondante faune de Calpionelles avec *Calpionella* aff. *alpina* (forme petite et parabolique), *Calpionella alpina* et *Tintinnopsella carpathica* (formes grandes). Cet assemblage indique la Zone C ou passage Zone B à Zone C de Remane (1986).

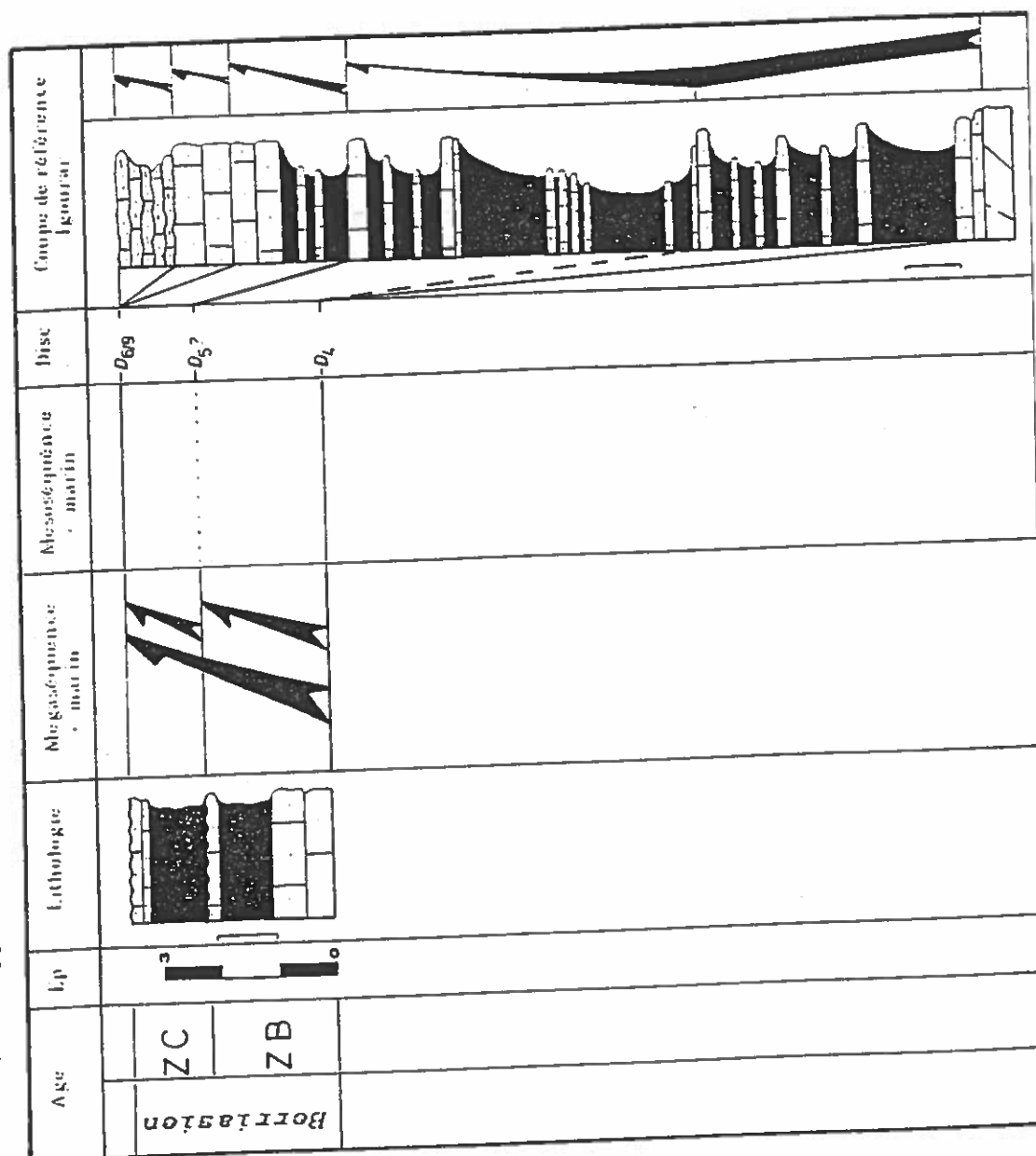


Fig. 65 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## c- Conclusions

Par comparaison à la coupe de référence (Igourar), nous remarquons, dans cette coupe que :

- les niveaux 1 et/ou 2 sont présents mais difficiles à distinguer.
- les niveaux 3, 4 et 5 correspondant respectivement aux zones D1, D2 et D3 de Remane sont absents.

## B2- Corrélations

En nous fondant sur l'âge, les limites et l'organisation séquentielle, nous proposons les corrélations entre coupes exprimées dans les figures 66 à 69 :

- La séquence majeure SIV, délimitée à la base par la discontinuité D4 et au sommet par la discontinuité D5, présente une évolution générale cyclique à Imsouane, Zalidou, Tamri et Igourar, de comblement à Id Boujama et Igouzoulen et devient de plus en plus épaisse et marneuse du Nord vers le Sud. En effet, cette séquence est essentiellement calcaire et épaisse de 2,4 m. à Id Boujama (au Nord), à dominante marneuse et épaisse de 14,7 m. à Tamri (au Sud).

D' Ouest en Est on remarque, dans cette séquence, une augmentation de l'épaisseur et des intervalles marneux d'Imsouane (2,8 m.) à Zalidou (6 m.) et une diminution de Tamri (14,7 m.) à Igourar (11,5 m.).

D' une manière plus générale, au niveau de la séquence de dépôt SIV, les sédiments de la partie inférieure, d' approfondissement, et ceux de la partie supérieure, de comblement, attestent, par leurs faciès et épaisseurs, de milieux de sédimentation de plus en plus profonds du NNE au SSW avec le dépicentre d'accumulation le plus important localisé à Tamri.

- La séquence majeure SV, comprise entre les discontinuités D5 et D6, présente une distribution paléogéographique comparable à celle de la séquence SIV avec toutefois des épaisseurs nettement moins importantes et une évolution générale en comblement (excepté à Imsouane).

Les épaisseurs de cette séquence sont relativement comparables d'un point à l'autre du bassin. Elle est épaisse de 1,3 m. à Id Boujama, 1,4 m. à Igouzoulen, 1,8 m. à Zalidou, 2 m. à Igourar et 2,1 m. à Tamri; à Imsouane la série, à évolution cyclique, est relativement plus épaisse et comporte une partie inférieure d' approfondissement épaisse de 1,4 m et une partie supérieure de comblement épaisse de 3,3 m.

- La séquence majeure SVI, comprise entre les discontinuités D6 et D7 (D7/8) et à évolution générale uniquement de comblement, n'a été reconnue qu'au niveau des coupes d'Imsouane (2,3 m.), Zalidou (2,5 m.), Igourar (1 m.) et Tamri (0,6 m.). Ailleurs elle est absente.

Par son épaisseur, sa distribution géographique et son évolution séquentielle (uniquement de comblement) elle témoigne d'une certaine homogénéisation du fond du bassin avec toutefois une légère pente en direction de Zalidou et Imsouane.

- La séquence majeure SVII, comprise, dans le bassin d'Essaouira (cf. apres), entre les discontinuités D7 et D8 est absente dans le bassin de Haha. Cette séquence correspond à une période de vacuité sédimentaire dans cette partie du domaine étudié.

- La séquence majeure SVIII, délimitée à la base par la discontinuité D8 et au sommet par la discontinuité D9 elle présente une évolution générale uniquement de comblement. Dans le bassin de Haha, cette séquence matérialise la reprise de la sédimentation, apres une période de vacuité sédimentaire (absence de la séquence SVII). Ailleurs (ex : bassin d'Essaouira), la sédimentation de la séquence SVIII fait suite à celle de la séquence SVII.

Cette séquence (SVIII) a été reconnue à Igouzoulen (2,1 m.), Imsouane (2,5 m.), Zalidou (4 m.) et plus au Sud au niveau des coupes de Tamri (1,1 m.) et d'Igourar (1 m.).

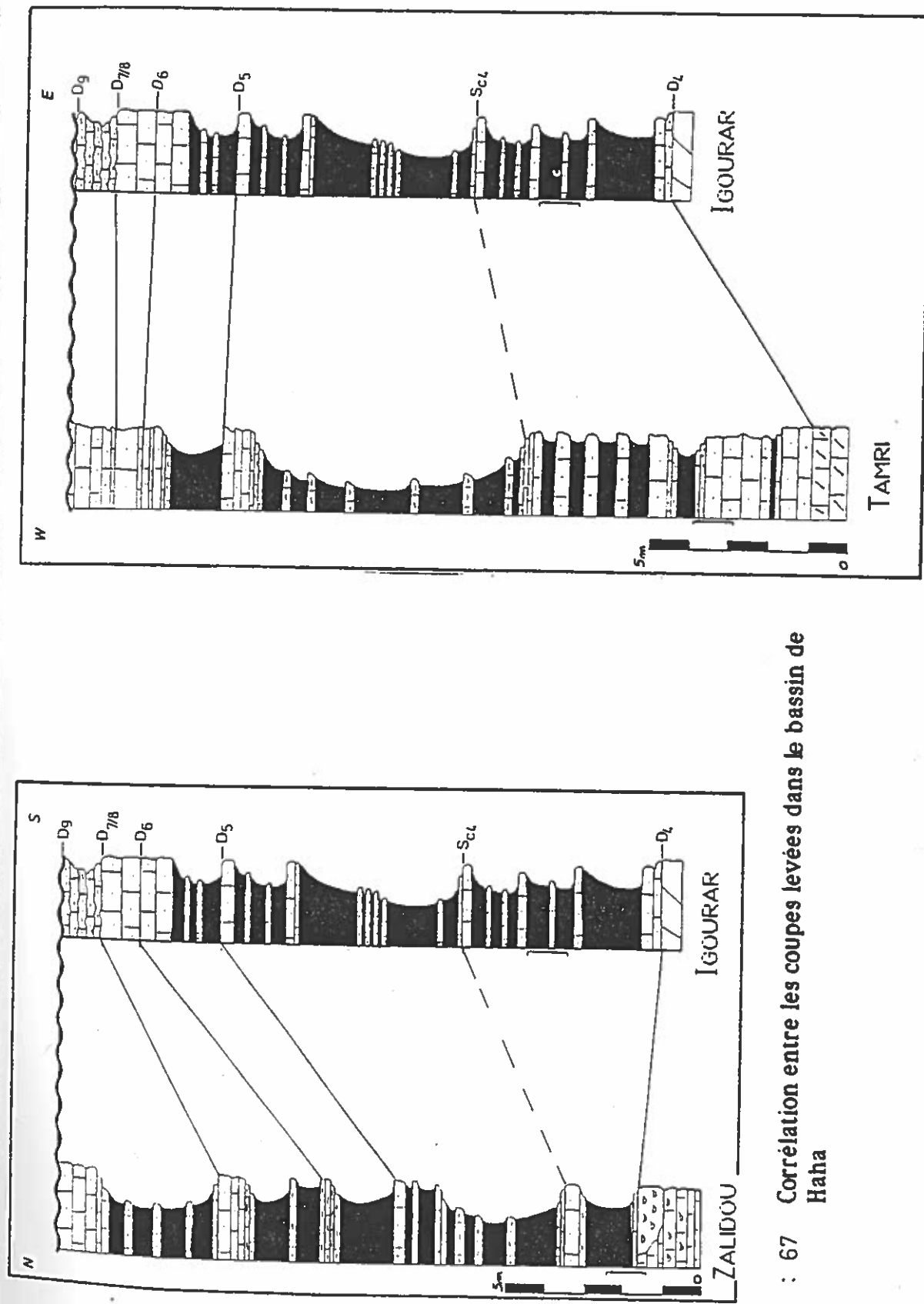
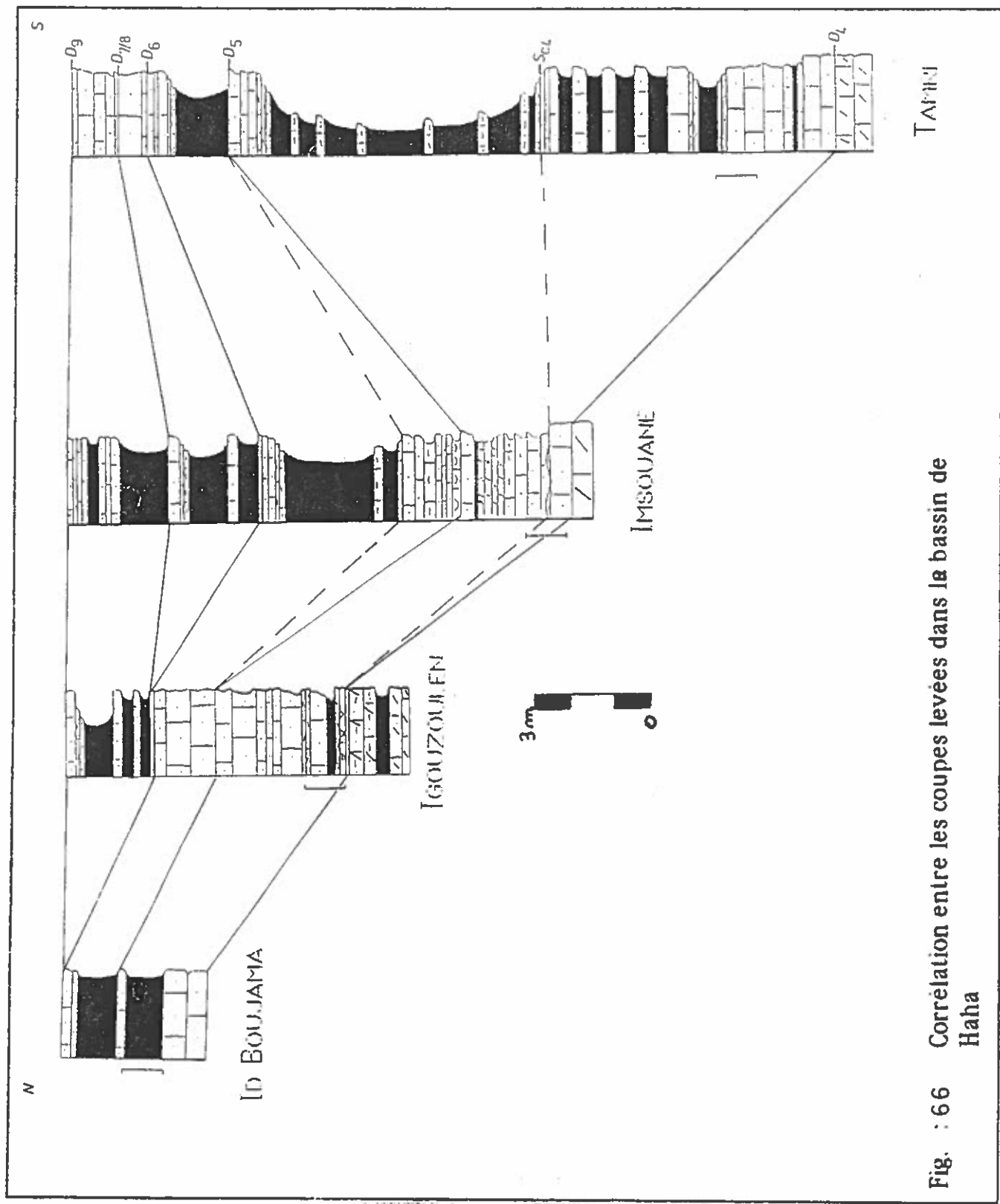


Fig. : 68 Corrélation entre les coupes levées dans le bassin de Haha

## Séquence de dépôt S V

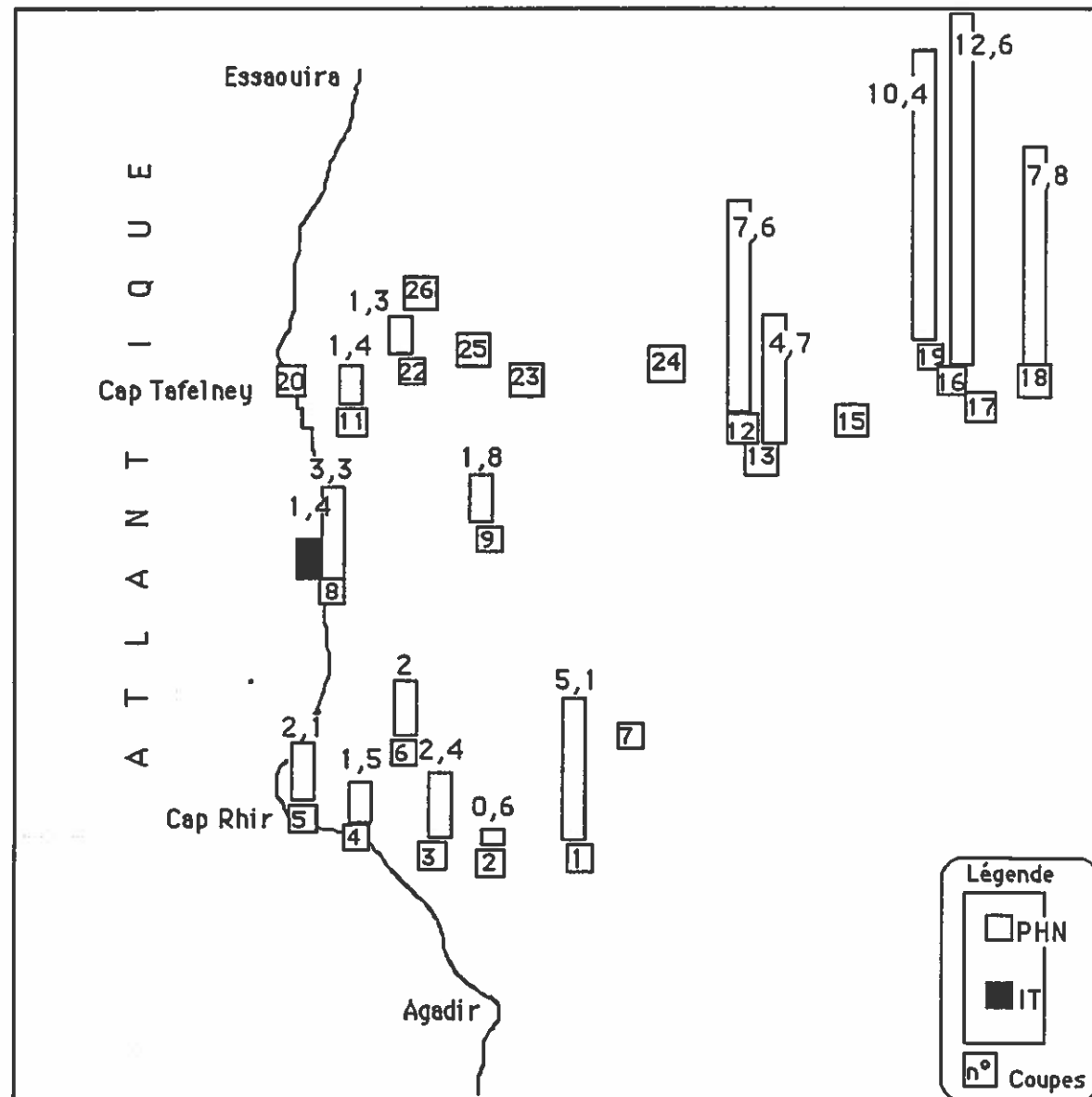


Fig. 71-Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt S V, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes :

1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taqhzout 25-Tawrirt 26-Mradma

## Séquence de dépôt SVI

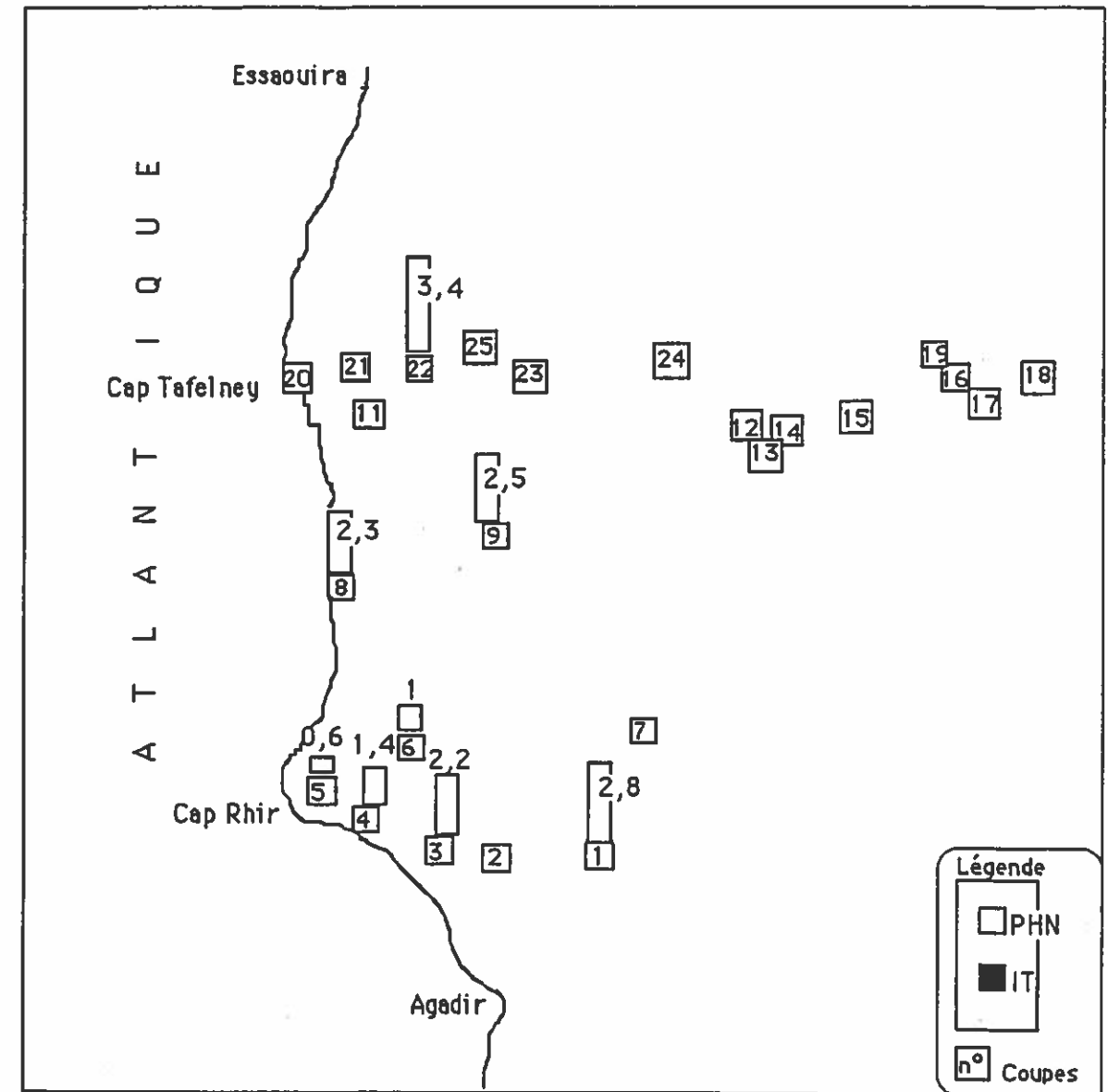


Fig. 72-Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt SVI, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes :

1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taqhzout 25-Tawrirt 26-Mradma

## Séquence de dépôt SVIII

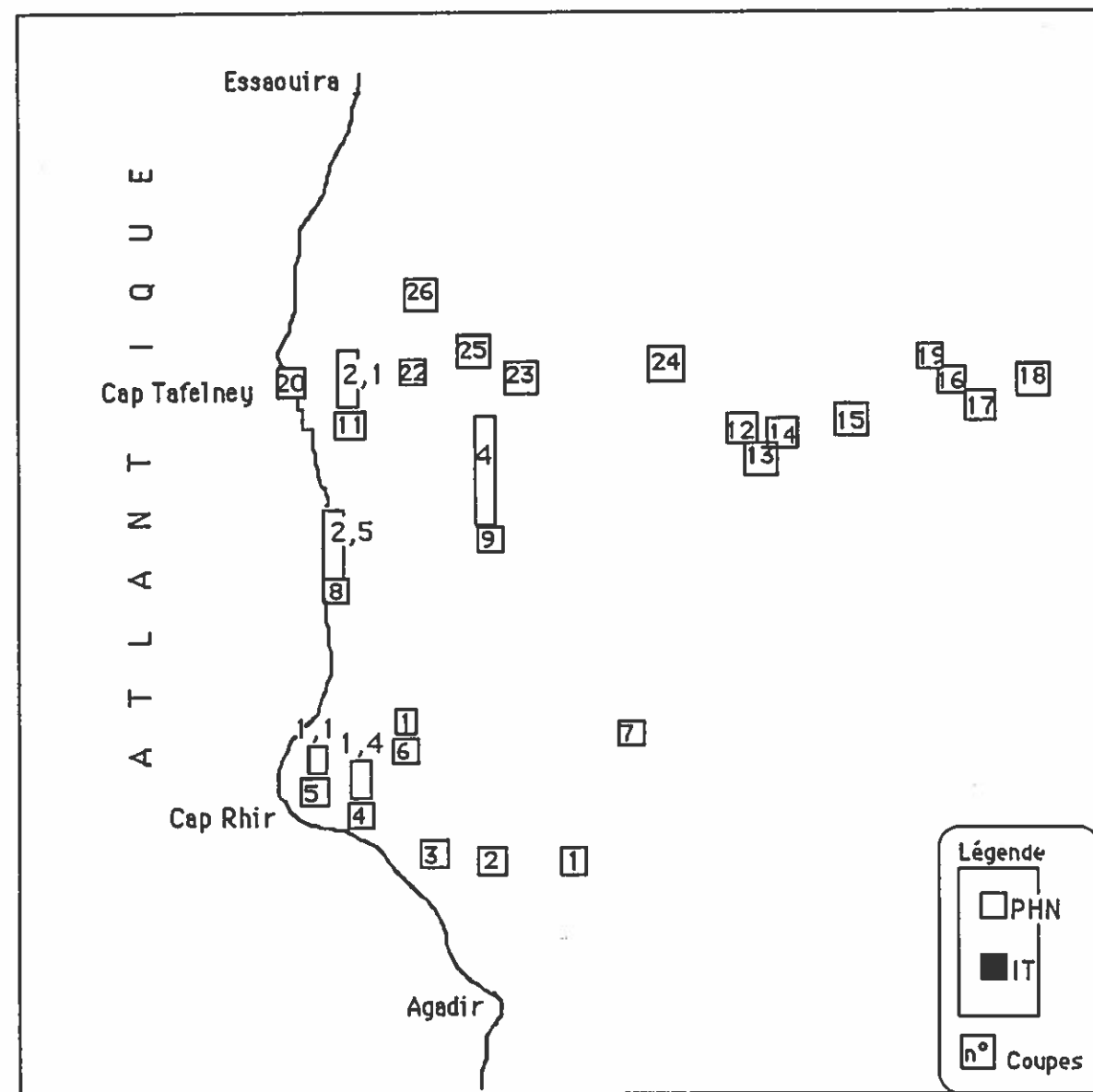


Fig. 73- Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt SVIII, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

## Coupes :

- 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
 8- Imsouane 9-Zalidou 10- Tamarar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taqhzout 25-Tawrirt 26-Mradma

## C— Bassin d'Essaouira (Fig. 14)

Dans cette région la formation d'Agroud Ouadar affleure :

- à la périphérie du diapir du Tidzi, soit en contact tectonique avec les argiles du Trias, soit en contact stratigraphique avec les dolomies ou calcaires de la partie supérieure du Jurassique.
- sur le flanc Nord de l'anticlinal de l'Amsittène et dans les régions orientales d' Aït Daoud et d' Ichemraren.

A partir d' une coupe de référence, levée à Id Ou Belaïd, sur le flanc Nord de la structure diapirique du Tidzi (Fig. 33 et 74), nous ferons une analyse comparative des principales successions rencontrées.

## C1- Description des coupes

## 1- Coupe de référence : Ida Ou Belaïd : (Fig. 74)

## a- Localisation (Fig. 33)

Cette coupe a été levée sur le flanc Nord de la structure diapirique de Tidzi, à 7 km au Nord-Est de Smimou.

## b- Description

Dans cette localité, la formation d'Agroud Ouadar, visible sur 46 m. et en contact tectonique avec le Trias, est composée de cinq niveaux :

## Niveau 1 (visible sur 6,0 m)

Marnes blanchâtres et calcaires gréseux et bioclastiques agencés en trois séquences élémentaires de comblement.

Les bancs calcaires stratocroissants, renferment une abondante faune de Brachiopodes, Huîtres et Lamellibranches. La microfaune est dominée par des Textularidés associés à de rares Calpionelles (*Calpionella alpina* et *Tintinnopsella carpathica*).

Cet ensemble (visible sur 6 m) est compris entre un accident à la base et une surface oxydée et colonisée par des Huîtres, au sommet (ST).

Age : Berriasien inférieur, Zone B de Remane, 1986.

## Niveau 2 (13, 60 m) avec :

- 2,40 m de marnes vertes et calcaires gréseux, ocre, à quartz détritique et Glauconie et riches en Oursins, Huîtres, Trigonies, Ostroïdés, Alectryonies et d'abondants Nautilus, (dans la partie supérieure des bancs calcaires). Ces bancs renferment en outre des Bryozoaires, Textularidés, Lenticulines et Calpionelles.

- 5,20 m de marnes vertes, très fossilifères (Oursins, Lamellibranches et Gastéropodes), intercalées de bancs centimétriques de calcaires gréseux et marneux. Cet ensemble se termine par un banc de calcaires gréseux ocre, fortement oxydés et formant une véritable lumachelle à Alectryonies (surface Sc4).

- 6 m de marnes vertes, puis calcaires gréseux et marneux en bancs noduleux et calcaires gréseux, ocre en bancs massifs à rides internes et surface supérieure onduleuse.

Les bancs calcaires renferment une abondante faune de Terebratules, Rhynchonelles, Trigonies, Ostroïdés, Serpules et d'abondantes Calpionelles à la base. Les intercalations marneuses sont strato—décroissantes vers le haut.

Ce niveau 2 s'agence en une séquence majeure cyclique, délimitée à la base par la discontinuité ST et au sommet par une surface durcie, perforée et encroûtée par des Huîtres (Discontinuité D5 ).

La surface Sc4 sépare la partie inférieure transgressive de la partie supérieure à tendance régressive.

La faune reconnue au sein de cette séquence est essentiellement composée de :

- Calpionelles : Calpionella alpina (forme typique) et Tintinnopsella carpathica (forme moyenne à grande et peu diversifiée) associées à des Textularidés et Lenticulines.

- Brachiopodes : Lamellaerhynchia rostriformis, Kutchithyris brivesi, Sellithyris carteroniana, Loriolithyris valdensis, Moutonithyris cf. moutoniana et Terebratulina sp.

- Echinides : Toxaster granosus, T. granosus var. holasteroïdes, T. africanus, T. subcavatus, Caenbolectypus sp., Dysaster subelongatus et Collyropsis savini.

Age : Berriasien inférieur, Zone B de Remane, 1986.

Niveau 3 (21,60 m)

21,60 m. de marnes jaunâtres noduleuses et gréseuses et calcaires graveleux et gréseux, agencés en séquences élémentaires de comblement.

La partie inférieure épaisse de 4,80 m, à dominante marneuse et à bancs calcaires stratodécroissants, renferme une riche faune d'Oursins.

Dans la partie supérieure, épaisse de 16,20 m, nettement plus calcaire et à bancs stratocroissants, alternent des marnes noduleuses très riches en Alectryonies (véritables lumachelles), des calcaires graveleux et gréseux à Polypiers, Huîtres, Oursins, Brachiopodes, Lamellibranches (dans un parfait état de conservation) et des calcaires graveleux et gréseux granocroissants, à faune dense à la base des bancs et rarifiée au sommet.

Il s'agit d'une séquence majeure cyclique délimitée à la base par la discontinuité D5 et tronquée au sommet par une remarquable surface érosive matérialisant la discontinuité D6. Au point d'inversion de la biséquence, à 4,80 m de la base, un niveau de calcaires gréseux ocres très riches en Oursins matérialise la surface Sc5.

La faune dans ce niveau 3 est représentée par :

- Calpionelles : Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica (de grande taille et très diversifiées) et Calpionella elliptica? (douteuse), associés à une abondante microfaune de Textularidés, Lituolidés, Codosina fusca, Bryozoaires, Polypiers, Tubiphytes, Annélides et Ophiures.

- Brachiopodes : Lamellaerhynchia rostriformis, Kutchithyris brivesi, Sellithyris carteroniana, Loriolithyris valdensis, Moutonithyris cf. moutoniana et Terebratulina sp.

- Echinides : Toxaster granosus, Toxaster granosus var. holasteroïdes, T. africanus, Caenbolectypus sp., Dysaster subelongatus, Collyropsis savini et Collyropsis jaccardi.

- Gastéropodes : de nombreuses Nérinées.

- Lamellibranches : Alectryonies, Huîtres, Trigonies et Ostréidés.

Age : Berriasien moyen, Zone C de Remane, 1986.

Niveau 4

4,40 m de marnes calcareuses et noduleuses très riches en Ostréidés (entiers) puis calcaires graveleux roux et bioclastiques, fortement stylolitisés.

Ces bancs renferment une abondante microfaune avec des Calpionelles (Calpionella aff. alpina, Tintinnopsella carpathica et Calpionellopsis simplex), des Lenticulines, des Lituolidés, des Bryozoaires et des radioles.

### Formation d'Agroud Ouadar

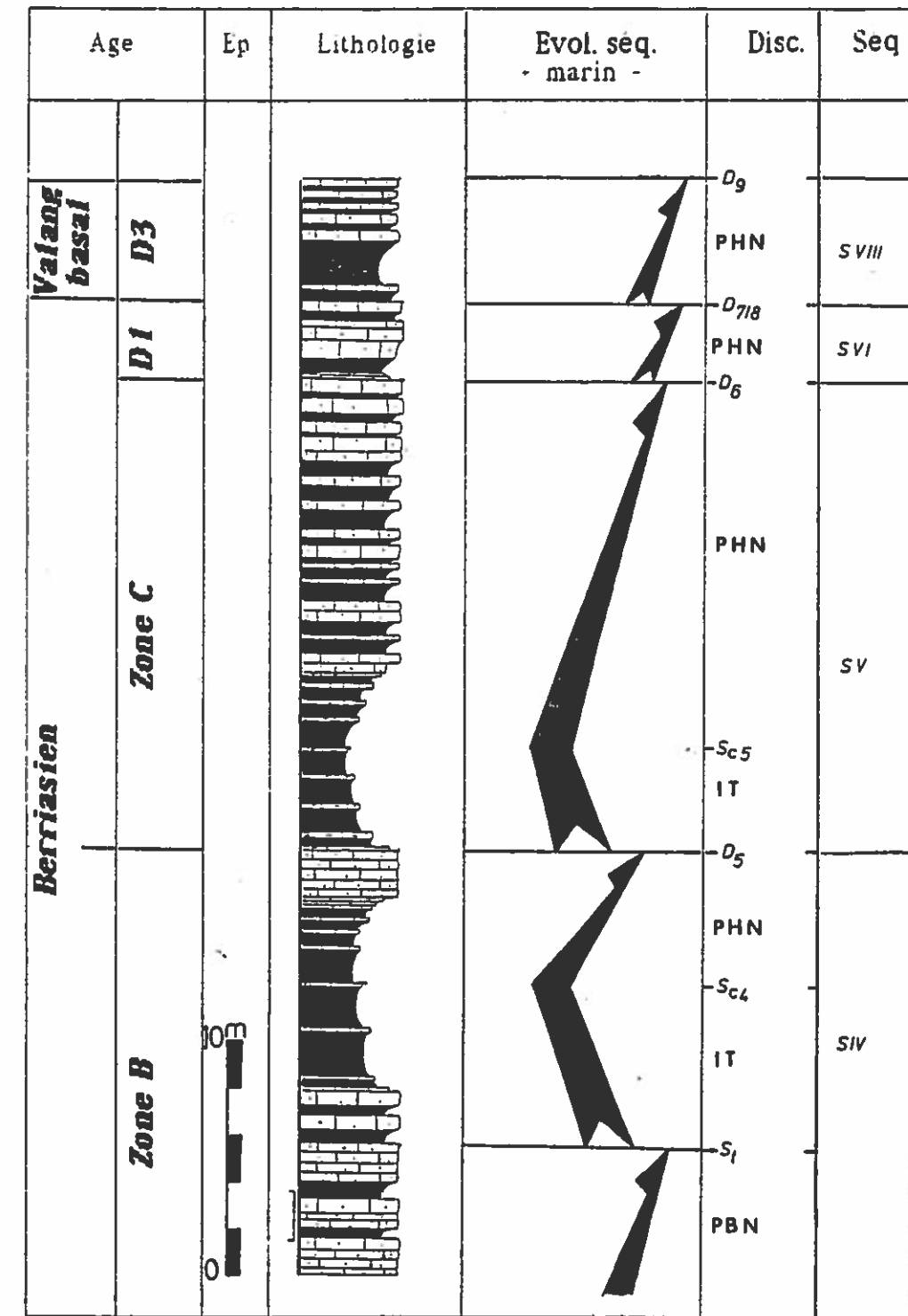


Fig. 74 : Coupe d'Id Ou Belaid: Evolution séquentielle de la Formation d'Agroud Ouadar

Il s'agit d'une séquence majeure de comblement délimitée à la base par la discontinuité D6 et au sommet par une surface irrégulière, oxydée et encroûtée par des Huîtres matérialisant la discontinuité D7/8.

Age : Berriasien supérieur, Zone D1 de Remane, 1986.

#### Niveau 5

4,80 m de marnes calcareuses et noduleuses représentant une véritable lumachelle à Ostréidés, puis calcaires graveleux, roux, bioclastiques et fortement stylolisés.

La faune, dans les bancs calcaires, est essentiellement composée de Textularidés, Lituolidés, Lenticulines, Bryozoaires, Spirillina sp., Calpionella aff. alpina, Tintinnopsella carpathica et de rares Calpionellopsis oblonga.

Ce niveau s'organise en une séquence majeure de comblement délimitée à la base par la discontinuité D7/8 et au sommet par une surface durcie, tapissée par des Ammonites, correspondant à la discontinuité D9.

Age : Les Calpionelles dans cet ensemble relèvent de la Zone D supérieure de Remane. Nous n'avons pas d'argument pour distinguer les zones D2 et D3 mais le nombre très réduit de Calpionellopsis oblonga et la rareté des Calpionelles laissent penser - en général - plutôt à la Zone D3 supérieure de Remane, 1986 (Valanginien basal).

#### c- Conclusions

Dans cette coupe la Formation d'Agroud Ouadar est composée de cinq niveaux. Au-delà du premier niveau dont l'organisation séquentielle n'est pas évidente, les quatre autres niveaux correspondent à quatre séquences sédimentaires majeures, les deux premières cycliques et les deux dernières de comblement.

Parfaitement comparables, par leur contenu paléontologique à ceux de la coupe type de Sidi Bouseckri, ils en diffèrent toutefois par l'organisation séquentielle et les épaisseurs :

- le niveau 1 est absent à Sidi Bouseckri,
- le niveau 2 (séquence majeure SIV) est toujours cyclique mais moins épais (13,60 m contre 15,20 m).
- le niveau 3 (Séquence majeure SV), organisé ici en une séquence cyclique, alors qu'il était composé d'une séquence de comblement à Sidi Bouseckri, est nettement plus épais (21,60 m. contre 1,50 m.).
- les niveaux 4 et 5 correspondant respectivement aux séquences majeures SVI et SVIII sont plus épais, lumachelliques et plus riches en marnes en base de séquence.

## 2- Autres coupes

### 2.1- Région du Tidzi

#### 1- Coupe d'Azeroug (Fig. 87)

##### a- Localisation (Fig. 33)

Cette coupe a été levée à l'Est du village d'Ida Ou Krech, à environ 400m à l'Est de la coupe D'Ida Ou Belaïd.

##### b- Description

Dans cette localité la formation d'Agroud Ouadar repose sur les dolomies de la formation de Timsillinc.

Il s'agit là de calcaires marneux jaunes, d'aspect bréchiq ue à Echinides, Brachiopodes, Madréporaires solitaires, Polypiers et Bryozoaires formant une bioconstruction carbonatée très localisée.

Ce type de faciès a été observé exclusivement sur cette bordure du diapir. Il ressemble, notamment par sa faune d'Echinides (Acropeltis atlantica REY, Salenia depressa DESOR, Codiopsis lorini COTTEAU, Cidaris pretiosa DESOR et C. aff. lardyi DESOR) à celui de la formation des Calcaires inférieurs décrits par Witam, 1988 et Rey et al. 1990, dans la région de Safi et attribués au Valanginien basal.

Cet ensemble, épais de 6 m., un peu plus marneux à la partie inférieure et plus calcaire à la partie supérieure, est compris entre une surface durcie et oxydée à la base et une remarquable surface ondulée, oxydée, perforée et colonisée par des Huîtres au sommet.

En se référant à la faune d'Echinides, on peut penser qu'il matérialise dans son ensemble le niveau 6 de la coupe d'Ida Ou Belaïd, d'âge Valanginien basal. Les deux discontinuités, qui l'encadrent, correspondraient donc aux discontinuités D8 et D9.

Les autres niveaux, reconnus à Ida Ou Belaïd sont absents.

#### 2- Coupe de Mradma (Fig. 75)

##### a -Localisation (Fig. 33)

Cette coupe fait suite à celle de Cap Tafelney, précédemment décrite dans cette même localité.

##### b- Description

Aux calcaires bioclastiques à Dasycladales et Lituolidés de la formation de Cap Tafelney, succède la Formation d'Agroud Ouadar caractérisée par la succession lithostratigraphique suivante :

#### Niveau 1

(Theorique) *doit coïncider avec la zone B de Remane*  
Sur 30,80 m, des marnes blanchâtres à la base puis vertes au sommet, épaisses de 0,50 à 1 m, alternent avec des dolomies grises, gréseuses et bioclastiques en bancs de 20 à 60 cm.

Cet ensemble correspond à une séquence majeure de comblement à partie inférieure plus marneuse et riche en Brachiopodes, Lamellibranches et Oursins, et à partie supérieure essentiellement dolomitique, à bancs durs strato-croissants et à faune très raréfiée. Ce niveau est délimité à la base par la discontinuité régionale D4, et au sommet par une surface durcie et légèrement oxydée (St). ?D5?

#### Niveau 2

9,6 m de marnes vertes en lits métriques à plurimétriques, riches en Brachiopodes, Echinides et Lamellibranches et bancs centimétriques de calcaires roux gréseux et bioclastiques, agencés en séquences élémentaires de comblement.

Les bancs calcaires renferment une abondante microfaune avec des Lenticulines, Textularidés, Ammobaculites cf. coprolithiformis, Bryozoaires et Calpionelles (Calpionella alpina, C. aff. alpina et Tintinnopsella carpathica).

Ce niveau 2 s'organise en une séquence majeure cyclique délimitée à la base par la surface durcie ST et au sommet par la discontinuité D5 qui forme une surface durcie, oxydée et colonisée par des Huîtres.

A 6 m de la base, un banc de calcaires roux à concentration de faune et très riche en glauconie (Sc 4), sépare la partie inférieure transgressive de la partie supérieure en comblement.

## Formation d'Arroud Qadaf

Coupe de MRADMA

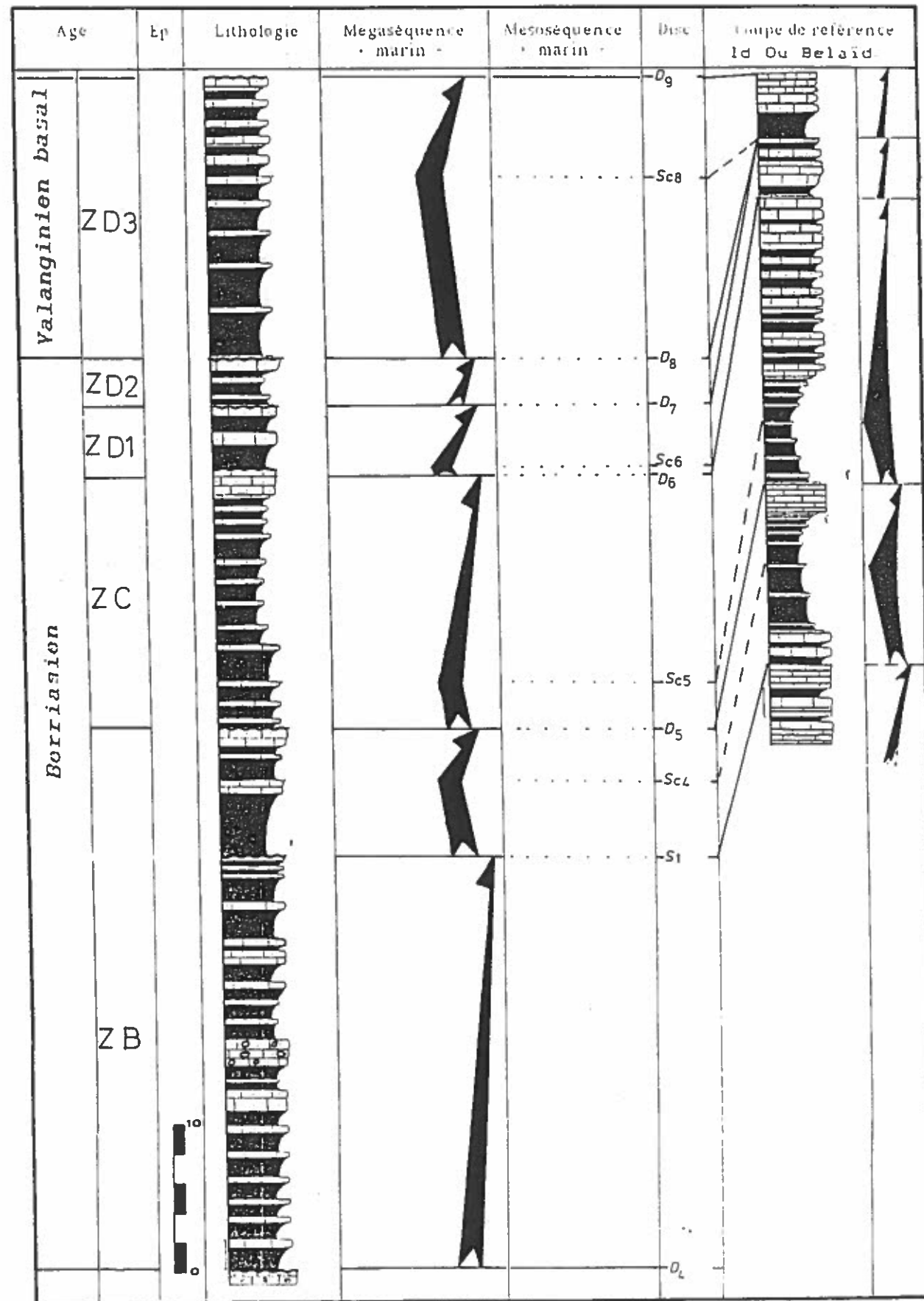


Fig. 75 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence.

Age : Nous attribuons cet ensemble au Berriasien inférieur, Zone B de Remane, 1986.

## Niveau 3

19,20 m de marnes vertes riches en faune et calcaires gréseux jaunes bioclastiques à Lenticulines, Textularidés, *Codosina fusca*, *Cladocoropsis* sp., *Ammobaculites* cf. *coprolithiformis*, Annélides, Radioles et Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *C. elliptica* et d'abondantes *Tintinnopsella carpathica*).

Cet ensemble s'agence en une séquence majeure cyclique, située entre deux discontinuités : la discontinuité D5 à la base, et la discontinuité D6 au sommet (surfaces durcies et ferruginisées). La partie inférieure, à tendance transgressive, est séparée de la partie supérieure, régressive, par un niveau riche en faune (Sc5), localisé à 3,5 m de la base.

Age : Par son association de Calpionelles nous attribuons cet ensemble au Berriasien moyen, Zone C de Remane, 1986.

## Niveau 4

5,20 m de calcaires gréseux roux en bancs centimétriques à métriques, très riches en Textularidés, Lenticulines, *Codosina fusca*, *Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis simplex*, Bryozoaires, Tubiphytes, Annélides et Radioles, alternés, en séquences élémentaires de comblement, avec des marnes vertes riches en Brachiopodes, Echinides et Lamellibranches.

Cet ensemble s'organise en une séquence majeure cyclique, comprise entre les discontinuités D6 et D7, à partie inférieure, transgressive, matérialisée par 40 cm. de calcaires jaunes ocres très oxydés, séparée de la partie supérieure, à tendance régressive, par une surface fortement oxydée (Sc6).

Age : La faune de Calpionelles reconnue dans ce niveau relève de la Zone D1 de Remane 1986 (Berriasien supérieur basal).

## Niveau 5

3,60 m de marnes vertes en lits centimétriques à métriques riches en faune et calcaires gréseux roux, bioclastiques à Textularidés, Lenticulines et Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica* et *Tintinnopsella longa*), agencés en séquences élémentaires de comblement.

Ce niveau correspond à une séquence majeure à tendance régressive, délimitée à la base par la discontinuité D7 et au sommet par une surface durcie correspondant à la discontinuité D8.

Age : Par comparaison avec la coupe d' Akui Griz (qui sera ultérieurement décrite) nous attribuons ce niveau au Berriasien supérieur, Zone D2 de Remane, 1986.

## Niveau 6

21,20 m de marnes vertes plurimétriques à la partie inférieure et métrique plus haut, riche en faune, et calcaires gréseux—jaunes, bioclastiques, en bancs épais de 20 à 50 cm. Ces bancs renferment une abondante microfaune : Textularidés, Lenticulines, *Codosina* sp., *Spirillina* sp., Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *Lorenziella* sp., *Tintinnopsella carpathica* et *T. longa*), Radioles et Annélides.

Cet ensemble s'organise en une séquence majeure cyclique, comprise entre la discontinuité D8 et une surface durcie, oxydée, colonisée

par des Huîtres et couverte par un plaquage de nombreux ammonites (discontinuité D9).

A 11,60 m de la base, une surface oxydée et à accumulations de faune (Sc8), sépare la partie inférieure, à bancs calcaires espacés et à évolution générale d'approfondissement, de la partie supérieure, à bancs calcaires stratocroissants et évolution en comblement.

Age : Par son contenu paléontologique (Calpionelles), nous attribuons cet ensemble au Valanginien basal, partie supérieure de la Zone D3 de Remane 1986.

### c-Conclusions

Cette coupe se caractérise par une très grande épaisseur de la Formation d'Agroud Ouadar (89,60 m). Ceci est dû :

- au développement à la base d'un puissant niveau marno-dolomitique, organisé en séquences élémentaires de comblement (niveau 1, analogue au niveau 1 d'Ida Ou Belaïd),

- à l'apparition d'un niveau supplémentaire (niveau 5) relevant de la Zone D2 à Calpionelles, et formant une séquence majeure de comblement,

- à l'organisation en séquences cycliques du niveau 6, avec un terme inférieur à bathymétrie croissante particulièrement développée.

En revanche, les niveaux 2, 3 et 4 montrent la même organisation séquentielle et des épaisseurs comparables à ceux décrits dans la coupe d'Ida Ou Belaïd (niveaux 2, 3 et 4).

### 3 - Coupe d'Akoui Griz (Fig. 76)

#### a - Localisation (Fig. 33).

Cette coupe a été levée sur le flanc Ouest de la structure diapirique de Tidzi, environ 4 km au Nord-Est de Smimou.

#### b- Description

Sur un ensemble de marnes blanchâtres et dolomies à stromatolithes, coiffé par un banc de dolomies jaunes massives, attribué à la formation de Timsilline, repose la formation d'Agroud Ouadar composée des termes lithostratigraphiques suivants:

#### Niveau 1

9,50 m de marnes vertes (centimétriques à métriques) à Brachiopodes, Echinides, Lamellibranches et calcaires gréseux jaunes, bioclastiques et formant à la partie supérieure de ce niveau de véritables lumachelles à Huîtres et Brachiopodes.

Les bancs calcaires renferment une abondante faune de Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, forme petite et à épaulement réduit et d'abondantes *Tintinnopsella carpathica* de grandes dimensions); Textularidés, Lenticulines, *Spirillina* sp. *Codosina fusca* et Radioles.

Cet ensemble s'agence en une séquence majeure cyclique, délimitée à la base par une surface durcie et oxydée (discontinuité D5) et au sommet par la discontinuité D6, correspondant à une surface oxydée et encroûtée par des Huîtres.

A 5 m de la base un niveau de calcaires roux, riche en faune (Sc5), sépare la partie inférieure à dominante marneuse et à tendance transgressive de la partie supérieure, régressive et à bancs calcaires stratocroissants.

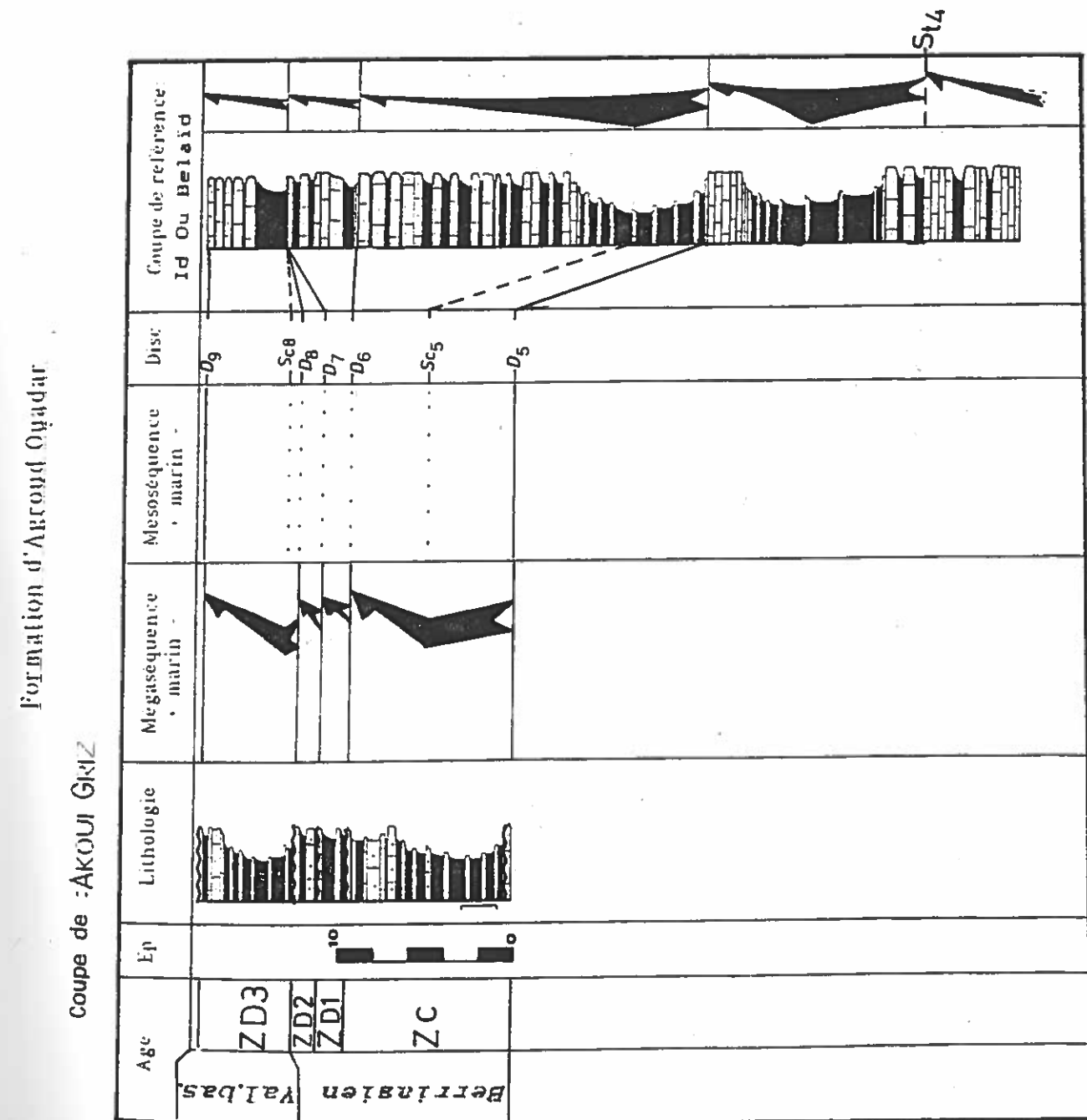


Fig. 76 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Age : Nous attribuons cet ensemble à la Zone C de Remane 1986 (Berriasien moyen).

#### Niveau 2

1,80 m de marnes vertes noduleuses riches en faunes (Brachiopodes, Echinides, Huîtres et Lamellibranches) et calcaires gréseux et marneux, jaunes, d'aspect noduleux à Brachiopodes, Huîtres, Textularidés, Lenticulines, Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica* et *Calpionellopsis simplex*). Cet ensemble s'organise en une séquence majeure de comblement, comprise entre la discontinuité D6 et une surface durcie et colonisée par des Huîtres (discontinuité D7).

Age : Par son contenu paléontologique (Calpionelles), cet ensemble appartient à la Zone D1 de Remane, 1986 (Berriasien supérieur).

#### Niveau 3

1,30 m de marnes vertes à Huîtres et Brachiopodes intercalées de calcaires gréseux jaunes, bioclastiques à Brachiopodes, Lamellibranches, Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *Tintinnopsella carpathica* et *Calpionellopsis oblonga*), Textularidés, Lenticulines, *Codosina fusca* et radioles.

Il s'agit d'une séquence majeure de comblement, délimitée à la base par la discontinuité D7 et au sommet par une surface oxydée portant des coquilles d'Huîtres (discontinuité D8).

Age : La présence incontestable de *Calpionellopsis oblonga*, associé à d'abondantes *Calpionella* aff. *alpina* et de rares *Tintinnopsella carpathica*, nous permet d'attribuer cet ensemble à la Zone D2 de Remane (1987) (Berriasien supérieur). D'après J. Remane (com. orale) cette association présente des proportions anormales (*T. carpathica* rares) par rapport aux proportions connues dans la Zone D2 au niveau de la coupe type de Berrias. Ce type d'anomalie a été observé par J. Remane (com. orale) dans des niveaux de même âge au Mexique.

#### Niveau 4

5,50 m de marnes vertes (centimétriques à métriques) riches en faunes et calcaires gréseux, jaunes—ocres, en bancs épais de 20 à 50 cm, bioclastiques à la base de ce niveau et lumachelliques au sommet. Ces bancs renferment une abondante microfaune : Textularidés, Lenticulines, *Spirillina* sp. et Calpionelles (*Calpionella* aff. *alpina*, *Calpionellopsis oblonga*, *Lorenziella hungarica* et une forme, à col mal visible, qui pourrait être soit une *Remaniella* ou un *Calpionellites*).

Cet ensemble s'agence en une séquence majeure cyclique, délimitée à la base par la discontinuité D8 et au sommet par une remarquable surface durcie, oxydée et colonisée par des Huîtres et recouverte d'Ammonites, correspondant à la discontinuité D9. Une surface riche en faune (Sc8), localisée à 0,50 m de la base, sépare la partie inférieure à tendance transgressive de la partie supérieure en comblement.

Age : Les Calpionelles reconnues dans ce niveau caractérisent la Zone D3 de Remane 1986 (Valanginien basal).

#### c- Conclusions

Nous retiendrons de la description de cette coupe, les faits suivants :  
- une faible épaisseur de la formation d'Agroud Ouadar comparée au séries rencontrées à Ida Ou Belaïd et, surtout, à Mradma.

- la disparition des niveaux représentatifs de la Zone B à Calpionelles (Niveaux 1 et 2 d'Ida Ou Belaïd et Mradma, correspondant à la séquence majeure SIV)

- identification certaine (dans le niveau 3, correspondant à la séquence majeure SVII), de la Zone D2 à *Calpionellopsis oblonga*.

- les ensembles sédimentaires qui matérialisent les zones C et D1 (séquences majeures SV et SVI) montrent la même évolution verticale des milieux de dépôt avec toutefois une réduction importante d'épaisseur, par rapport à Ida Ou Belaïd et Mradma.

- le niveau 4 (Zone D3 de calpionelles) est ici cyclique et plus marneux.

#### 4- Coupe de Sidi Ahmed Lous (Fig. 77)

##### a- Localisation (Fig. 33)

Cette coupe a été levée, sur le flanc Sud-Ouest de la structure diapirique de Tidzi, à 1 km au Sud-Ouest de celle d'Akouï Griz, précédemment décrite.

##### b- Description

Dans cette coupe la formation d'Agroud Ouadar repose sur un ensemble de marnes blanchâtres et dolomies à Stromatolithes attribué à la formation de Timsilline. Elle est composée de trois niveaux avec :

- le premier, épais de 4 m. et à évolution générale de comblement, matérialise dans son ensemble la partie supérieure du niveau 2 décrit à Ida Ou Belaïd et attribué au Berriasien inférieur (Séquence majeure SIV).

- le deuxième, épais de 4,80 m et à évolution générale cyclique, est équivalent du niveau 3 de Ida Ou Belaïd (Séquence majeure SV). Sa partie supérieure, en comblement, est nettement moins épaisse et moins marneuse qu'à Ida Ou Belaïd. L'âge Berriasien moyen est attesté par l'association des Calpionelles (Zone C de Remane, 1986).

- le troisième, épais de 6,60 m, synchrone du niveau 5 à Ida Ou Belaïd, est ici cyclique (séquence SVIII) et d'âge Valanginien basal (Zone D3 de Remane, 1986).

- le niveau 1 (base de la séquence SIV) décrit à Ida Ou Belaïd, ainsi que les séquences SVI et SVII qui correspondent respectivement aux zones B (en partie), D1 et D2, sont absents.

#### 5 - Coupe de Sidi Bourja (Fig. 78)

##### a- Localisation (Fig. 33)

Cette coupe a été levée sur le flanc Nord de la structure diapirique de Tidzi, à 1 km au Sud-Ouest de celle d'Id Ou Belaïd.

##### b- Description

Dans cette localité la Formation d'Agroud Ouadar, épaisse d'environ 33 m, présente les mêmes caractères paléontologiques observés dans les coupes précédemment décrites et une organisation séquentielle comparable. Elle repose directement (par contact tectonique) sur les siltites rouges du Trias, et se compose de six niveaux lithostratigraphiques :

##### Niveau 1

Visible sur 1,40 m, ce niveau matérialise la partie supérieure du niveau 1 décrit à Mradma (partiellement visible à Ida Ou Belaïd). Il est d'âge Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986).

Formation d'Arroud Ouadar

Coupe de : SIDI AHMED LOUS

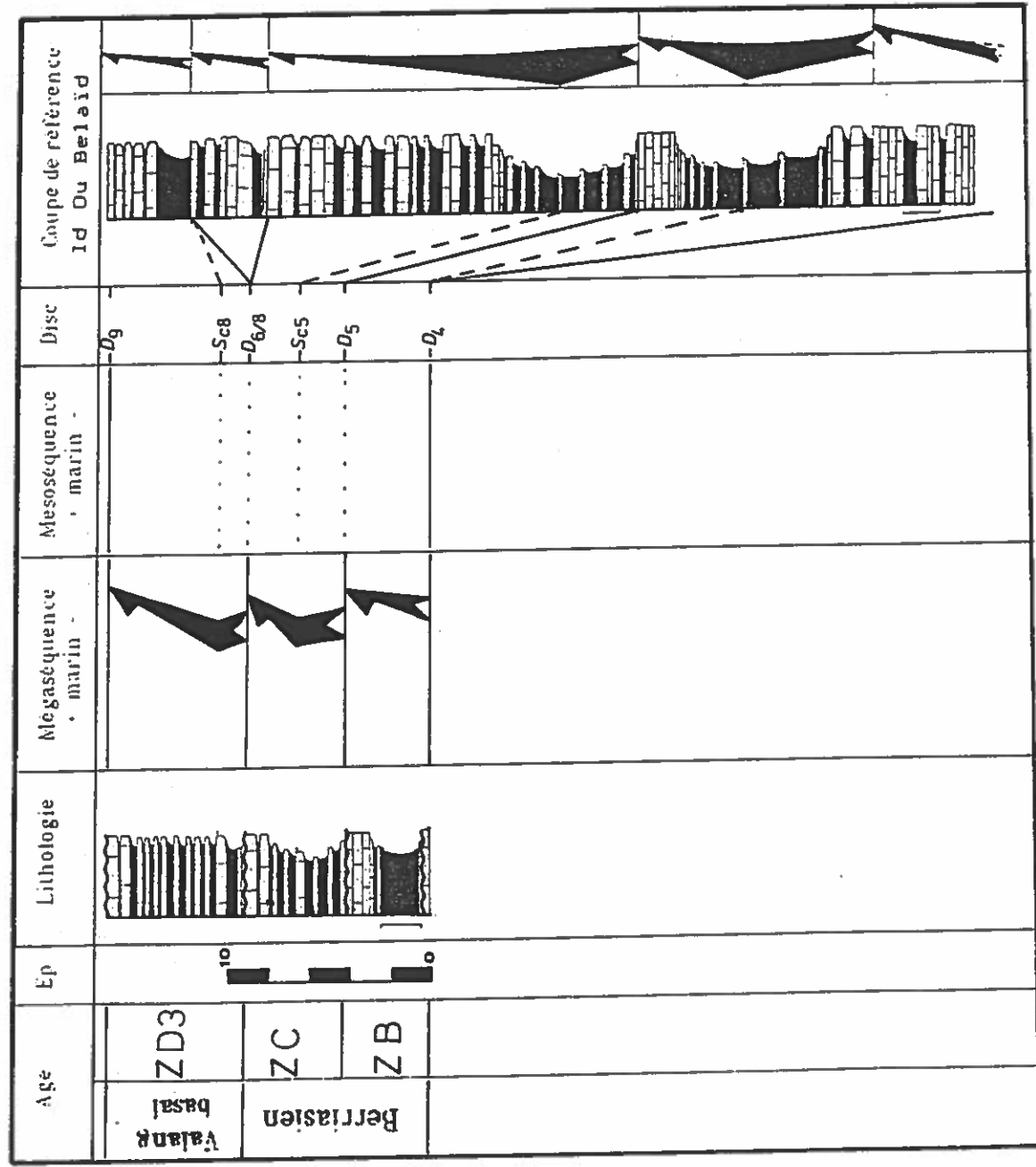


Fig. 77 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation d'Arroud Ouadar

Coupe de : SIDI BOURJA

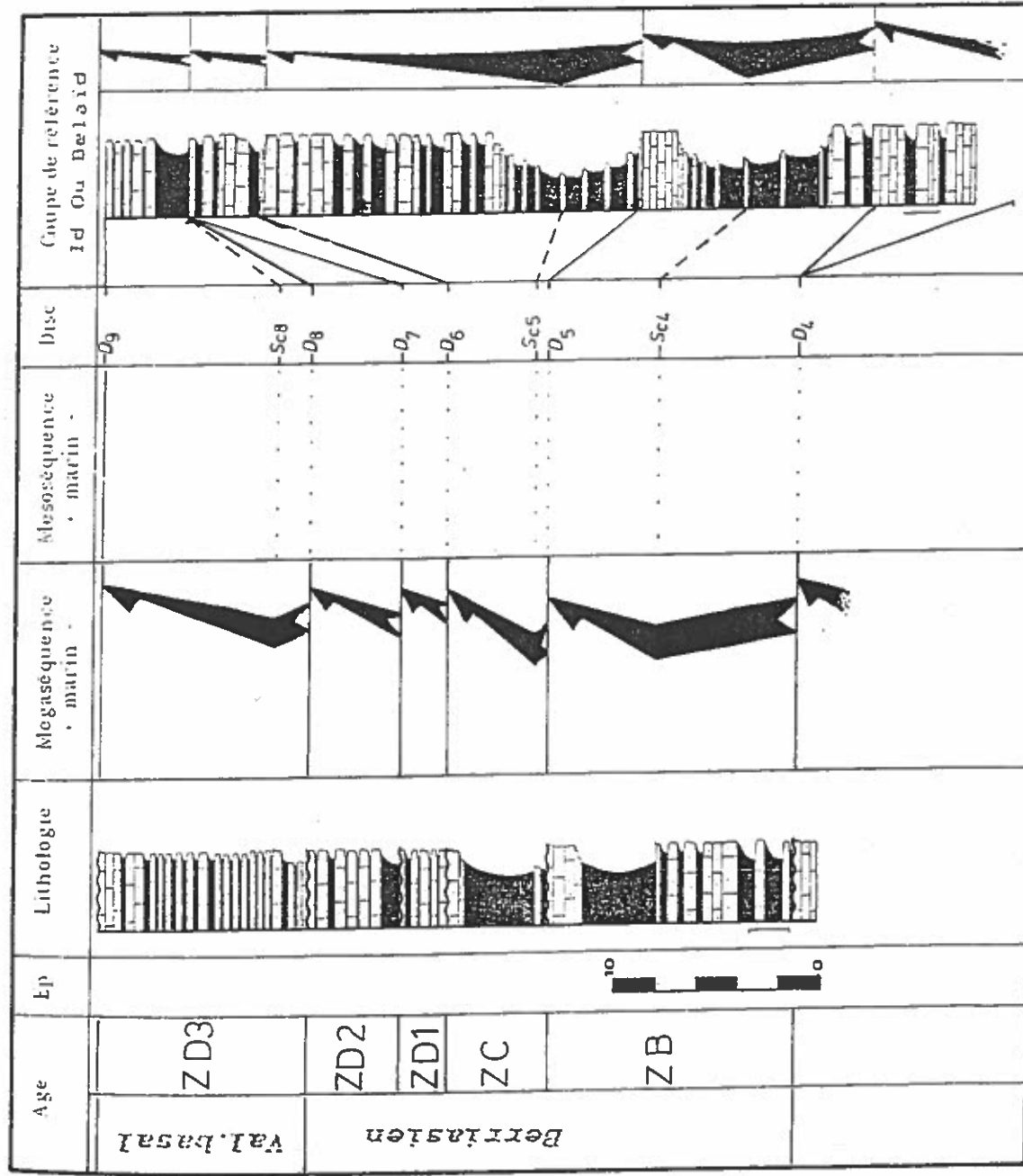


Fig. 78 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

**Niveau 2**

Épais de 12 m et comparable au niveau 2 décrit à Ida Ou Belaïd. Il est d'âge Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986).

**Niveau 3**

Toujours cyclique mais nettement moins épais qu'à Ida Ou Belaïd (5 m contre 21,60 m). Il est d'âge Berriasien moyen (Zone C de Remane, 1986).

**Niveau 4**

En comblement, correspond au niveau 4 décrit à Ida Ou Belaïd mais moins épais (2,30 m contre 4,40 m) et nettement moins marneux. Il est d'âge Berriasien supérieur (Zone D1 de Remane, 1986).

**Niveau 5**

Par analogie de faciès et d'agencement séquentiel (en comblement), nous corrélons ce niveau 5 avec le niveau 3 d'Akui Griz. Toutefois il est ici, nettement plus épais (4,30 m contre 3,60 m à Mradma et 1,30 m à Akoui Griz).

La faune de Calpionelles, rencontrée au sein de cet ensemble, nous permet d'exclure son appartenance à la Zone D3 de Remane (1986) mais, elle ne permet pas de différencier nettement la Zone D1 de la Zone D2.

Par sa position géométrique son âge serait, à notre avis, Berriasien supérieur (Zone D2 de Remane 1986).

**Niveau 6**

Épais de 10 m et d'âge Valanginien basal (Zone D3 de Remane, 1986), il présente, comme à Mradma et à Akoui Gris, une évolution cyclique.

## 2. 2- Région d'Aït Daoud

## 1- Coupe d'Inemiren (Fig. 79)

## a- Localisation (Fig. 38)

Dans cette localité, la Formation d'Agroud Ouadar fait suite à celle de Cap Tafelney décrite dans cette même localité.

## b- Description

Ici, la Formation d'Agroud Ouadar comporte la succession lithostratigraphiques suivante :

- 10,80 m de calcaires gréseux jaunes, bioclastiques d'aspect noduleux, en bancs décimétriques et marnes grises, plurimétriques, riches en Huîtres, Brachiopodes (*Terebratula euthymi* PICTET), Echinides (*Toxaster africanus* et *T. cf. granosus*), agencés en trois séquences élémentaires de comblement. Cet ensemble s'organise en une séquence majeure à tendance régressive, comprise entre une surface durcie, colonisée par des Huîtres (D4) et une surface oxydée et bioturbée (D5).

- 4 m. de marnes beiges, riches en Huîtres, Brachiopodes et Echinides, surmontées par un ensemble de calcaires dolomitiques et gréseux (3,60 m.). Ce niveau s'agence en une séquence majeur de comblement délimitée à la base par la discontinuité D5 et au sommet par une surface durcie, bioturbée et à oxydes de fer (D6/9).

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de : INEMIREN

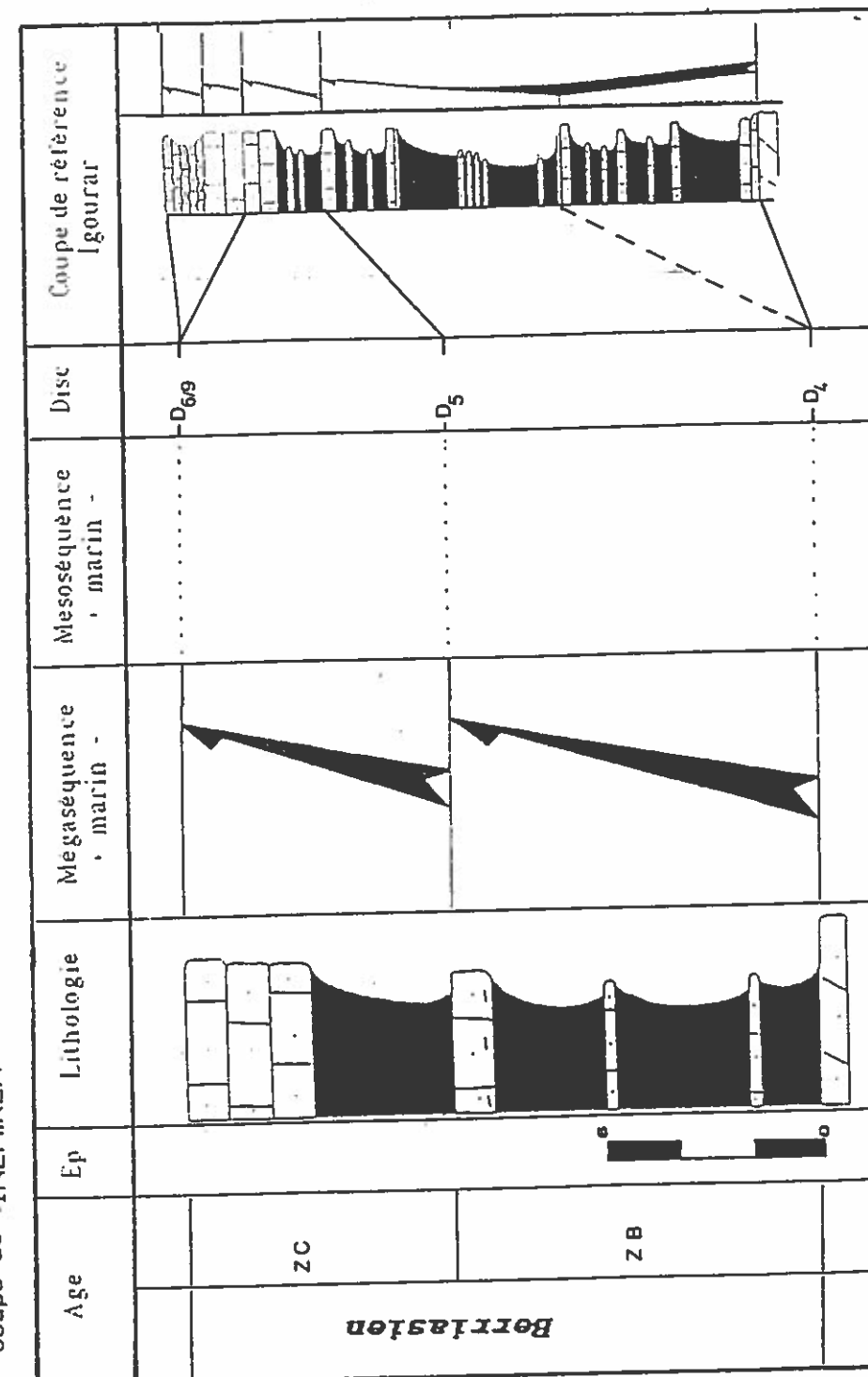


Fig. 79 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## 2- Coupe de Boutourkine (Fig. 80)

## a- Localisation (Fig. 38)

Cette coupe a été levée à l'ouest du dispensaire d'Ichemraren.

## b- Description

Dans cette coupe la formation d'Agroud Ouadar est composée des termes lithostratigraphiques suivants :

- 6,50 m de marnes beiges à Huîtres, Brachiopodes et Echinides et calcaires gréseux jaunes, bioclastique, agencés en séquences élémentaires de comblement.

Il s'agit d'une séquence majeure, de tendance régressive, comprise entre une surface durcie à Huîtres (D4) et une surface fortement oxydée (D5).

- 4,70 m de marnes vertes riches en faune (Huîtres, Brachiopodes et Echinides) et calcaires gréseux jaunes ocres et bioclastique agencés en séquences élémentaires de comblement. Ce niveau correspond à une séquence majeure à tendance régressive délimitée à la base par une surface fortement oxydée (D5), et au sommet par une surface durcie, perforée et encroûtée par des Huîtres (D6/9).

Trois autres coupes ont été levées dans cette partie orientale du bassin d'Essaouira, entre Boutourkine à l'Ouest et Aït Bouçag à l'Est. Elles sont relativement comparables, par leurs faciès, épaisseurs et organisation séquentielle à celles précédemment décrites :

- La coupe de Tafaytour fait suite à celle de Cap Tafelney décrite dans cette même localité (Fig. 81).

- La coupe P40, levée à 5 Km au sud de la station service d'Asseratou, sur la tranchée Ouest de la route reliant Imintanout à Agadir (Fig. 82).

- La coupe d'Aït Bouçag, fait suite à la coupe de Cap Tafelney décrite dans cette même localité (Fig. 83).

Nous ne disposons d'aucun argument paléontologique pour la datation précise des niveaux décrits dans les coupes d'Inemiren et de Boutourkine et parfaitement corrélables à partir des évolutions séquentielles avec des niveaux comparables dans les coupes de Tafaytour, P40, et Aït Bouçag.

Ces niveaux doivent-ils être rapportés à la formation d'Agroud Ouadar ou à la formation plus élevée de Sidi Lhousseine?. Les seuls éléments qui peuvent nous permettre d'apporter une réponse relèvent de la comparaison avec les faciès et séquences connus pour ces formations (Agroud Ouadar et Sidi Lhousseine) dans la partie la plus occidentale du Bassin d'Essaouira.

En effet, par comparaison avec les niveaux constitutifs de ces deux formations (d'Agroud Ouadar et de Sidi Lhousseine), nous avons relevé les points suivants :

- absence d'Ammonites dans ces deux séquences (a et b). Plus à l'Ouest dans des faciès comparables, cette faune est toujours présente et abondante, à la partie inférieure de la formation de Sidi Lhousseine,

- à l'échelle du domaine cité, y compris les zones les plus subsidentes (dépo-centres d'accumulation), la Formation de Sidi Lhousseine est toujours composée de deux séquences majeures, cycliques ou en comblement parfaitement identifiables. Or, au dessus des deux séquences a et b précédemment décrites, il existe bien deux autres séquences majeures parfaitement caractérisées et qui doivent représenter la Formation de Sidi Lhousseine,

- par leurs faciès, à dominante marneuse, leurs grande épaisseur et distribution horizontale, ces deux séquences (a et b) pourraient matérialiser respectivement les niveaux 2 et 3 décrits à Id Ou Belaïd. En effet, ces derniers niveaux, correspondant aux séquences SIV et SV (partie inférieure de la

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de :BOUTOURKINE

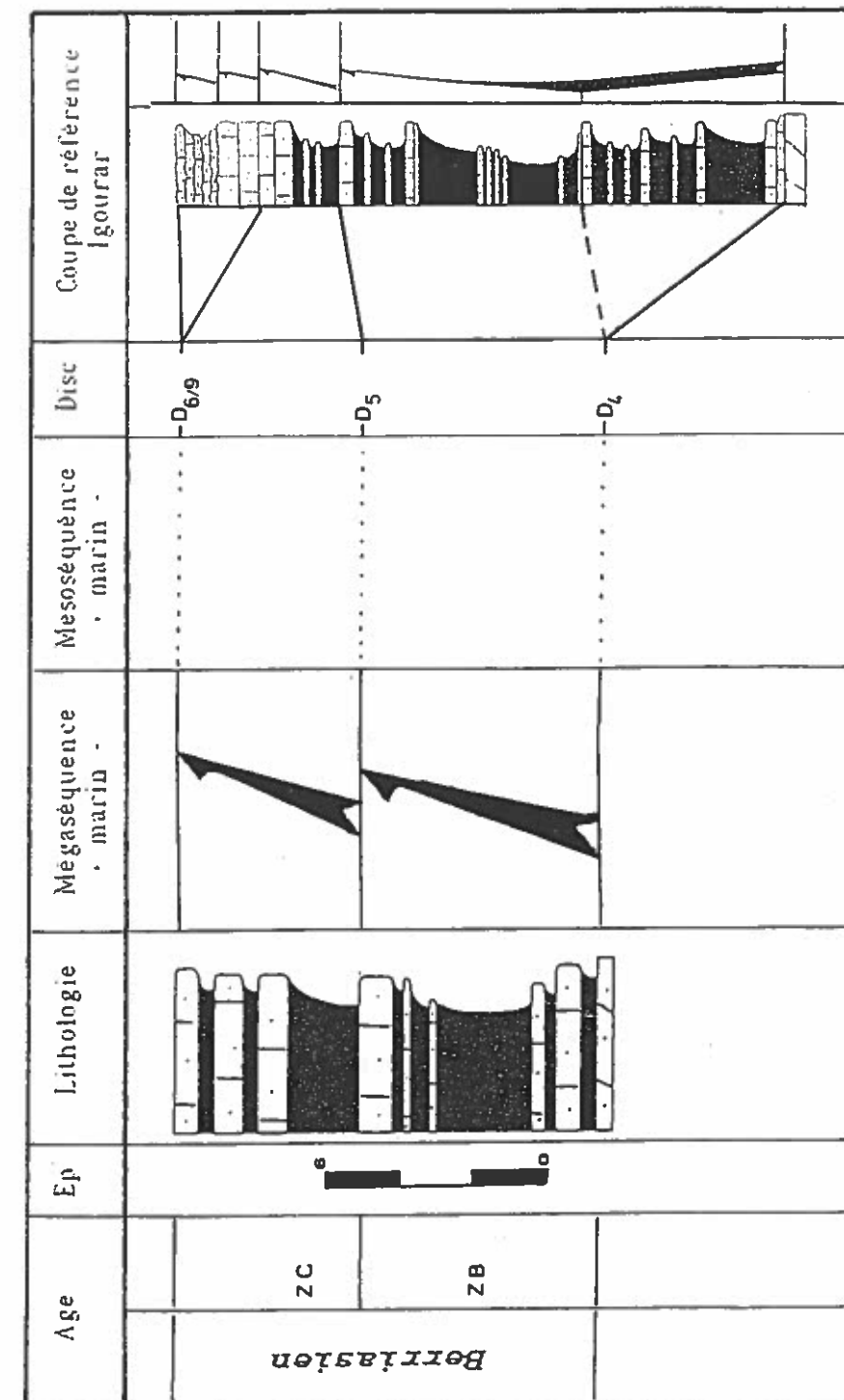


Fig. 80 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation d'Agroud Ouadar

Coupe de : TAFAYTOUR

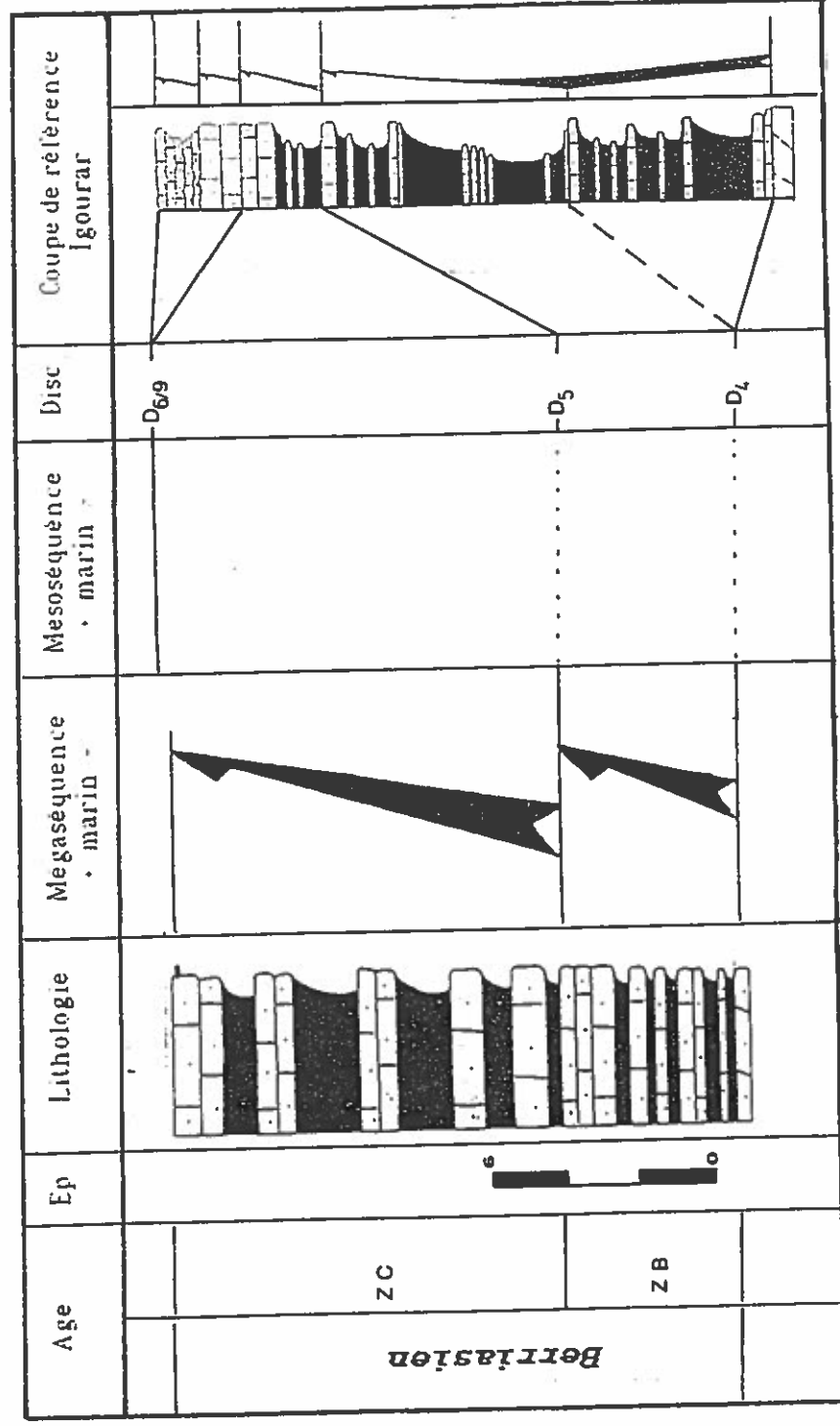


Fig. 81 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation d'Agroud Ouadar

Coupe de : P40

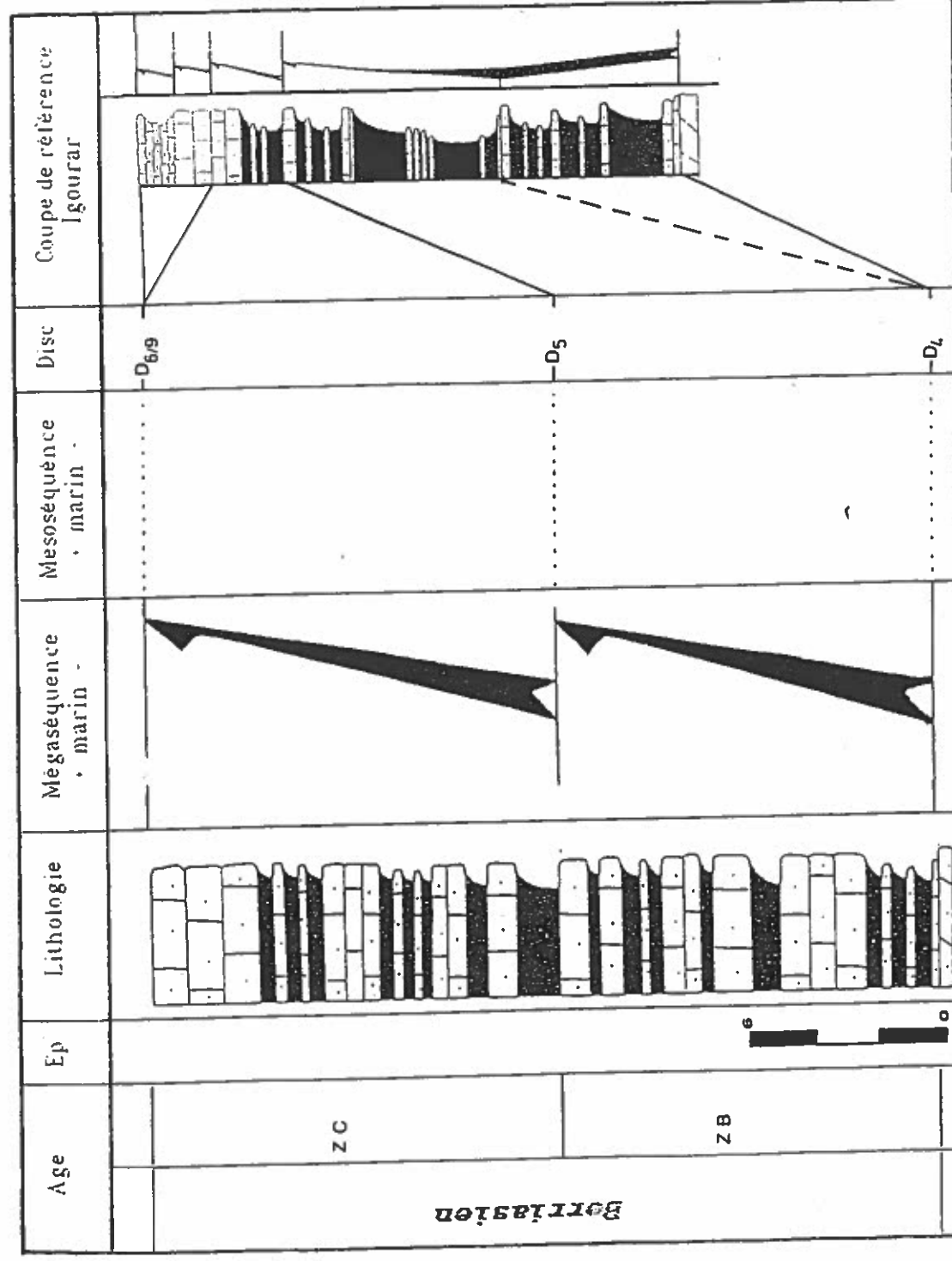


Fig. 82 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## Formation d'Agroud Ouadar

## Coupe de AIT BOUÇAG

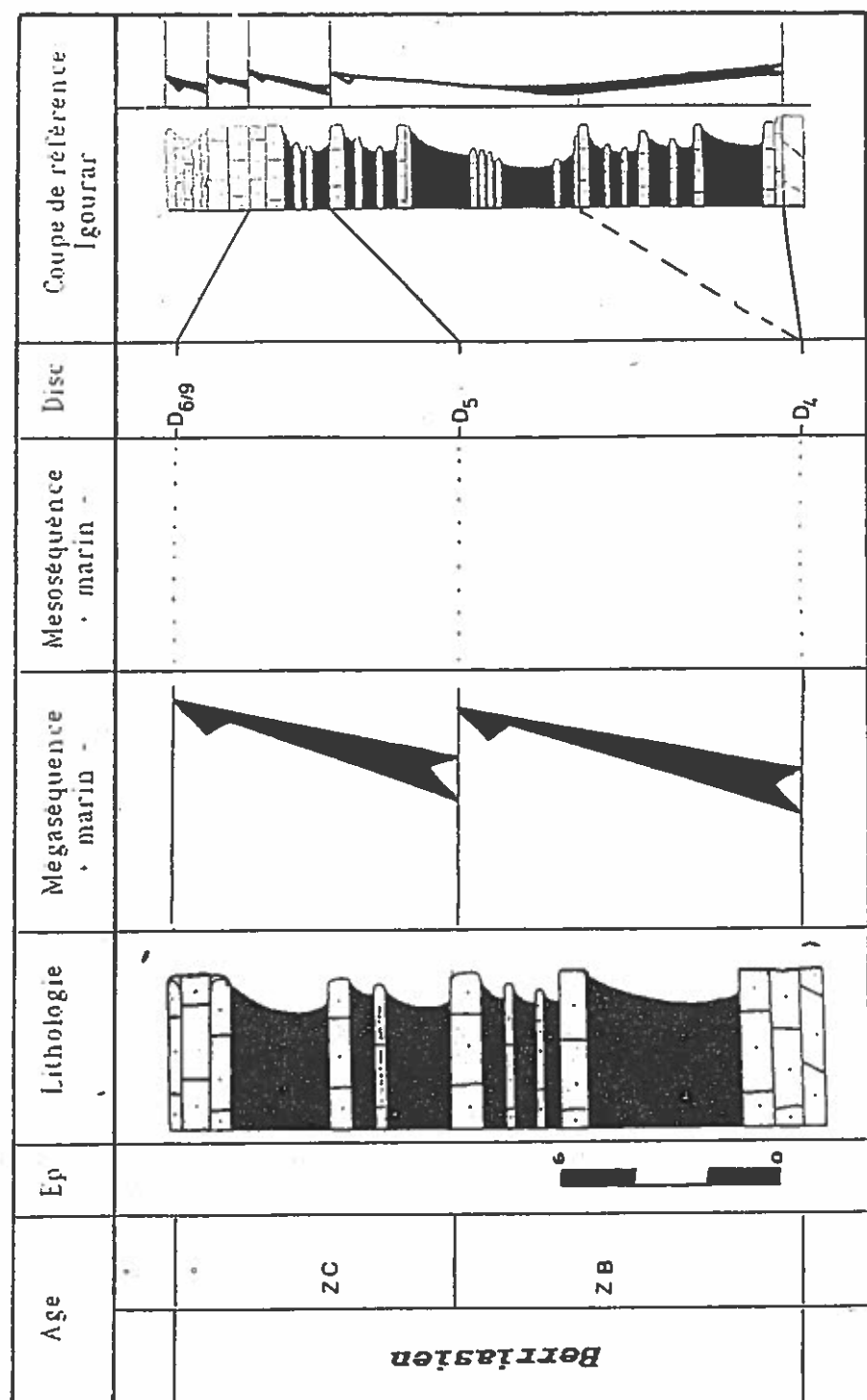


Fig. 83 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

formation d'Agroud Ouadar), témoignent de milieu de dépôts relativement profonds, épais et les plus étendus, de l'intervalle Berriasien à Valanginien basal. Ils seraient donc les seuls présents dans cette partie orientale du Bassin d'Essaouira.

## C2- Corrélations

Dans le bassin d'Essaouira, et sur la base des données paléontologiques (Calpionelles) et de l'organisation séquentielle, nous proposons les corrélations suivantes :

## 1- Partie occidentale du bassin : (région de Tidzi)

Après une période de vacuité sédimentaire, matérialisée par l'absence de la formation de Cap Tafelney (excepté à Mradma, où cette formation est représentée par 1 m. de calcaires bioclastiques attribués à la séquence SIIIB, du Tithonique terminal), cette région devient le siège d'une sédimentation importante au cours du Berriasien (Fig. 84 à 93).

Ici, en effet, les dépôts de la formation d'Agroud Ouadar, organisés en 5 séquences majeures, présentent les épaisseurs maximales et les évolutions séquentielles les plus complètes connues à l'échelle de tout le domaine étudié :

- La séquence SIV, comprise entre les discontinuités D4 et D5, comporte 3 niveaux :

\*le premier, reconnu uniquement dans cette région et à évolution générale en comblement, est épais de 30,8 m. à Mradma, 1,4 m. à Sidi Bourja et visible sur 6 m. à Id Ou Belaid.

\*le deuxième, d'approfondissement, est épais de 5 m. à Akoui Griz, 6 m. à Mradma, 5,4 m. à Sidi Bourja et de 7,6 m. à Id Ou Belaid.

\*le troisième, en comblement, est épais de 4 m. à Sidi Ahmed Lous, 4,5 m. à Akoui Griz, 3,6 m. à Mradma, 6,6 m. à Sidi Bourja et 6 m. à Id Ou Belaid.

- La séquence SV, délimitée à la base par la discontinuité D5 et au sommet par la discontinuité D6 et à évolution générale cyclique comporte :

\*une partie inférieure, correspondant à une mesoséquence d'ouverture, épaisse de 4,4 m. à Sidi Ahmed Lous, 5 m. à Akoui Griz, 3,5 m. à Mradma, 0,8 m. à Sidi Bourja et 4,8 m. à Id Ou Belaid.

\*une partie supérieure, en comblement, épaisse de 4,4 m. à Sidi Ahmed Lous, 4,5 m. à Akoui Griz, 15,7 m. à Mradma, 4,2 m. à Sidi Bourja et 16,8 m. à Id Ou Belaid.

- La séquence SVI, comprise entre les discontinuités D6 et D7, présente une évolution cyclique uniquement à Mradma où elle comporte une partie inférieure d'ouverture, épaisse de 0,4 m., et une partie supérieure, de tendance régressive, épaisse de 4,8 m. Cette séquence est uniquement de comblement à Akoui Griz (1,8 m.), Sidi Bourja (2,3 m.) et Id Ou Belaid (4,4 m.).

- La séquence SVII, délimitée à la base par la discontinuité D7 et au sommet par la discontinuité D8, n'a été rencontrée que dans cette partie du domaine étudié et présente une évolution générale uniquement de comblement. Elle a été reconnue à Akoui Griz (1,3 m.), Mradma (3,6 m.) et Sidi Bourja (4,3 m.).

- La séquence SVIII, comprise entre les discontinuités D8 et D9, est plus largement étalée que les précédentes et comporte :

\*une partie inférieure, d'approfondissement, rencontrée uniquement dans les coupes de Sidi Ahmed Lous (1,2 m.), Mradma (11,6 m.) et Sidi Bourja (1,8 m.).

\*une partie supérieure, de comblement, plus étalée que la précédente et épaisse de 5,4 m. à Sidi Ahmed Lous, 5,5 m. à Akoui Griz, 9,6 m. à Mradma, 8,2 m. à Sidi Bourja, 4,8 m. à Id Ou Belaid et 6 m. à Azeroug.

Une particularité de cette région est l'individualisation de zones fortement affaissées, à séries très épaisses et à sédimentation marine relativement continue (exemple de la séquence SIV à Mradma, Sidi Bourja et Id Ou Belaid) et de zones exhaussées à fortement exhaussées comme par exemple à Sidi Ahmed Lous, Id Ou Belaid et Azeroug, lors de la sédimentation de la séquence SVII ; à Sidi Bourja (faible épaisseur de la séquence SV) ; à Azeroug pendant tout le Berriasien (seule présente la séquence SVIII d'âge Valanginien basal) et Id Ou Belaid et Azeroug, lors de la sédimentation de la séquence SVIII.

Ces fortes variations d'épaisseur sont liées à une importante mobilité du fond du bassin, induite par le rejeu de paléstructures profondes, accompagné d'halocinèse. En effet, ces mouvements, déjà annoncés au Tithonique terminal, s'accroissent au début du Berriasien; ceci est matérialisé par les fortes épaisseurs rencontrées au niveau de la formation d'Agroud Ouadar ainsi que par le déplacement dans l'espace et dans le temps des dépocentres d'accumulation et des zones à séries peu épaisses ou à lacunes de sédimentation.

Sur le pourtour de cette structure diapirique naissante on observe :

- une sédimentation dissymétrique de part et d'autre de l'axe du diapir (cas des séquences SIV et SVIII à Mradma et Sidi Ahmed Lous, sur le flanc Sud du diapir, et Id Ou Belaid, Sidi Bourja et Akoui Griz sur son flanc Nord), (Figs. 89 et 93).

- des épaisseurs, très variables (dans l'ensemble) et sur de courtes distances (cas de la séquence SV, absente à Azeroug, est épaisse de 21,6 m. à Id Ou Belaid et de 5 m. à Sidi Bourja), (Fig.90).

- des inversions brusques dans la direction d'épaississement des séries (la séquence SV est épaisse de 21,6 m. à Id Ou Belaid et de 5 m. à Sidi Bourja tandis que la SVIII est moins épaisse à Id Ou Belaid (4,8 m.) qu'à Sidi Bourja (11 m.), (Fig. 90 et 93).

## 2- Partie orientale du bassin

Ici, nous avons attribué à la formation d'Agroud Ouadar (séquences de dépôt SIV et SV) un ensemble de marnes vertes et calcaires gréseux et bioclastiques, compris entre la formation de Cap Tafelney et celle de Sidi Lhousseine (fig. 94).

Dans cette région, la formation d'Agroud Ouadar comporte la succession lithostratigraphique suivante :

- Un ensemble inférieur (équivalent de la séquence SIV), délimité à la base par la discontinuité D4 et au sommet par la discontinuité D5 et à évolution générale uniquement de comblement. Il est épais de 10,8 m. à Inemiren, 6,5 m. à Boutourkin, 4,8 m. à Tafaytour, 11,6 m. à P40 et 9,4 m. à Aït Bouçag.

- Un ensemble supérieur (correspondant à la séquence SV), compris entre les discontinuités D5 et D6 (D6/9) et à évolution générale de comblement. Il est épais de 7,6 m. à Inemiren, de 4,4 m. à Boutourkin, de 10,4 m. à Tafaytour, de 12,6 m. à P40 et de 7,8 m. à Aït Bouçag.

Ces variations d'épaisseurs nous ont permis de mettre en évidence l'existence d'une zone exhaussée et à séries réduites (à Boutourkin), localisée entre deux zones affaissées, l'une à l'Est et l'autre à l'Ouest, où les séries sont relativement plus épaisses.

Comme déjà vu (au niveau de la formation de Cap Tafelney), cette structuration du fond du bassin est fondamentalement liée au rejeu de paléstructures profondes (diapirs ?).

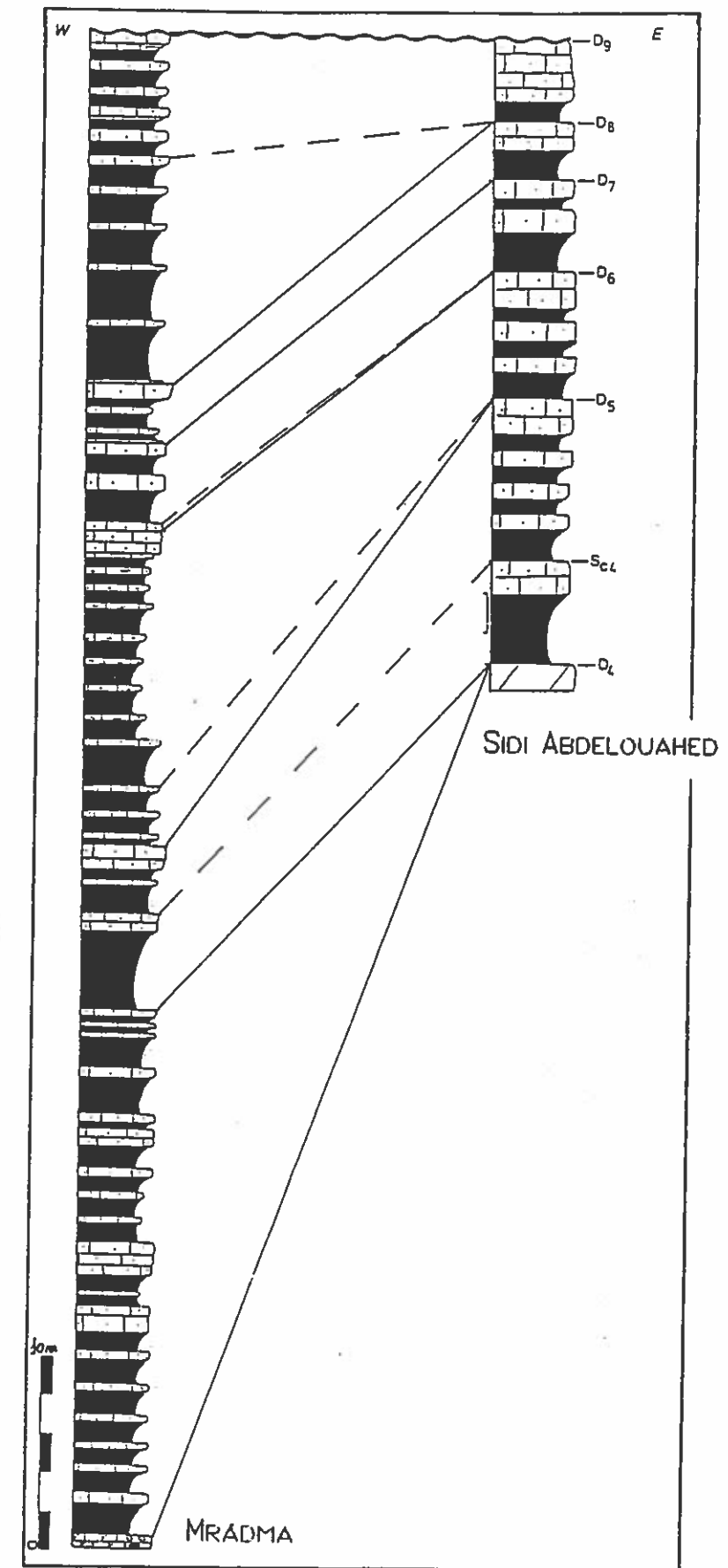


Fig. 84 - Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

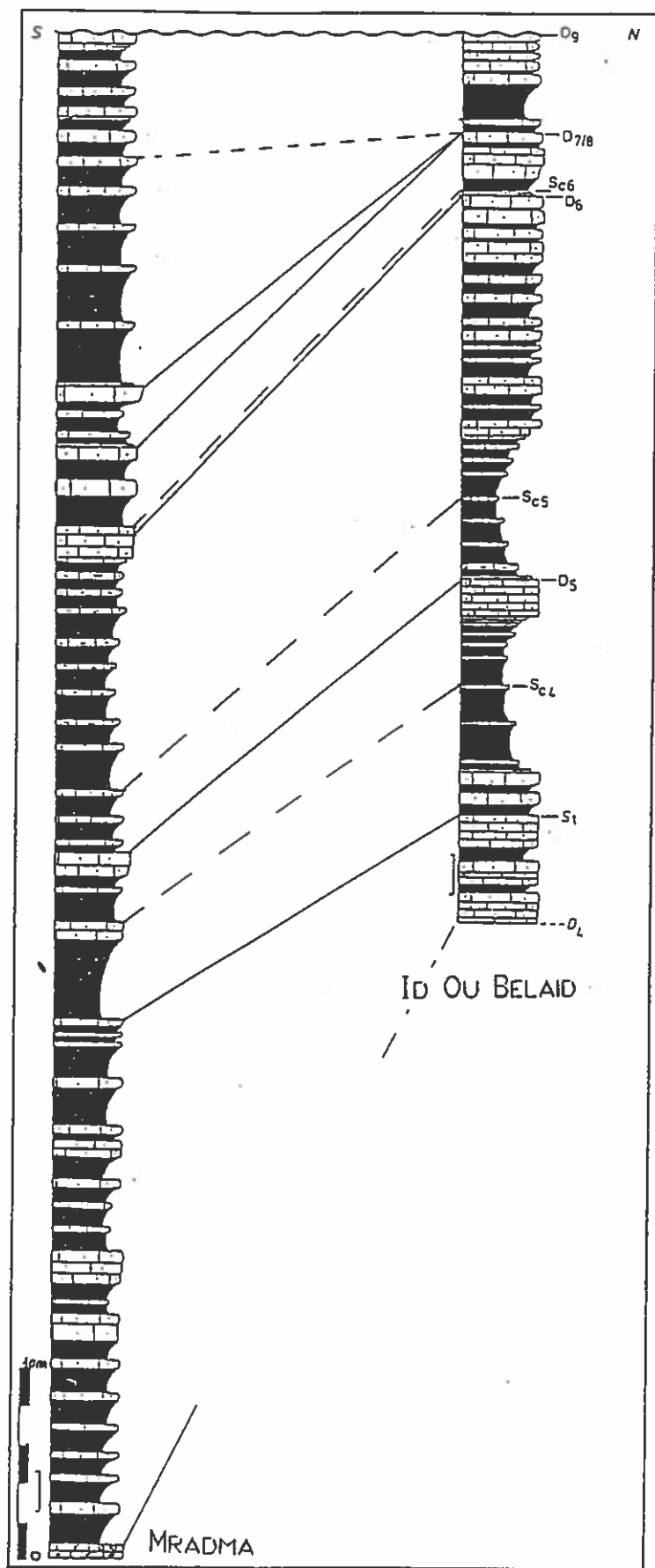


Fig. 85 - Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

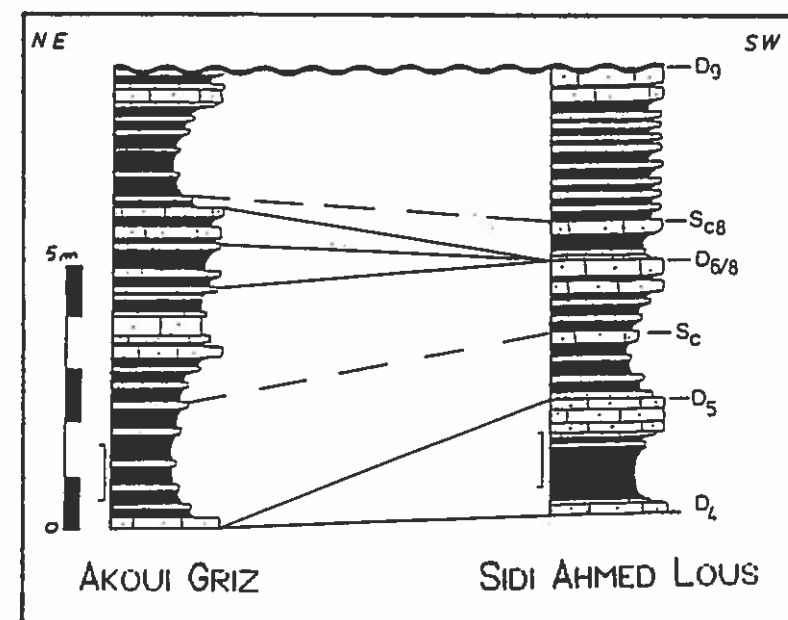


Fig. 86 - Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

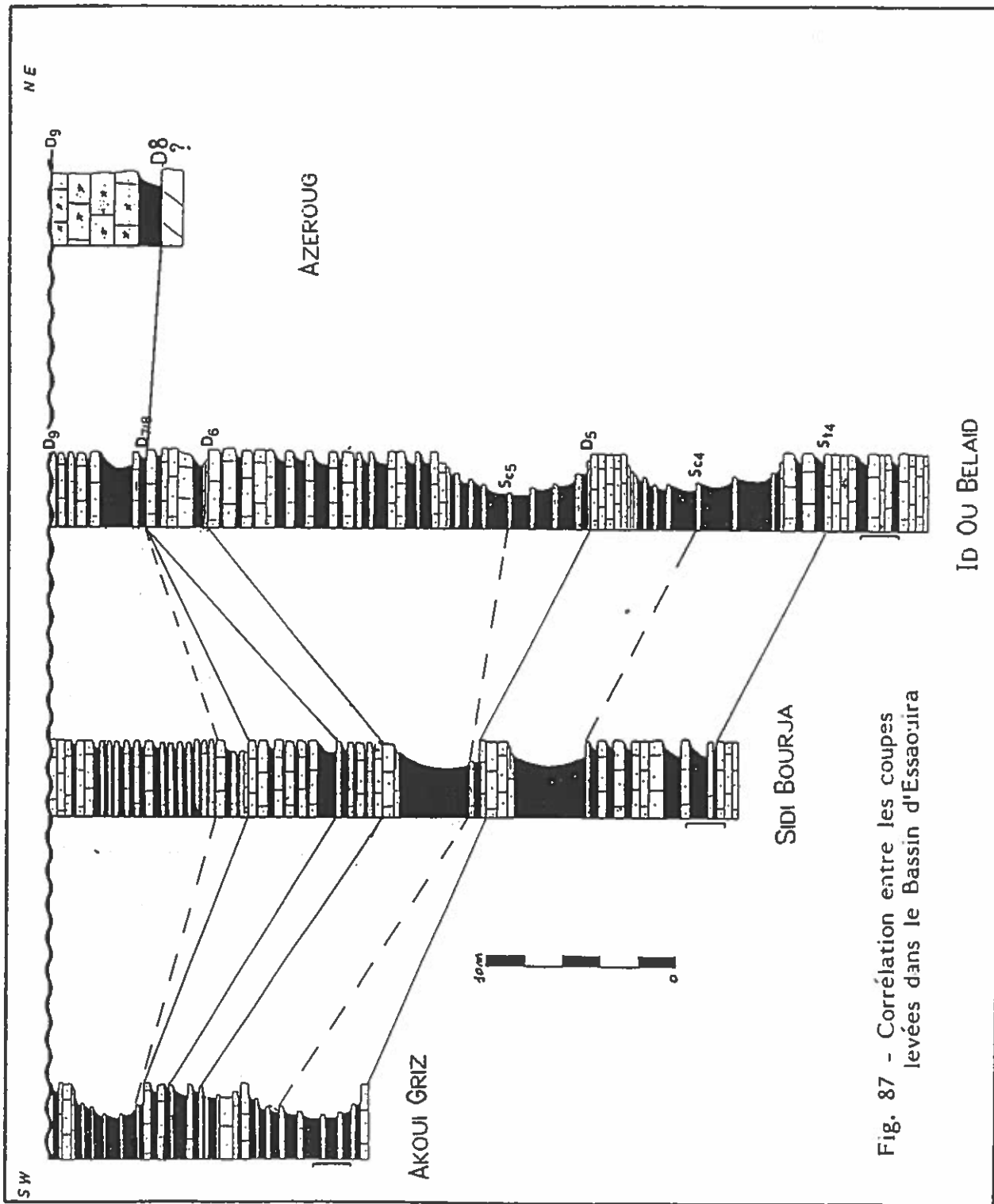


Fig. 87 - Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

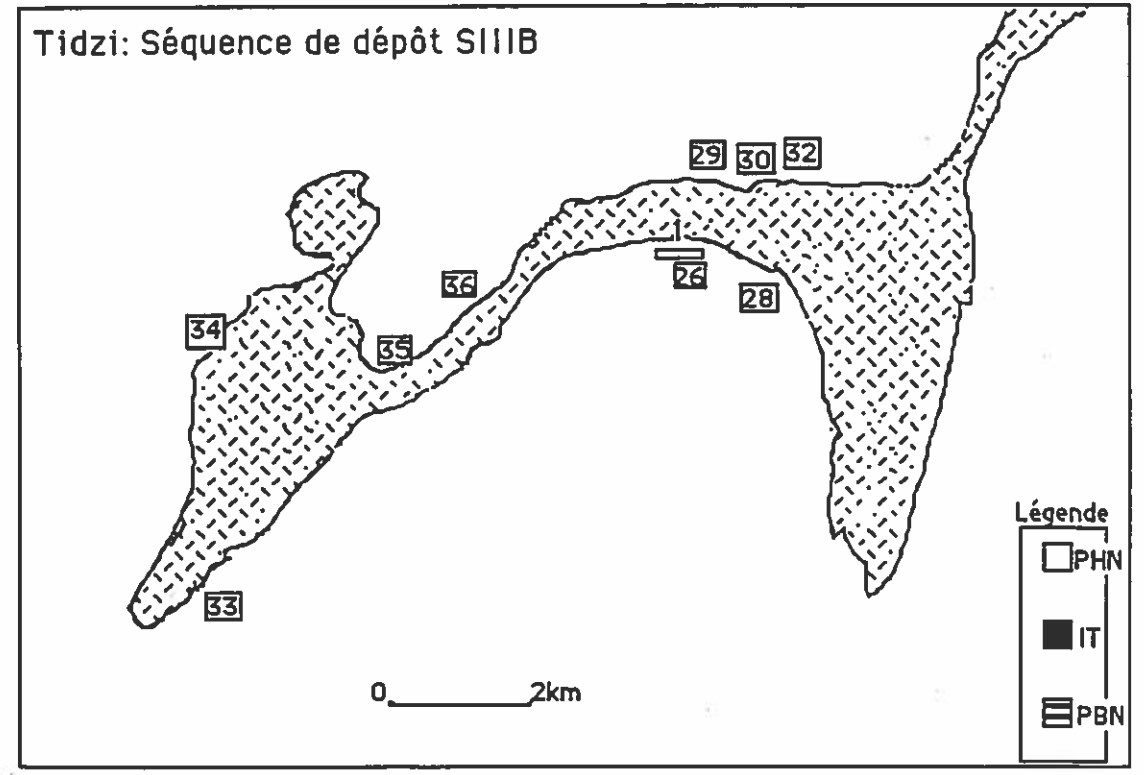


Fig.: 88 - Formation de Cap Tafelney ,séquence de dépôt SIIIB, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

- Coupes :
- 26-Mradma 28-Sidi Abdelouahed
  - 29-Sidi Bourja 30-Id Ou Belaid
  - 32-Azeroug 33-Sidi Ahmed Lous
  - 34-Akoui Griz

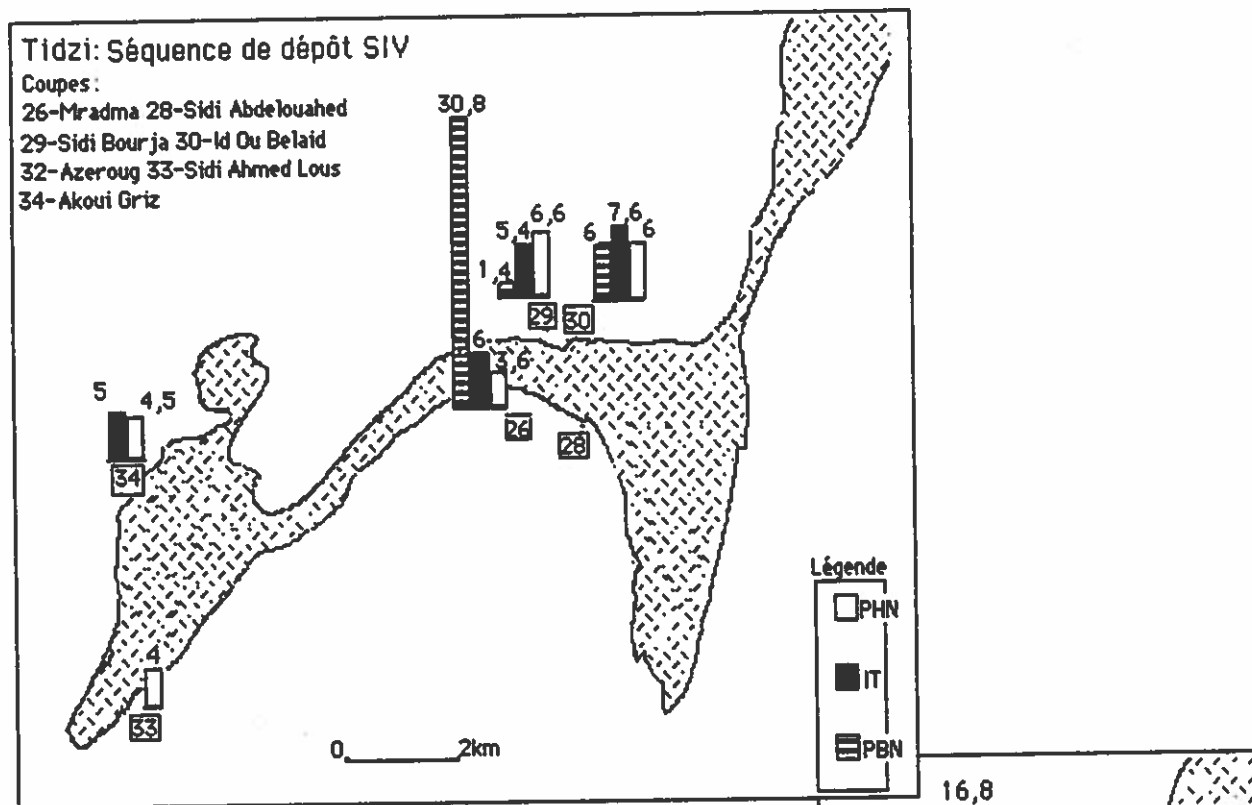


Fig.: 89- Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt SIV, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

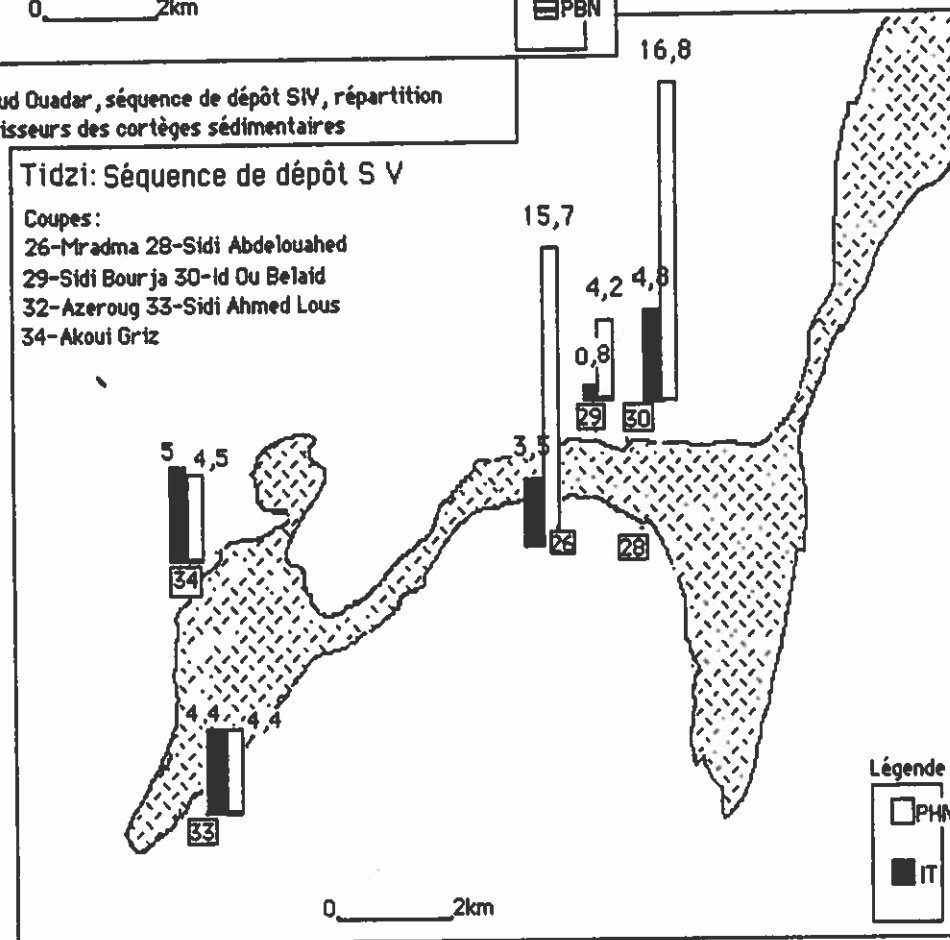


Fig. 90 - Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt SV, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires.

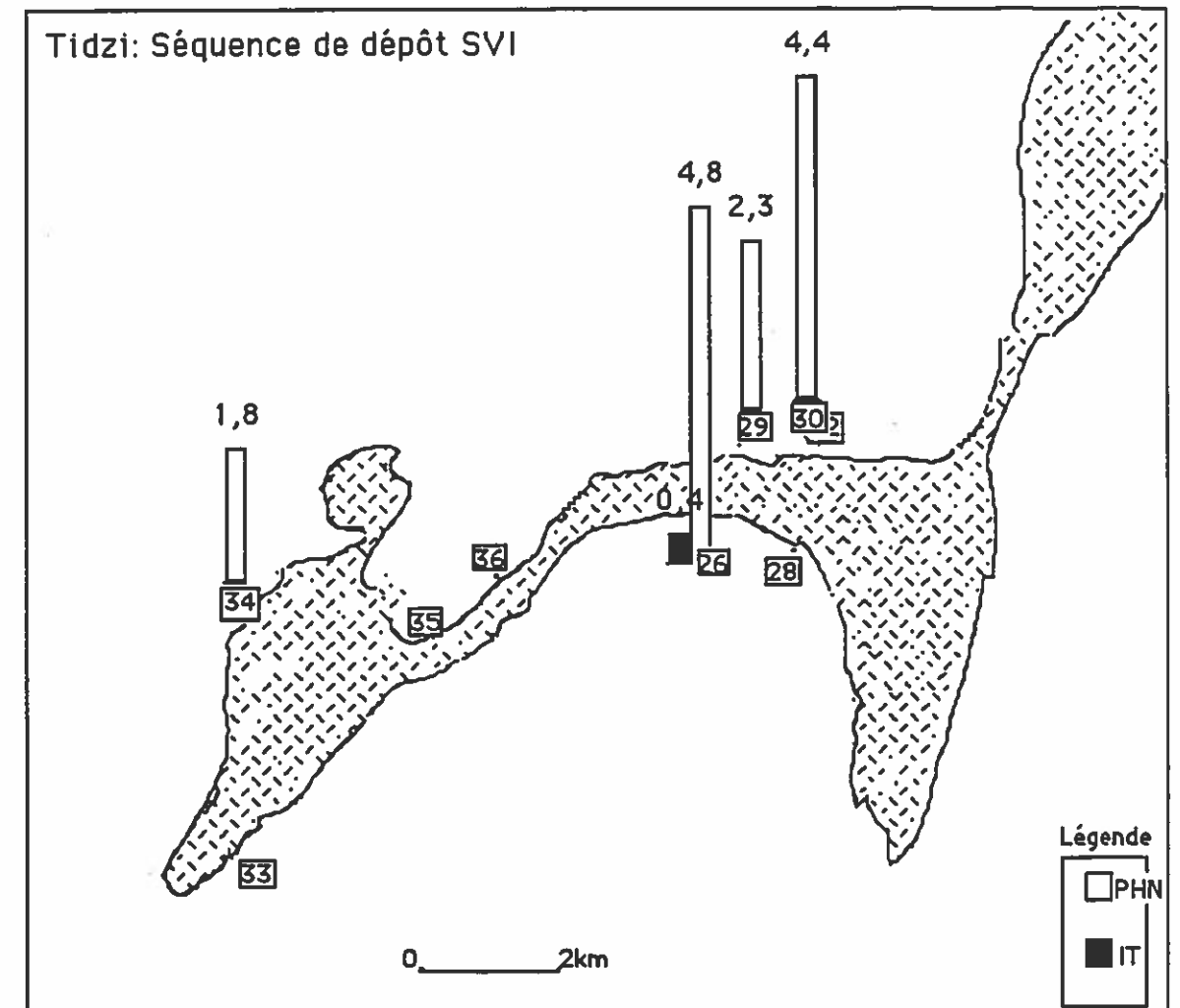
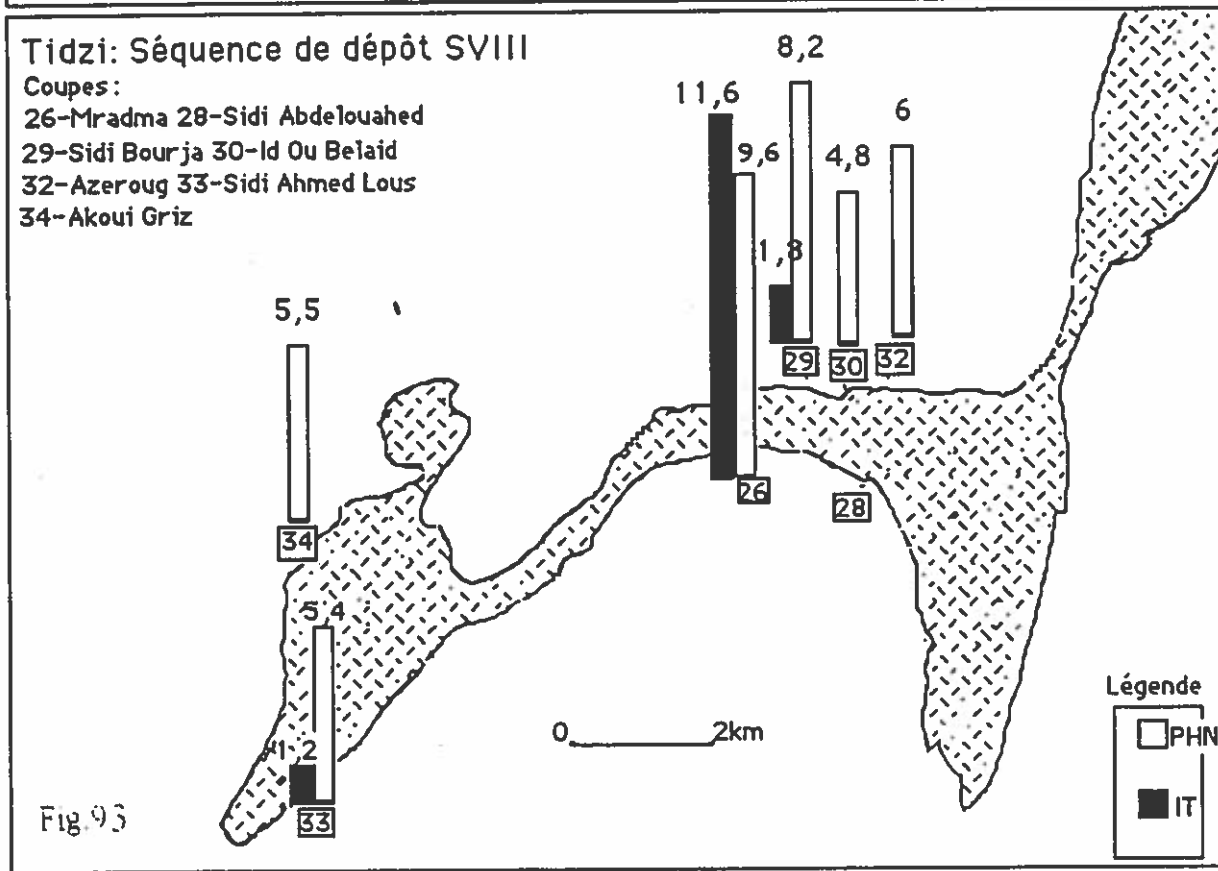
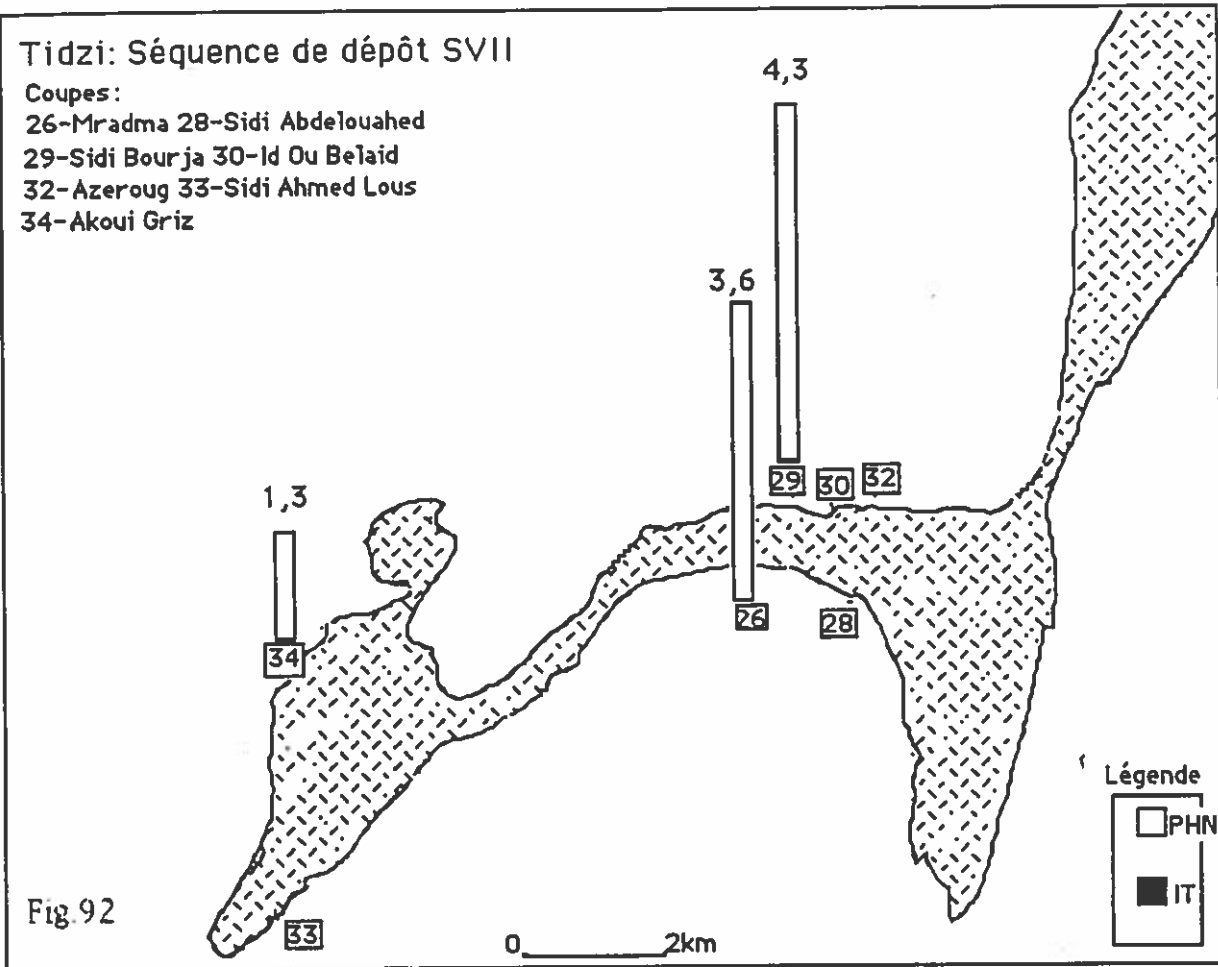


Fig.: 91 - Formation d'Agroud Ouadar, séquence de dépôt SVI, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

Coupes:  
 26-Mradma 28-Sidi Abdelouahed  
 29-Sidi Bourja 30-Id Ou Belaid  
 32-Azeroug 33-Sidi Ahmed Lous  
 34-Akoui Griz



Figs. 92 et 93 - Formation d'Agroud Ouadar, séquences de dépôt SVII et SVIII, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires.

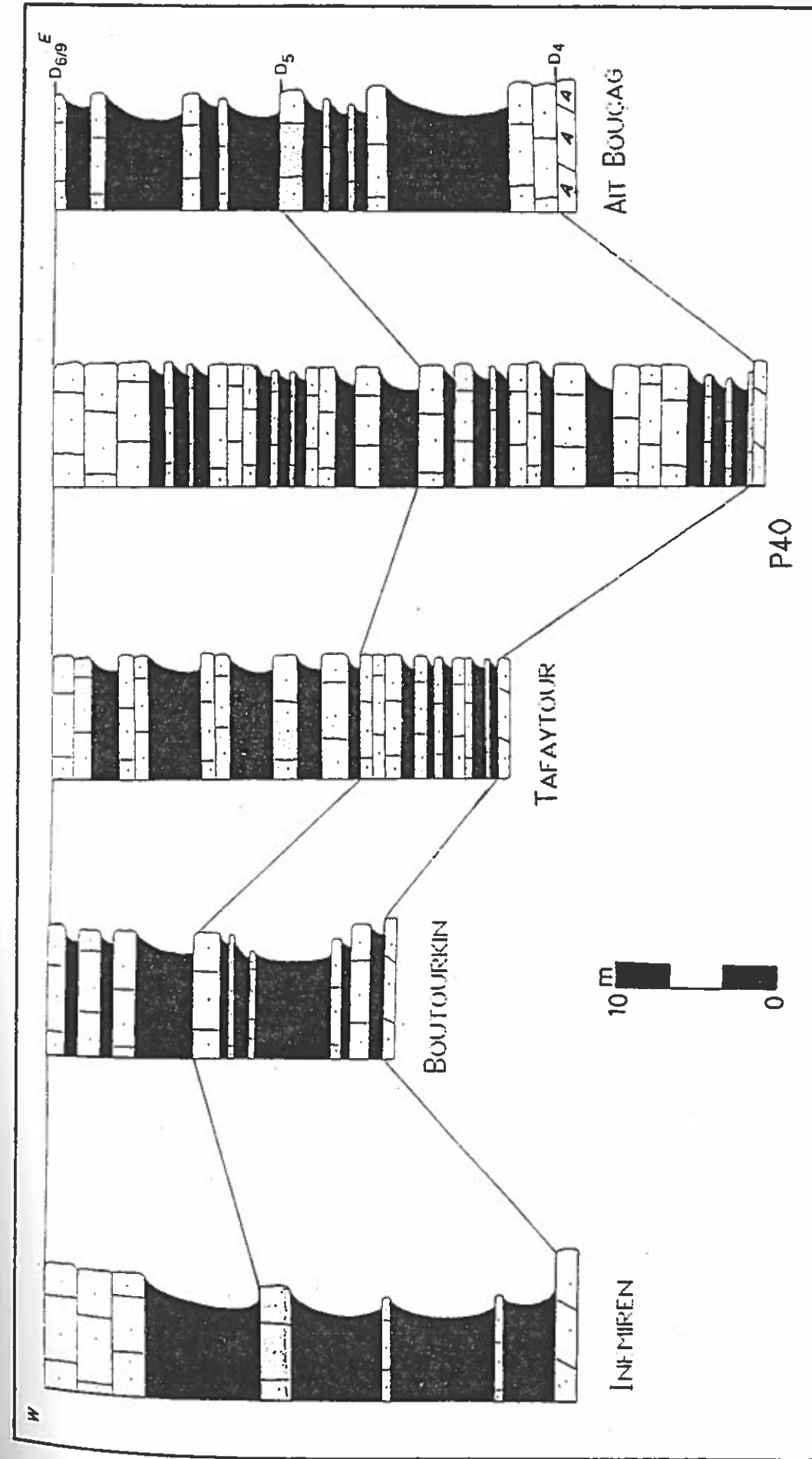


Fig. .94 Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

## IX-Successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle: Séquences lithoclinales et séquences génétiques de dépôt.

Nous avons reconnu dans la formation d'Agroud Ouadar, à l'échelle de l'Atlas atlantique, 6 séquences lithoclinales majeures (SIVA, SIVB, SV, SVI, SVII, SVIII), chacune caractérisée par une association spécifique de Calpionelles, qui correspondent à six séquences génétiques de dépôt séparées par des discontinuités de valeur régionale.

- La séquence de dépôt SIV, comprise entre les discontinuités D4 et D5, qui comprenant les deux séquences lithoclinales SIVA et SIVB, est d'âge Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986).

- La séquence de dépôt SV, encadrée par les discontinuités D5 à la base et D6 au sommet, correspond au Berriasien moyen (Zone C de Remane, 1986).

- La séquence de dépôt SVI, comprise entre les discontinuités D6 et D7 matérialise le Berriasien supérieur basal (Zone D1 de Remane, 1986).

- La séquence de dépôt SVII, délimitée par les discontinuités D7 et D8, est d'âge Berriasien supérieur terminal (Zone D2 de Remane, 1986).

- La séquence de dépôt SVIII, comprise entre les discontinuités D8 et D9, est d'âge Valanginien basal (Zone D3 de Remane, 1986).

## X - Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques

### 1- Interprétation des séquences de dépôt

Sur la base des concepts de la stratigraphie séquentielle, les corps sédimentaires qui composent les différentes séquences de dépôt, ainsi que les discontinuités qui les encadrent, peuvent être interprétés comme suit : (Fig. 59, 74, 88 à 93 et 95)

#### Séquence de dépôt SIV

Cette séquence, connue dans tout le domaine étudié (excepté Akui Griz), comprend les cortèges et surfaces suivantes :

- Les dépôts du prisme de bas niveau marin, caractérisés par une extension latérale très réduite, sont connus exclusivement dans les affleurements de la région diapirique de Tidzi où la formation d'Agroud Ouadar est la plus épaisse (Mradma, Ida Ou Belaïd et Sidi Bourja).

Ces dépôts sont agencés en paraséquences de comblement attestant d'un milieu de sédimentation relativement plus profond à la partie inférieure du cortège sédimentaire qu'à la partie supérieure (évolution générale en comblement).

On peut noter la présence dans la coupe de Mradma, à 15 m de la base, de trois bancs de calcaires dolomitiques, à dissolution alvéolaire, épais de 20 à 40 cm, riches en faune et présentant à leur sommet une surface à croûte de fer, qui pourrait être interprétée comme une limite de paraséquence sets.

- Une surface durcie, oxydée et colonisée par des Huitres, la surface de transgression (St).

- Les dépôts de l'intervalle transgressif (excepté dans les coupes d'Igouzoulen, Amsittène et Sidi Ahmed Lous), à dominante marneuse et indiquant une augmentation progressive de l'épaisseur de la tranche d'eau.

- Un niveau très riche en fer et glauconie, à faune très dense de Brachiopodes et Lamellibranches constitue l'intervalle "condensé" Sc4, indiquant la surface d'inondation maximale.

- Les dépôts du prisme de haut niveau marin, de tendance générale régressive, agencés en paraséquences de comblement.

Cet ensemble, qui forme la partie supérieure de la séquence génétique de dépôt SIV, est le cortège sédimentaire le plus largement répandu de cette séquence. En effet, il a été reconnu dans toutes les coupes où cette séquence existe.

#### Séquence de dépôt SV

Cette séquence a été identifiée dans toutes les coupes du Haut Atlas Atlantique et comprend :

- Les dépôts de l'intervalle transgressif agencés en paraséquences de comblement et à évolution générale indiquant une bathymétrie croissante. Ils existent seulement sur le pourtour de la structure diapirique de Tidzi et dans la région d'Imsoouane, ils sont absents dans le reste du domaine étudié.

- Un niveau oxydé et à accumulation de faunes (intervalle condensé, de monté rapide des eaux, Sc5).

- Les sédiments du prisme de haut niveau marin composés de paraséquences de comblement et à tendance générale régressive. Ces dépôts sont exprimés dans tout le domaine étudié. Les épaisseurs maximales et les plus grandes variations de puissance ont été observées sur la bordure de la structure diapirique de Tidzi (16,8 m à Ida Ou Belaïd, lacune à Azeroug et 4,4 m à Sidi Ahmed Lous).

Dans le reste du bassin cette séquence de dépôt possède une épaisseur relativement faible et comparable d'une coupe à l'autre avec toutefois une valeur plus forte dans les coupes d'Imsoouane (4,70 m) et de Tamzargout (5,1 m).

#### Séquence de dépôt SVI

Cette séquence, moins étalée et moins épaisse que les précédentes (épaisseur maximale à Mradma, 5,20 m), présente la succession suivante :

- Les dépôts de l'intervalle condensé (partie terminale de l'intervalle transgressif), à concentration de fer et riche en macrofaune, reconnus seulement dans la région diapirique de Tidzi (Mradma, 0,4 m.).

- Les sédiments du prisme de haut niveau marin, de tendance générale régressive, agencés en paraséquences de comblement.

Ces dépôts sont connus à la périphérie de la structure diapirique de Tidzi (à l'exception de la coupe de Sidi Ahmed Lous et des coupes à série réduite), dans la partie Sud-Est du Bassin de Haha (Imsoouane, Zalidou, Tamri et Igourar) et dans le Bassin d'Agadir (à l'exception de la coupe d'Aourga). Dans le reste du domaine étudié cette séquence de dépôt est absente (pourtour de l'anticlinal de l'Amsittène et parties septentrionale et orientale du Bassin d'Essaouira).

#### Séquence de dépôt SVII

Cette séquence, à évolution exclusivement régressive, n'est reconnue qu'au niveau de la structure diapirique de Tidzi (Coupes de Mradma, Sidi Bourja et Akoui Griz) où elle présente uniquement les dépôts du prisme du haut niveau marin, à évolution bathymétrique décroissante.

#### Séquence de dépôt SVIII

Les dépôts de cette séquence débordent par rapport à ceux de la séquence SVII et présentent les surfaces et cortèges suivants :

- L'intervalle transgressif, à dépôts s'approfondissant de la base au sommet, a été reconnu uniquement au niveau du diapir de Tidzi (excepté la coupe d'Ida Ou Belaïd).



# DIAGRAMME DES CYCLES MESOZOIQUES ET CENOZOIQUES

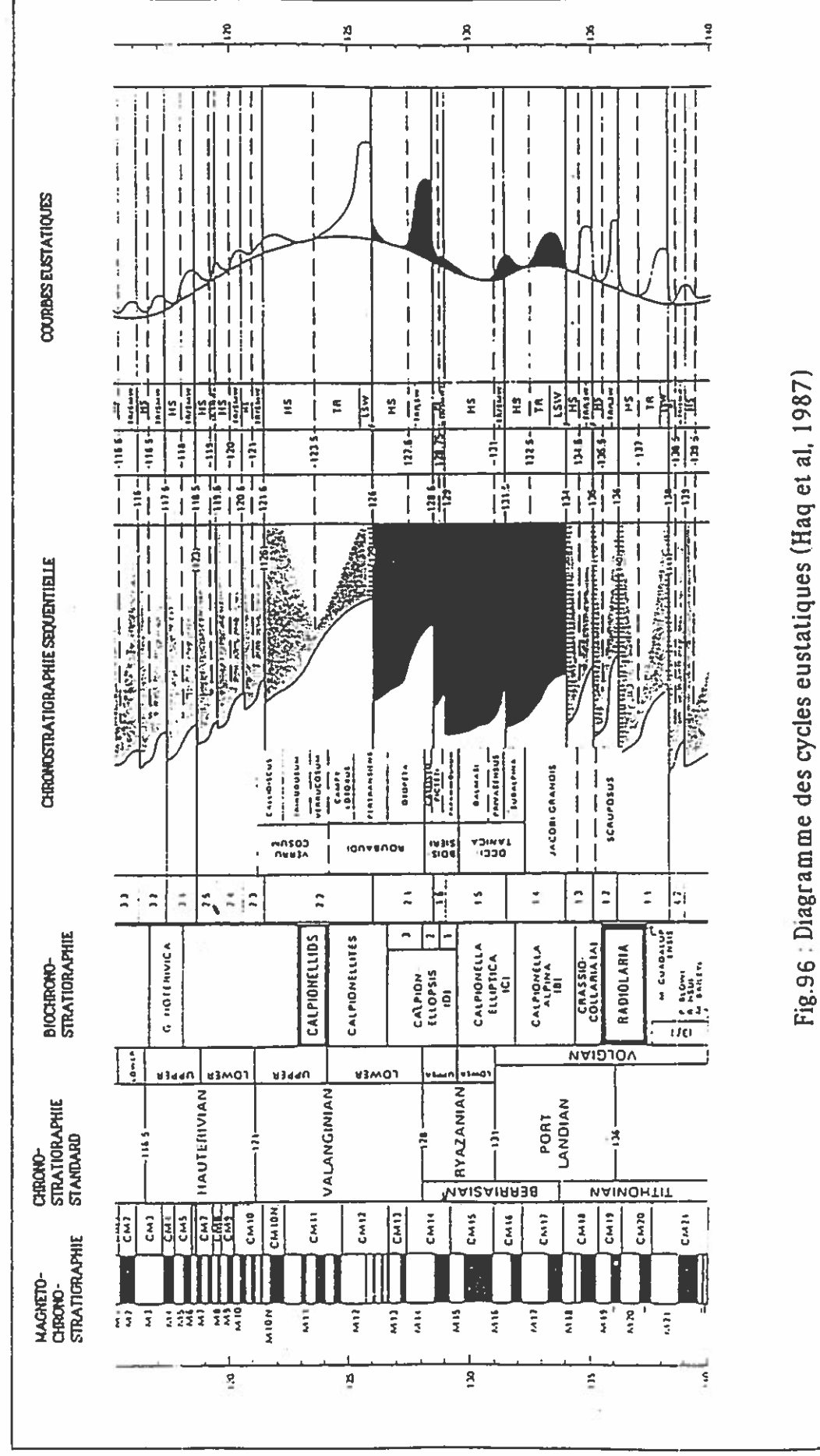


Fig. 96 : Diagramme des cycles eustatiques (Haq et al., 1987)

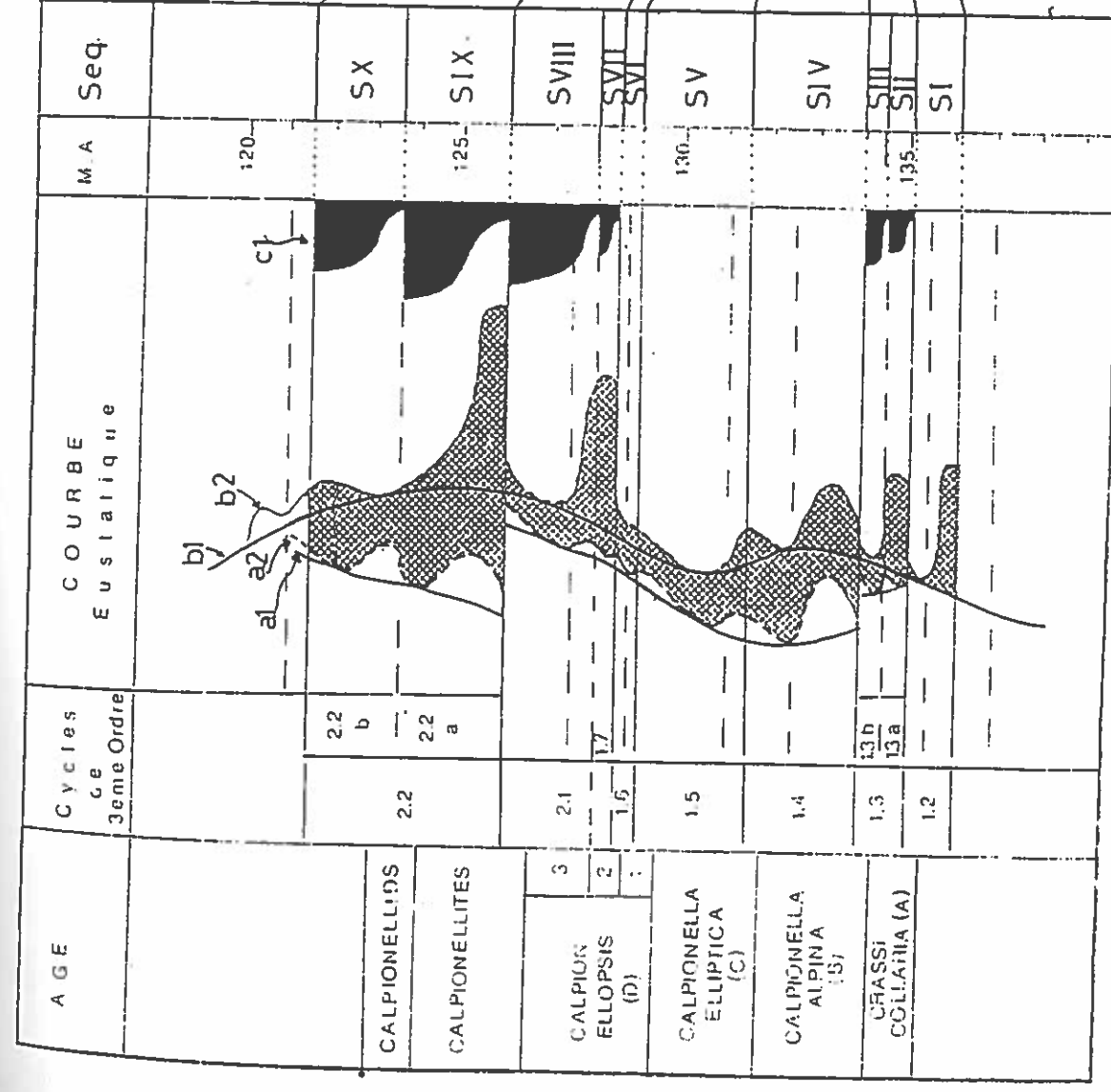
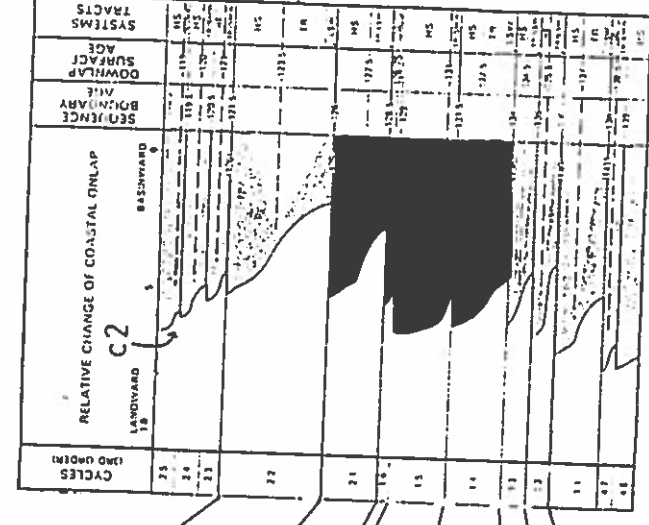


Fig. 97 - Courbes eustatiques (long et court terme) et onlap côtier.



a1, a2 et c1 : évolution régionale (Atlas atlantique)  
b1, b2 et c2 : évolution globale (Haq et al., 1987)

- au début du Berriasien, d'un brusque approfondissement de la surface de sédimentation avec changement du régime sédimentaire (terrigène dominant), ouverture vers le large (Ammonites et Calpionelles), et différenciation topographique (zones hautes à Aourga, dans le Bassin d'Agadir, à Igouzoulen et Amsittène, dans le Bassin de Haha, profonds ombilics de sédimentation et seuils autour du diapir de Tidzi).

Cette création d'un nouvel espace disponible peut être mise en relation avec une phase brutale de tectonique distensive sur la marge atlantique du Maroc (phase néocimérienne).

- au cours du Berriasien, du comblement du domaine marin et de réduction, horizontale et verticale, de l'espace disponible par étapes successives: de cycle en cycle les séquences de dépôt sont de plus en plus incomplètes (par lacune des prismes de bas niveau marin, puis d'intervalles transgressifs) et de moins en moins étendues.

- au Berriasien supérieur les avancées marines sont pelliculaires et ne recouvrent que la partie occidentale du Bassin sédimentaire (Berriasien supérieur) ou les seuls abords du diapir du Tidzi ( Berriasien terminal). Une sédimentation marine relativement continue n'apparaît qu'en certaines localités de la bordure du diapir du Tidzi (Mradma, Sidi Bourja).

Cette évolution indique une stabilité du bassin sédimentaire au cours du Berriasien supérieur, une subsidence très faible (excepté localement, sur le pourtour du diapir de Tidzi) et une absence de montée du niveau marin à long terme.

- au Valanginien basal une légère remontée du niveau marin relatif : les eaux recouvrent à nouveau, en prismes de haut niveau marin, la partie occidentale du Bassin d'Agadir, les parties occidentale et méridionale du Bassin de Haha, et dans des séquences de dépôt localement plus complètes (IT et PHN) certaines localités de la zone diapirique de Tidzi.

La modification des dispositifs topographiques entre le Berriasien supérieur—Valanginien basal (Sidi Ahmed Lous, Ida Ou Belaïd et Igouzoulen en zones hautes, émergées, au Berriasien terminal, et en zones basses, recouvertes par la transgression, au Valanginien basal), permet d'envisager l'existence de mouvements distensifs localisés et de faible amplitude à la limite Berriasien - Valanginien.

ETTACHFINI Mohssine  
Fac Sciences B.P.S.15  
Dept de Géologie  
Marrakech

**FORMATION**  
**DE**  
**SIDI LHOUSSEINE**

## Formation de Sidi Lhousseine

### I- Introduction : Historique

Cette formation a été définie par Duffaud et al. 1966 et rapportée à l'Hauterivien inférieur.

Elle succède, dans l'Atlas atlantique, à la formation d'Agroud Ouadar (Berriasien-Valanginien basal) et renferme dès sa base des Ammonites valanginiennes (Zone à Pertransiens). Par son contenu paléontologique nous rapportons cet ensemble au Valagien inférieur (non basal) et supérieur (Taj-Eddine et al. 1990).

### II- Caractères généraux de la formation

#### 1- Limites

La limite inférieure de la formation de Sidi Lhousseine correspond à une surface durcie et oxydée, souvent à grosses Ammonites (D9).

La limite supérieure est nette sur le terrain (D11) ; elle est parfois ravinante et souvent soulignée par une croûte de fer et correspond à une limite d'inversion de polarité sédimentaire avec la superposition des dépôts carbonatés de la Formation de Tamanar aux grès chenalisés de la Formation de Sidi Lhousseine.

#### 2- Contenu sommaire

Cette formation est composée, à la partie inférieure de marnes vertes et de calcaires marneux et gréseux, intercalés de minces niveaux de grès jaunes-ocres. Vers le sommet elle devient nettement plus détritique avec essentiellement des silts et des grès jaunes-ocres, souvent chenalisés.

La biophase est essentiellement marquée par les Ammonites (partie inférieure de la formation) associées à des Brachiopodes, Oursins, Huîtres, Plicatules.

#### 3- Attributions stratigraphiques

En nous fondant sur les indications fournies par les Ammonites, nous attribuons cette formation au Valanginien (excepté le Valanginien basal).

En effet, elle renferme dès sa base, des Ammonites de la zone à Pertransiens (sur la discontinuité D9) et à la partie supérieure (partie inférieure de la séquence majeure SIX, cf. après) des Ammonites de la zone à Verrucosum.

### III- Description de la coupe type : Igouzoulen

(Fig. 98 Annexe III)

#### a- Localisation (Fig. 25)

Cette coupe a été levée à environ 15 Km au Sud-Ouest de Smimou, 1 Km au Sud-Ouest du Village de Igouzoulen, sur la rive gauche du fleuve Igouzoulen.

#### b- Description

Dans cette localité, la Formation de Sidi Lhousseine est séparée de celle d'Agroud Ouadar, par une remarquable surface durcie, oxydée et tapissée par de grosses Ammonites (D9). Au sommet elle est délimitée par la discontinuité D11, correspondant à une surface ondulée et fortement oxydée.

Elle comporte, de bas en haut, la succession lithostratigraphique suivante :

#### Niveau 1

Cet ensemble est constitué d'une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de marnes vertes et de calcaires gréseux, en bancs onduleux, épais de 10 à 40 cm. Il s'agit d'une séquence majeure cyclique, épaisse de 3,30 m., comprise entre la discontinuité D9 et une surface durcie et oxydée (discontinuité D10). Dans cet ensemble la partie inférieure, de tendance transgressive, matérialisée par un banc de calcaires gréseux jaunes-ocres, épais de 40 cm., est séparée de la partie supérieure, à bancs calcaires stratocroissants, par une surface oxydée et à concentration de faune (Sc9). Les intervalles marneux et les bancs calcaires renferment la faune suivante :

- Ammonites : *Sarasinella bedoti* (SAYN), *S. eucyrtia* (SAYN), *S. trezanensis* (SAYN), *Kilianella lucensis* SAYN, *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY), *N. montanus* (UHLIG) et *N. premolicus* SAYN.

- Brachiopodes : *Psilothyris villersensis* DE LOR., *Juralina ecrucensis* MIDD., *Loriolithyris cf. melaitensis* MIDD., *Kutkithyris brivesi* (ROCH) et *Sellithyris sella* (SOWERBY).

- La microfaune est essentiellement dominée par des Lenticulines et des Textularidés.

Age : D'après la faune d'Ammonites (\*), nous rapportons cet ensemble au Valanginien inférieur non basal, Zone à *Pertransiens* (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

#### Niveau 2

Épais de 92 m., il est délimité à la base par la discontinuité D10 et au sommet par la discontinuité D11. Il comporte à sa partie inférieure des marnes vertes et des calcaires gréseux jaunes en bancs centimétriques puis à la partie supérieure, de cet ensemble, des siltites beiges et des bancs décimétriques gréseux et calcareux à la base puis seulement gréseux et chenalisés au sommet.

Les ensembles du niveau 2 s'agencent en une séquence majeure cyclique à partie inférieure, de tendance transgressive, séparée, de la partie supérieure, régressive, par une surface à faune abondante (Sc10) localisée à 3,50 m de la base.

Dans la partie basale de cet ensemble nous avons pu identifier une faune d'Ammonites comparable à celle citée dans le Niveau 1, suivie, plus haut, toujours dans la partie transgressive, par *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG), *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi lateunbilicatus* (Bulot, com. orale) et *Karakaschiceras inostranzewi* (KARAKACH).

La partie supérieure, de ce même niveau, à évolution générale régressive, renferme dès sa base (surface Sc10) une abondante faune d'Ammonites avec *Karakaschiceras brandesi* (KOENEN), *Valanginites wilfridi* (KARAKASCH) var. *ventrotuberculata* (NIKOLOV) et *O. (Olcostephanus) guebhardi querolensis* (in Bulot, 1990). Vers le sommet, cette partie devient fondamentalement terrigène et stérile.

Age: La faune d'Ammonites, reconnue au sein de ce niveau, nous permet de l'attribuer à la partie supérieure du Valanginien inférieur et au Valanginien supérieur. En effet la partie inférieure, comprise entre la

\* Détermination M. Ettachfani.

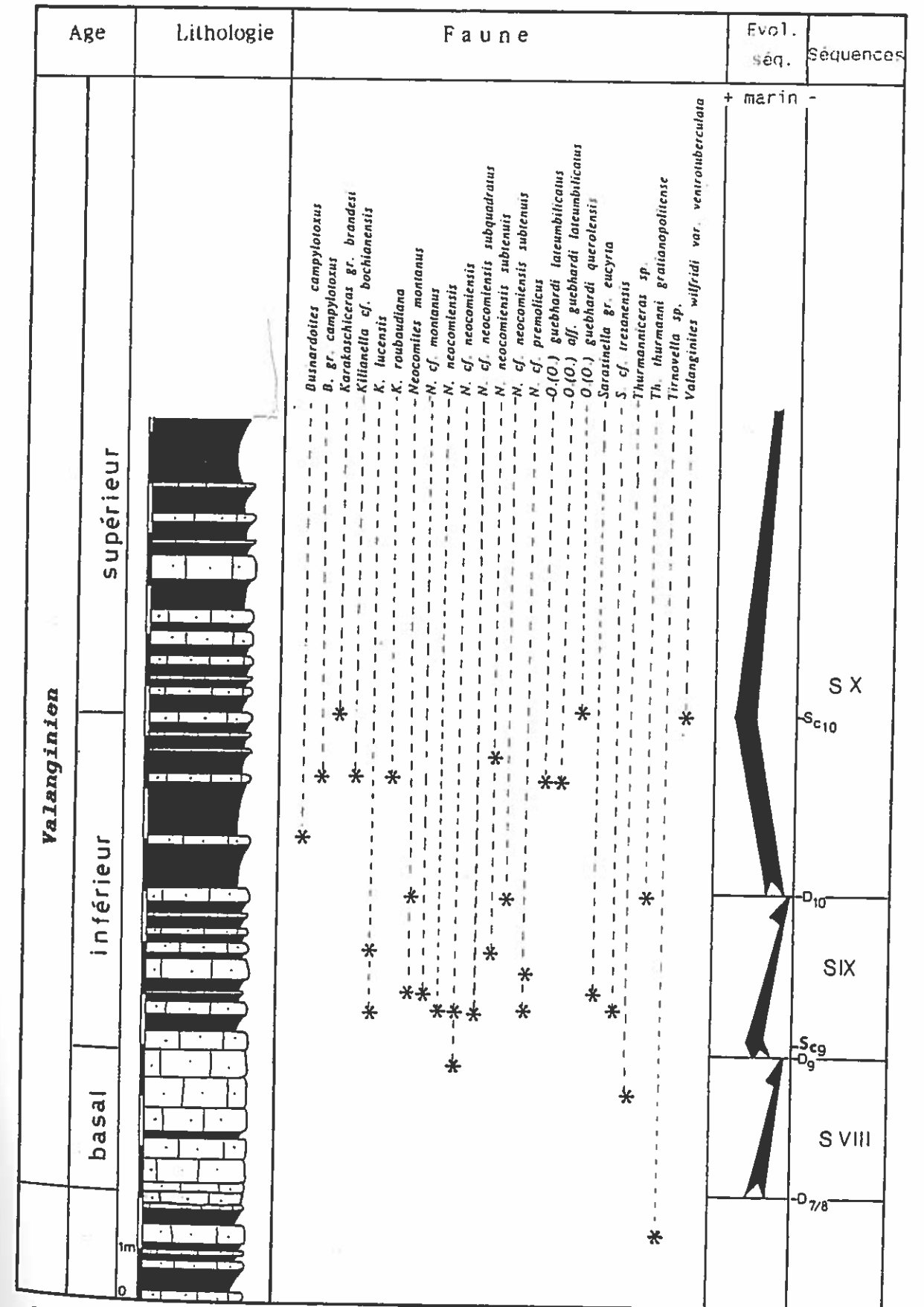


Fig 98 Coupe d'Igouzoulen: contenu paléontologique et évolution séquentielle

discontinuité D10 et la surface Sc10, renferme une faune d'Ammonites de la Zone à Pertransiens puis à Campylotoxus (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

La partie supérieure, sur la surface Sc10, est caractérisée par une faune d'Ammonites de la Zone à Verrucosum (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

#### c- Conclusions

La Formation de Sidi Lhousseine ainsi décrite, se décompose en deux séquences majeures :

- la première, à évolution générale cyclique et comprise entre les discontinuités D9 et D10, couvre une partie de la Zone à Pertransiens.

- la seconde, toujours cyclique, est comprise entre la discontinuité D10, localisée au milieu de la Zone à Pertransiens et la discontinuité D11, non datée, mais pouvant correspondre à la limite supérieure de la Zone à Verrucosum s.l. En effet dans la coupe d'Imouane nous avons recueilli dans un banc sous la discontinuité D11 Himantoceras sp., espèce fondamentale du Valanginien supérieur.

#### IV- Les faciès caractéristiques

Nous avons pu identifier dans la formation de Sidi Lhousseine, les faciès suivants (Fig. 99) :

- Marnes vertes ou jaunes-ocres (F I), centimétriques à métriques, localement silteuses, à Ammonites, Brachiopodes, Echinides, Lamellibranches, Foraminifères benthiques et Ostracodes.

- Calcaires gréseux à Ammonites (FII) en bancs centimétriques à décimétriques silteux, jaunes et bioclastiques, à Ammonites, Brachiopodes et Echinides.

- Siltites ocres azoïques (FIII)

- Grès jaunes-ocres (FIV) en bancs décimétriques, présentant parfois des structures de glissement (slump), rides, galets-mous, balls and pillows, over turned bedding, et traces de bioturbations rattachés au type Skholitos. Ces bancs parfois chenalisés deviennent localement microconglomératiques.

#### V-Séquences élémentaires de faciès (séquences virtuelles)

Les séquences virtuelles de faciès, identifiées au sein de la formation de Sidi Lhousseine sont de deux types <sup>NB</sup> : (Fig. 99)

##### Type D

Dans cette séquence, se superposent, en séquences élémentaires de comblement, les termes suivants, avec du bas en haut : (Fig. 99 - 1)

- Marnes vertes ou jaunes-ocres (FI).
- Calcaire gréseux à Ammonites (FII).

Les lithofaciès dans cette séquence témoignent de milieux de dépôt relativement profonds et ouverts au large.

Ce type de séquences de faciès est comparable à celui décrit au niveau de la formation d'Agroud Ouadar, séquence de faciès type C, la seule différence étant l'abondance de l'ammonitofaune.

<sup>NB</sup> Les séquences virtuelles de faciès de type A et B caractérisent la Formation de Cap Tafelney et la séquence de type C caractérise la Formation d'Agroud Ouadar.

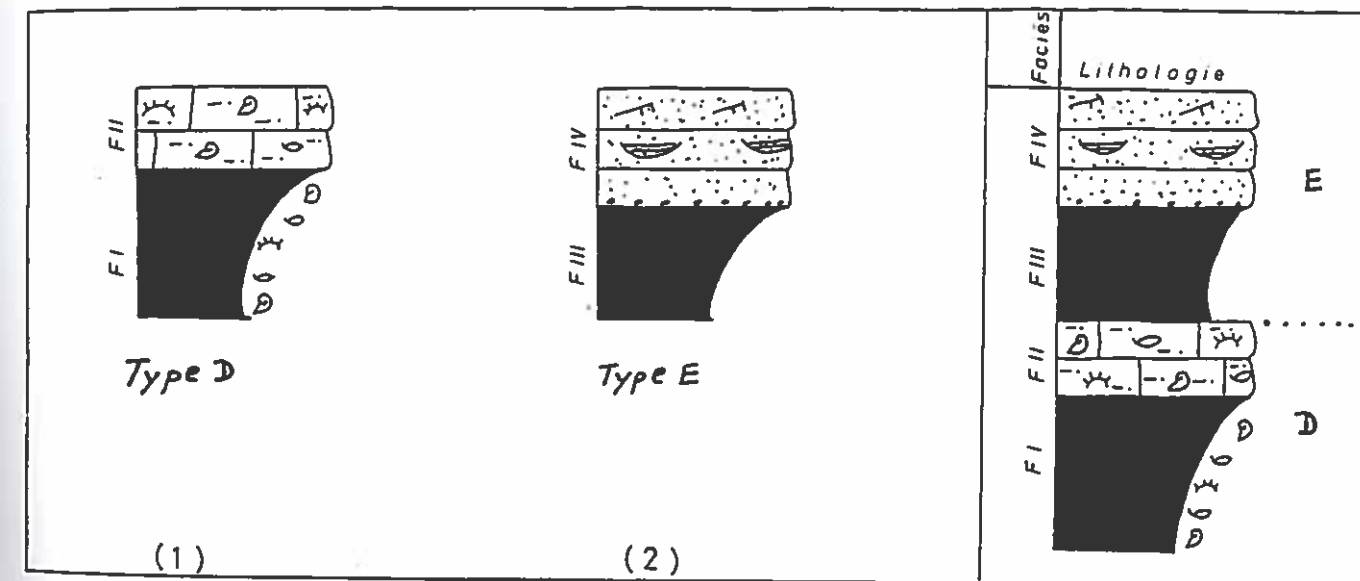


Fig. 99 - Séquences virtuelles de faciès.

**Type E**

Dans cette séquence de faciès se superposent les termes suivants, avec de la base au sommet (Fig. 99 - 2):

- Siltites ocres azoïques (FIII).
- Grès jaunes-ocres (FIV).

Ces faciès s'agencent en séquences élémentaires de comblement, attestant de milieux de sédimentation peu profonds et relativement agités.

Des séquences comparables ont été décrites dans des milieux deltaïques anciens, inter à supratidaux, par Miall in Walker 1984.

**VI- Les séquences majeures et discontinuités**

La formation de Sidi Lhousseine s'organise en deux séquences majeures: SIX et SX (Fig. 98).

- La séquence majeure SIX, à évolution générale cyclique, est comprise entre une surface durcie et oxydée, souvent à grosses Ammonites, perforations et encroûtée par des Huîtres et Serpules (discontinuités D9) et une surface durcie et oxydée ( discontinuité D10).

Elle est composée des termes de la séquence de faciès de type D dans sa partie inférieure (de tendance transgressive). La partie supérieure, en comblement étant caractérisée (localement) par l'apparition des premières siltites ocres et de niveaux gréseux non chenalisés ; un niveau oxydé et à accumulation de faune (Sc9), sépare ces deux parties.

- La séquence majeure SX, elle aussi cyclique, est délimitée à la base par la discontinuité D10 et au sommet par une surface ravinante, souvent soulignée par une croûte de fer, correspondant à la discontinuité D11. La partie inférieure de cette séquence, de tendance transgressive, est essentiellement composée des termes de la séquence de faciès type D.

La partie supérieure, régressive, est par contre dominée par les termes de la séquences de faciès de type E, avec, localement des intercalations de barres lumachelliques à Huîtres.

Ces deux parties de la séquence SX, sont séparées par un niveau riche en faune (Sc10).

**Conclusions**

A Igouzoulen, la formation de Sidi Lhousseine, épaisse de 95,30 m., est organisée en deux séquences majeures à évolution générale cyclique :

- La séquence majeure SIX est constituée de sédiments à dominante carbonatée, attestant de milieux de sédimentation relativement profonds et ouverts aux influences du large.

- La séquence majeure SX, comparable à la précédente pour ce qui est de sa partie inférieure d'approfondissement, est dominée dans la partie supérieure par des sédiments terrigènes de faible profondeur et forte énergie (Fig. 99).

**VII- Description régionale**

Cette partie sera consacrée à l'étude comparative, des coupes levées, avec celle de référence (Igouzoulen). Ceci, bassin par bassin, et portera essentiellement sur la partie inférieure de la formation de Sidi Lhousseine, où les datations obtenues par les Ammonites, permettent des corrélations assez précises.

**A- Bassin d'Agadir (Fig. 14)****A1- Description des coupes**

Dans cette région, nous avons analysé deux coupes, une à Sidi Bousekri, l'autre à Aït Amouch.

Toutefois, les mauvaises conditions d'affleurement, ne permettent pas une étude complète et continue de la Formation de Sidi Lhousseine.

Ceci nous a amenés à la décrire, seulement là, où la continuité avec celle d'Agroud Ouadar est nette sur le terrain.

**1- Coupe de Sidi Bousekri (Fig. 100)**

Dans cette localité, la Formation de Sidi Lhousseine, fait suite à celle d'Agroud Ouadar, déjà décrite dans cette localité.

Visible sur environ 3,50 m. et délimitée à la base par la discontinuité régionale D9, elle est composée de marnes vertes très fossilifères et de bancs onduleux de calcaires marneux jaunes-ocres, riches en faune, agencés en séquences élémentaires de comblement.

Cet ensemble, à évolution cyclique, comporte une partie inférieure, d'approfondissement, riche en Ammonites, et une partie supérieure, de tendance régressive, dont n'est visible que la partie basale.

Ces deux parties, de la Formation de Sidi Lhousseine, sont séparées par une surface fortement oxydée et riche en faune (Sc9), localisée à 1,90 m. de la base.

**Age:** Les Ammonites recueillies dans la partie inférieure de cette séquence, comprise entre la discontinuité D9 et la surface Sc9, indiquent le Valanginien inférieur non basal, Zone à Pertransiens (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

**2- Coupe d'Aït Amouch (Fig. 101)**

Dans cette localité, la Formation de Sidi Lhousseine, fait suite à celle d'Agroud Ouadar précédemment décrite. Sur la discontinuité D9, correspondant à la limite supérieure de la Formation d'Agroud Ouadar (déjà décrite dans cette localité), repose la Formation de Sidi Lhousseine, dont la partie visible (1,4 m) correspond à la partie supérieure, en comblement, de la séquence SIX, décrite dans la coupe de référence (coupe d'Igouzoulen).

Elle comporte des marnes vertes et des calcaires gréseux agencés en séquences élémentaires de comblement et renfermant des Ammonites de la Zone à Pertransiens (Kilianella rouboudiana et Thurmanniceras gratianopolitense).

**Age:** Valanginien inférieur non basal.

**A2- Conclusions**

Les coupes levées dans le bassin d'Agadir ne permettent aucune analyse complète de la formation de Sidi Lhousseine. Toutefois, à Sidi Bouseckri, la partie visible de cette Formation (séquence SIX), présente une évolution générale cyclique et comprend une partie inférieure d'approfondissement, entre les surfaces D9 et Sc9, épaisse de 1,9 m., et une partie supérieure, de comblement, visible sur 1,50 m.

A Aït Amouch, la séquence SIX n'est représentée que par la partie supérieure de comblement, comprise entre les discontinuités D9 et D10 et épaisse de 1,40 m.

Coupe de :SIDI BOUSEKRI

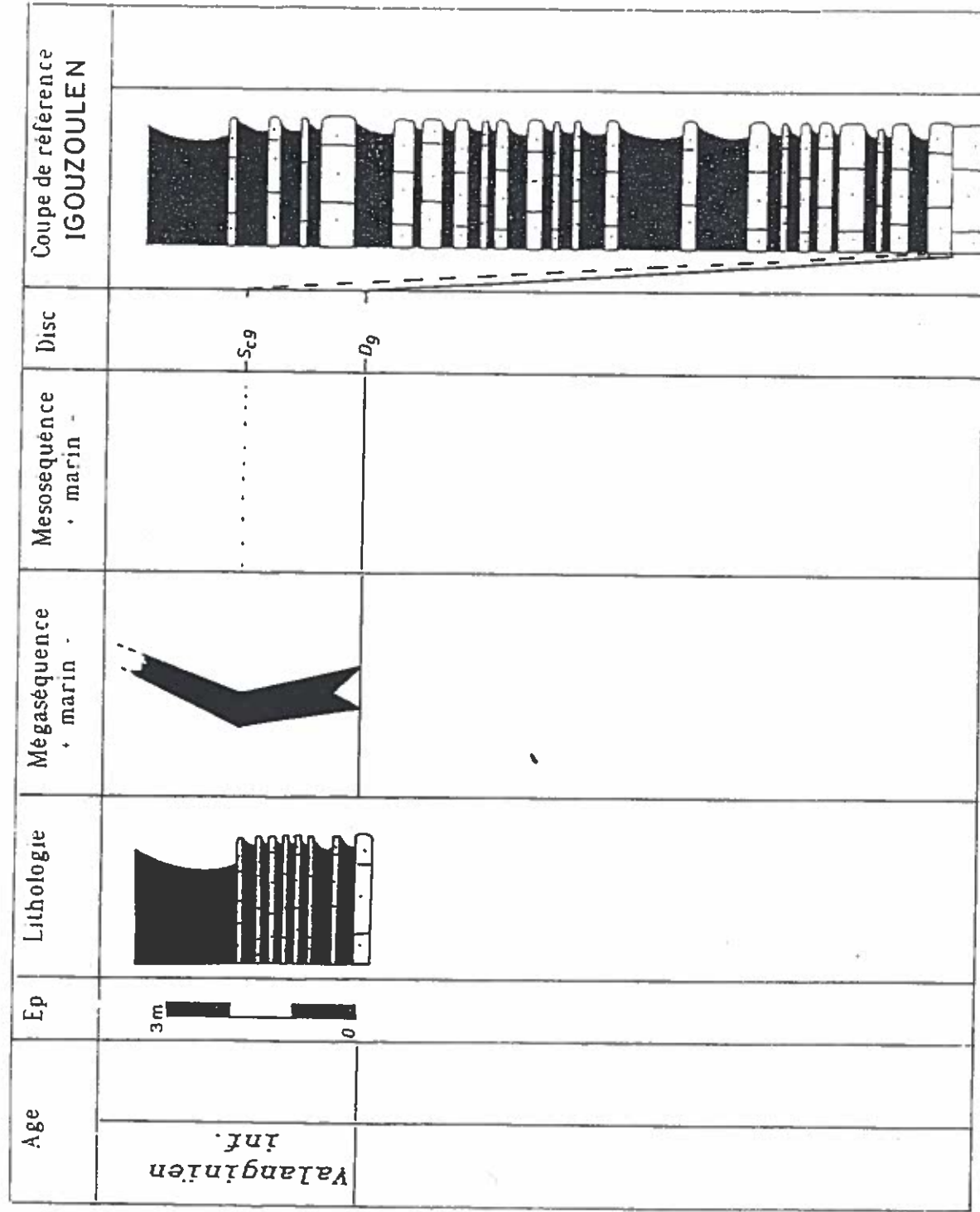


Fig. 100 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de :AIT AMOUCHE

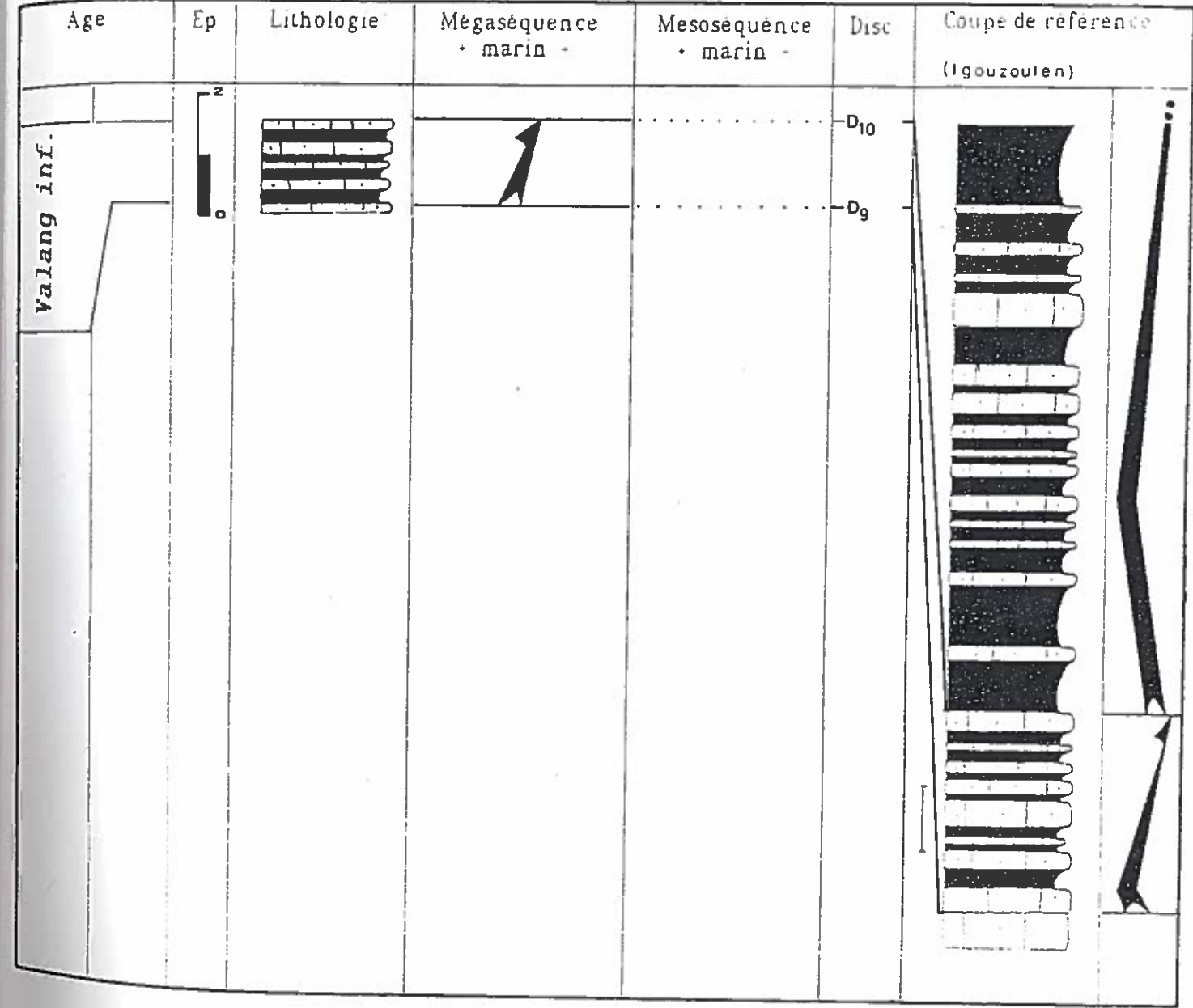


Fig. 101 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## B- Bassin de Haha (Fig. 14)

## B1- Description des coupes

Dans ce secteur, en plus de la coupe d'Igouzoulen précédemment décrite nous avons levé quatre autres coupes :

## 1- Coupe d'Imouane (Fig. 102)

Dans cette coupe la Formation de Sidi Lhousseine fait suite à celle d'Agroud Ouadar, précédemment décrite dans cette localité. Epaisse de 19 m. (partie étudiée), elle est composée de deux séquences majeures :

- La séquence majeure SIX, épaisse de 4,50 m et à évolution cyclique, délimitée par les discontinuités D9 et D10, est essentiellement composée de marnes vertes très fossilifères et de calcaires gréseux riches en faune (Ammonites, Ostreidés, Brachiopodes et Oursins).

A 2,60 m. de la base, un niveau oxydé et riche en faune (Sc9), sépare la partie inférieure, à tendance transgressive, de la partie supérieure de comblement.

La faune d'Ammonites rencontrée dans ce niveau, comporte : *Kilianella lucensis* et *Sarasinella* cf. *bedoti*.

- La séquence majeure SX (13,50 m.), cyclique, est comprise entre les discontinuités D10 et D11. Elle est composée dans la partie inférieure, d'approfondissement, de marnes vertes bioturbées et calcaires marneux et gréseux riche en faune (Oursins et Brachiopodes).

La partie supérieure régressive est formée par une alternance, en séquences élémentaires de comblement, de siltites vertes et de bancs gréseux et calcareux ocres, strato-croissants.

A 2,80 m de la base, un niveau fortement oxydé (à croûte ferrugineuse) et riche en faune (Plicatules, Bélemnites et Serpules), correspond à la surface Sc10, sépare ces deux parties de la séquence cyclique.

Nous ne disposons d'aucun argument biostratigraphique permettant une datation précise de la partie inférieure de cet ensemble. Toutefois, par son évolution séquentielle, sa position géométrique (comprise entre la séquence SIX et la Formation hauterivienne de Tamar) elle pourrait matérialiser la séquence SX. Néanmoins nous avons récolté, au sommet de cette séquence, *Himantoceras* sp., espèce indiquant le Valanginien supérieur (Zone à *Verrucosum* S.L.).

## 2- Coupe de Tamri (Fig.103)

Dans cette localité, la Formation de Sidi Lhousseine, visible sur 4,50 m., se décompose en deux ensembles, correspondant à la séquence SX :

- Le premier, épais de 50 cm. est exclusivement formé de calcaires gréseux et noduleux, fortement oxydés et formant une véritable lumachelle à Ammonites. Il matérialise le niveau condensé Sc10 et renferme une abondante faune d'Ammonites avec en particulier *Thurmanniceras* cf. *pertransiens* (SAYN), *Kilianella* gr. *lucensis* (SAYN), *Karakaschiceras* gr. *inostranzewi* (KARAK.) relevant des Zones à *Pertransiens* et *Campylotoxus* superposées.

- Le deuxième, épais de 3,90 m, est essentiellement composé de marnes vertes très riches en Brachiopodes et Oursins et des calcaires gréseux et marneux à Ammonites, agencés en séquences élémentaires de comblement à bancs calcaires stratocroissants.

Ce deuxième ensemble, superposé à la surface Sc10 renferme, dès sa base une faune d'Ammonites (*Oosterella* cf. *cultrata* D'ORB. et *Teschenites* sp.) indiquant la Zone à *Verrucosum*.

## Formation de Sidi Lhousseine

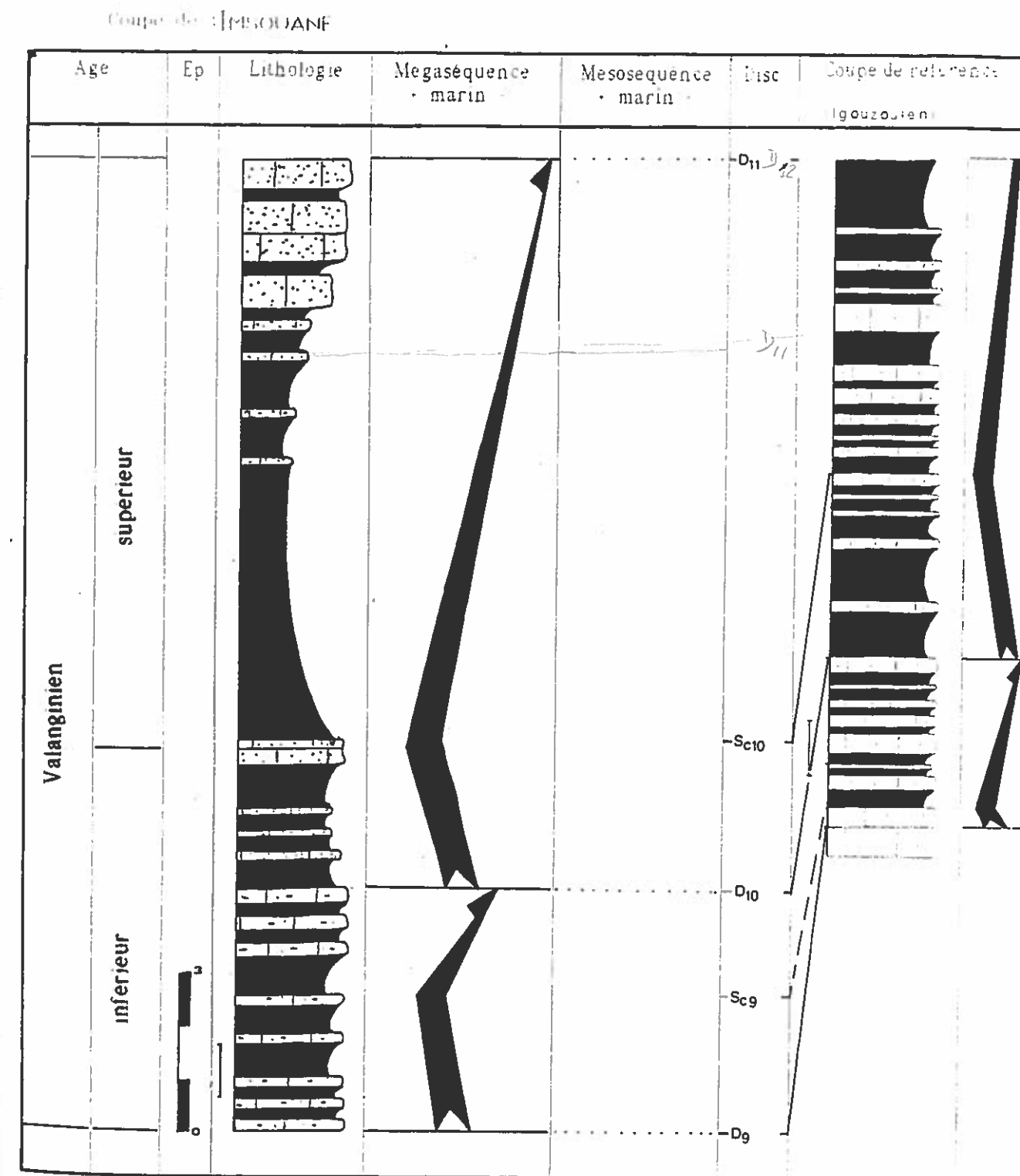


Fig. 102 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de : TAMRI

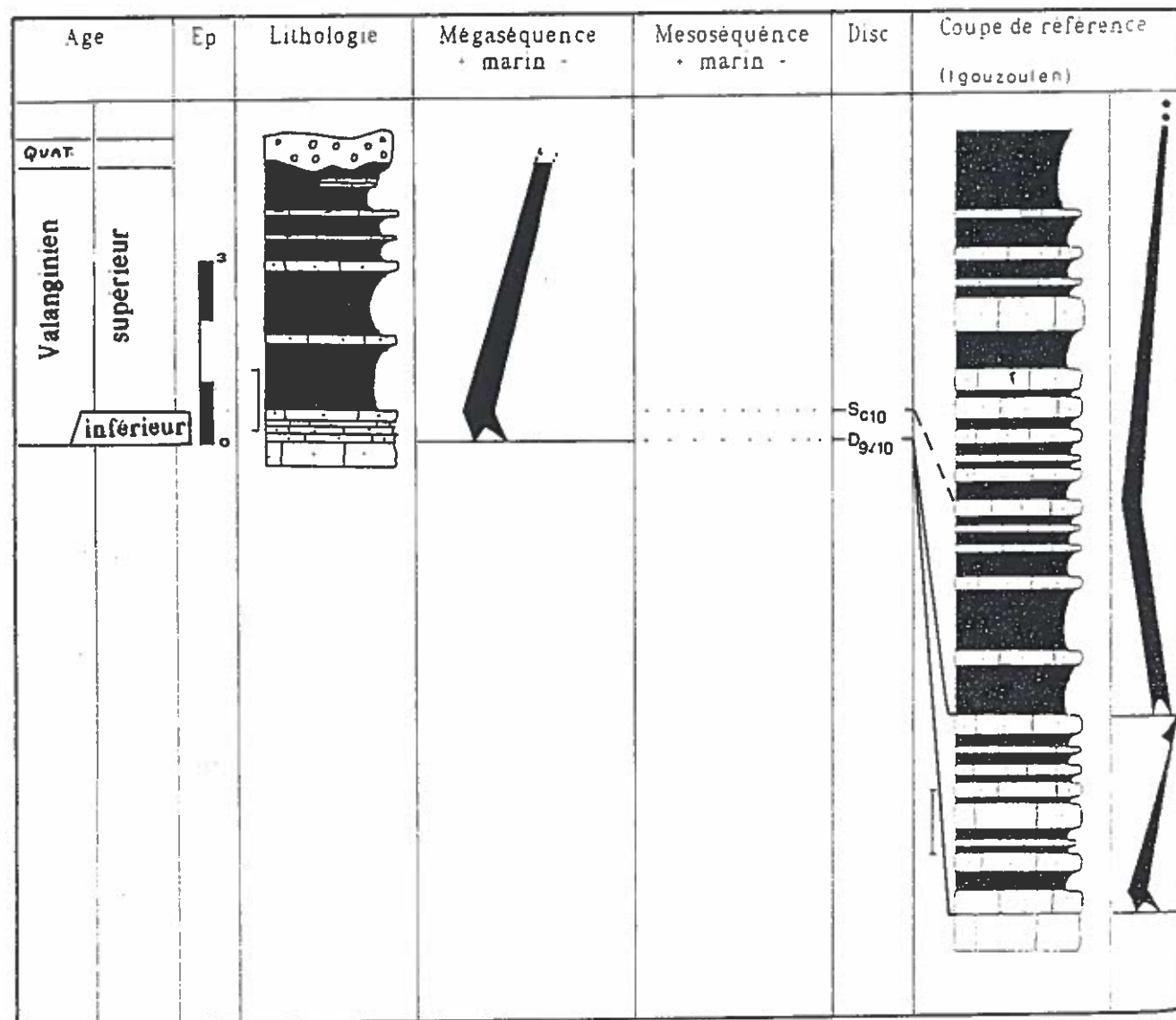


Fig. 103 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Age : En nous fondant sur le contenu paléontologique, Ammonites, nous attribuons le premier ensemble, au Valanginien inférieur sommital et le deuxième au Valanginien supérieur.

## 3- Coupe d'Igourar (Fig. 104)

Dans cette localité aussi nous avons levé cette coupe à la suite de celle d'Agroud Ouadar.

Ici, dans la Formation de Sidi Lhousseine (visible sur 9,40 m) et délimitée à la base par la discontinuité D9, se succèdent deux ensembles :

- Un ensemble inférieur (séquence majeure SIX), épais de 1,70 m, exclusivement formé de calcaires gréseux roux à Ammonites (*N. neocomiensis*, *Erdenelle hoheneggeri*, *N. montanus*, *Sarasinella* sp. et *Thurmanniceras* sp.); Echinides (*Toxaster granosus* LAMB., *Holactypus* aff. *afer* GAUTH) et une abondante faune de Brachiopodes et Pectinidés.

Age : nous attribuons cet ensemble au Valanginien inférieur non basal, Zone à *Pertransiens* (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

- Un ensemble supérieur (séquence majeure SX), visible sur 7,70 m), à partie inférieure, d'approfondissement, épaisse de 4 m., essentiellement composée de marnes vertes à Plicatules intercalées de bancs stratocroissants de calcaires marneux et gréseux puis de minces lits de grès ocres.

Cette partie renferme une ammonitofaune représentée dans les premiers mètres, de la base, par *N. montanus* (UHLIG), *N. neocomiensis* (D'ORB.) et, plus haut, par *K. cf. inostranzewi* (KARAK.).

La partie supérieure de ce deuxième ensemble, visible sur environ 3,70 m, est constituée d'une alternance de marnes vertes et de calcaires gréseux en bancs stratocroissants, renfermant, dans les deux premiers mètres, *N. teschenensis* (UHLIG).

A quatre mètres de la base, une surface fortement bioturbée et oxydée, Sc10, sépare ces deux parties.

Age : Cet ensemble s'est sédimenté dans l'intervalle Valanginien inférieur sommital - Valanginien supérieur. En effet la population d'Ammonites rencontrée dans la partie inférieure (d'approfondissement), relève des zones à *Pertransiens* puis de celle à *Campylotoxus*. Celle découverte à la base de la partie supérieure (en comblement) indiquerait la zone à *Verrucosum*.

## 4- Coupe d'Awrir (Fig. 105).

Dans cette localité aussi, la Formation de Sidi Lhousseine a été levée à la suite de celle d'Agroud Ouadar. Visible sur 7,60 m., elle comporte une seule séquence à évolution générale cyclique (séquence majeure SX).

Dans cette séquence, la partie inférieure épaisse de 2,10 m, est constituée d'une alternance en séquences élémentaires de comblement, de marnes vertes, de bancs ondulés de calcaires marneux et gréseux jaunes et de calcaires gréseux massifs.

La partie supérieure est essentiellement composée de marnes vertes et de bancs de calcaires gréseux stratocroissants (partie visible sur le terrain).

A 2,10 m de la base, se développe une surface fortement oxydée, bioturbée et riche en faune (Sc10).

Cet ensemble s'agence en une séquence cyclique, à partie inférieure d'ouverture et partie supérieure de comblement séparées, au point d'inversion du cycle, par la surface Sc10.

## Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de : GOURAR

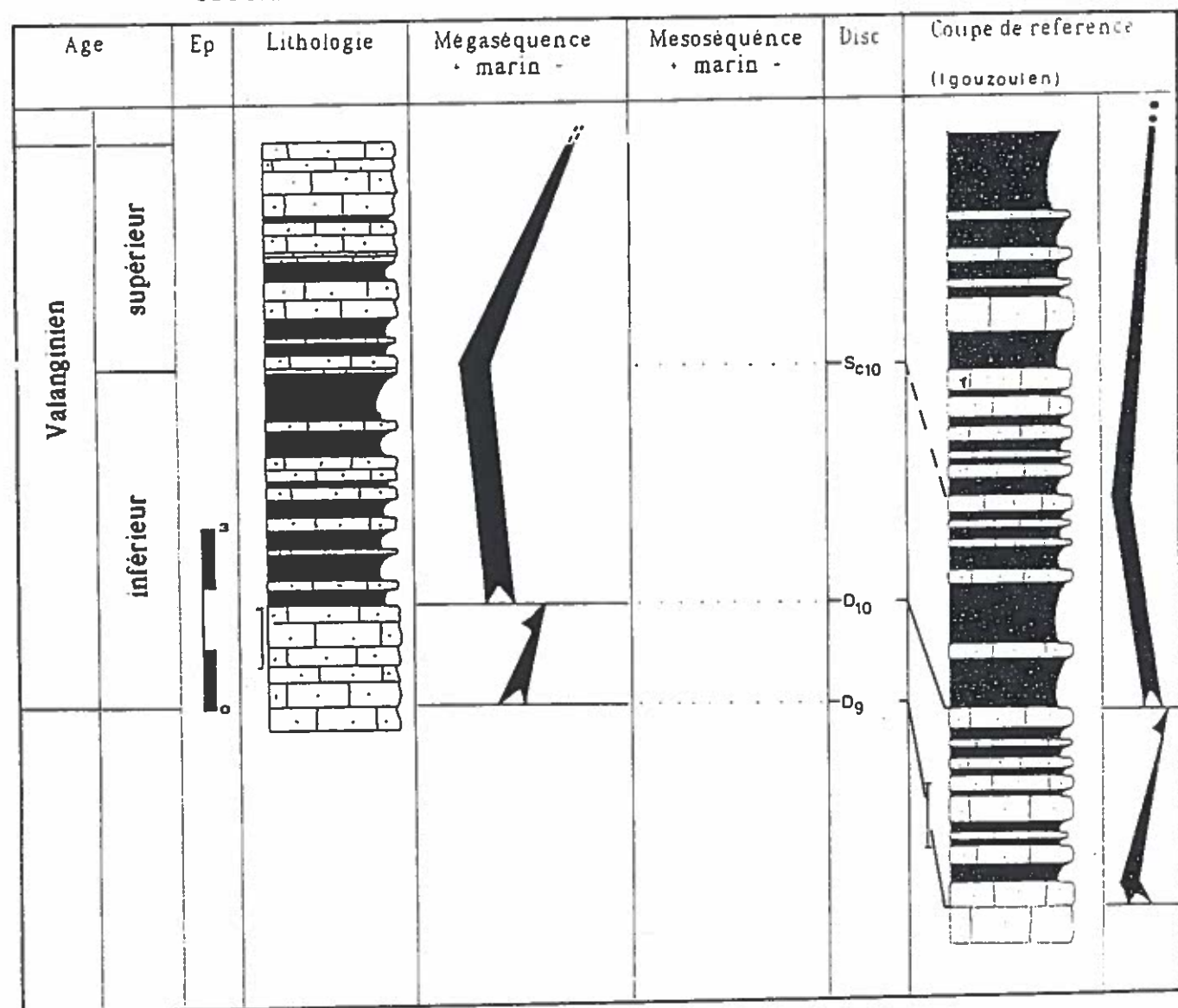


Fig. 104 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de : AWRIR

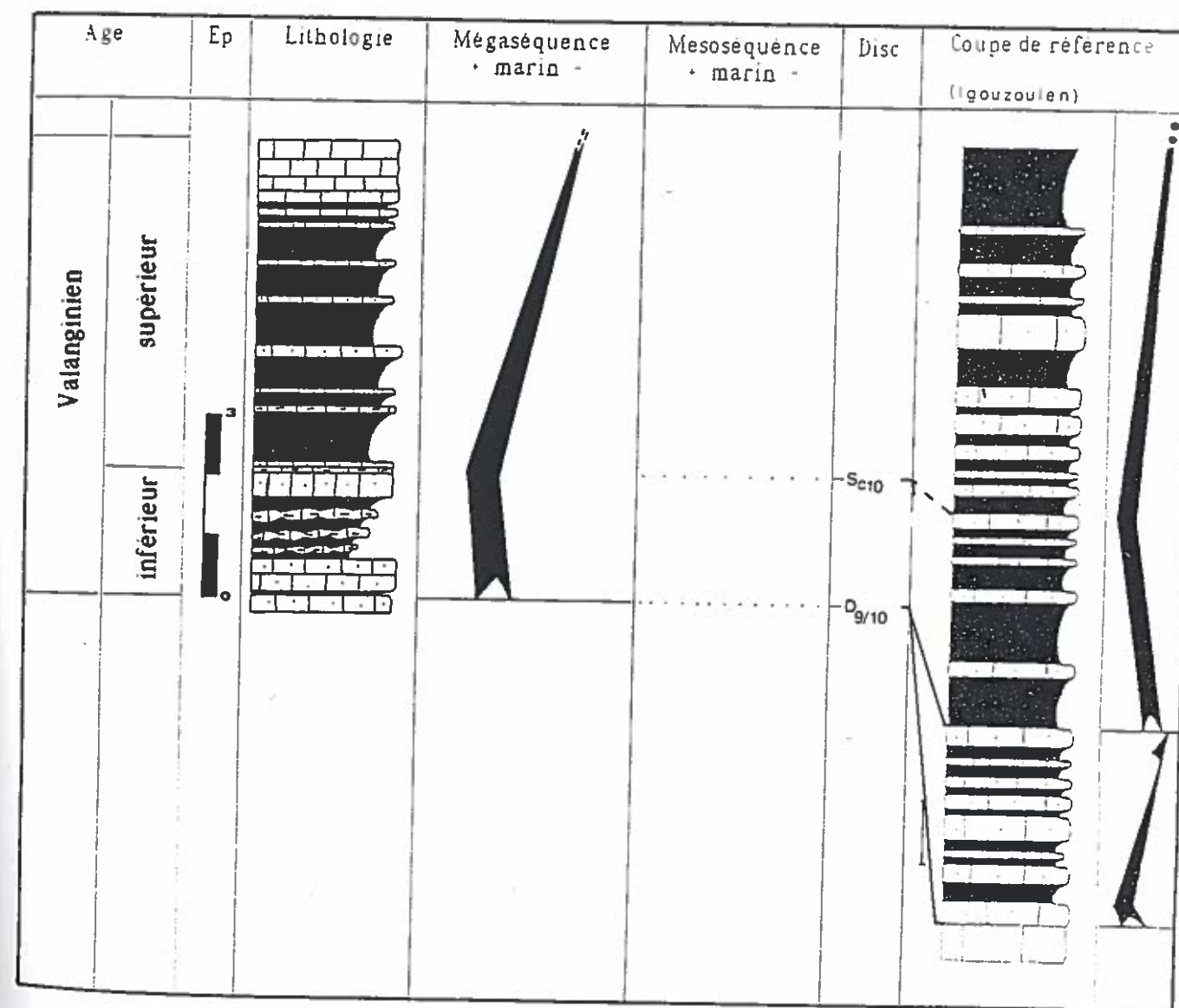


Fig. 105 : Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## Formation de Sidi Lhousseine

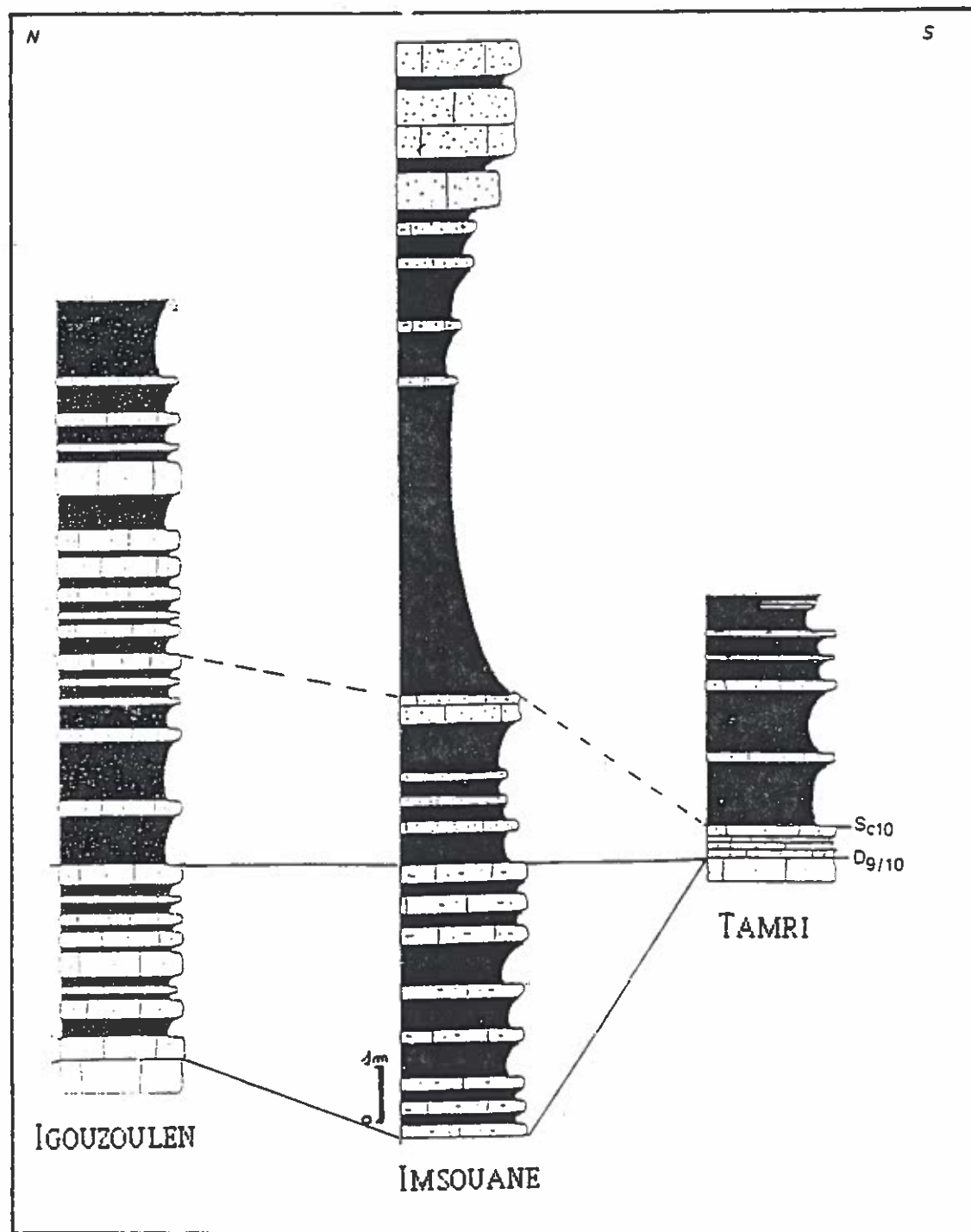


Fig. 106 - Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin de Haha

L'association d'Ammonites est composée de Busnardoites campylotoxus (UHLIG) et N. cf. longi (SAYN), dans la partie inférieure, et de O. (Olcostephanus) guehardi querolensis dans la partie supérieure.

Age : Par son contenu paléontologique, cette séquence peut être rapportée au Valanginien inférieur sommital et au Valanginien supérieur.

## B2- Conclusions

Dans le bassin de Haha la Formation de Sidi Lhousseine comporte 2 séquences majeures (fig. 106) :

- La première, séquence majeure SIX, cyclique et d'épaisseur comparable à Igouzoulen et Imsouane, de comblement à Igourar est absente à Tamri.

- La deuxième, séquence majeure SX, est toujours cyclique, à partie inférieure (transgressive) très réduite à Tamri et d'épaisseur comparable à Igouzoulen, Imsouane et Igourar.

## C- Bassin d'Essaouira (Fig. 14)

Dans la partie occidentale de ce bassin nous avons analysé deux coupes sur la périphérie de la structure diapirique de Tidzi, l'une à Mradma et l'autre à Akoui Griz.

## 1- Coupe de Mradma (Fig. 107)

Dans cette localité, la Formation de Sidi Lhousseine, fait suite à celle d'Agroud Ouadar précédemment décrite. Elle comporte deux séquences majeures :

- la séquence SIX, épaisse de 2,5 m., est délimitée à la base par la discontinuité régionale D9 et au sommet par une surface durcie et fortement oxydée (D10). Elle s'organise en une séquence de comblement où s'alternent des marnes vertes et des calcaires marneux riches en Ammonites (Kilianella gr. lucensis (SAYN) et Thurmanniceras sp.).

Age : la faune d'Ammonite indique le Valanginien non basal, Zone à Pertransiens (de Busnardo et Thieuloy, 1979).

- la séquence SX visible sur 17 m. comporte, sur la discontinuité D10, une partie inférieure (7,20 m) de tendance transgressive, composée de marnes vertes, calcaires marneux et bancs massifs de calcaires gris renfermant des Ammonites de la Zone à Pertransiens (Kilianella gr. lucensis et Thurmanniceras sp.). Plus haut des marnes vertes stratodécroissantes entrecoupées de bancs calcaires marneux à Ammonites (Busnardoites campylotoxus (UHLIG) et O. (Olcostephanus) guehardi lateumbilicatus (ROCH).

Cette séquence se termine par un ensemble à dominante silteuse et à évolution générale de comblement.

Ces deux ensembles de la séquence SX sont séparés par un niveau oxydé et fortement bioturbé, correspondant à la surface d'inversion de la biséquence Sc10.

Age : Nous attribuons la partie inférieure de cette séquence au Valanginien inférieur sommital (Zones à Pertransiens et à Campylotoxus). La partie supérieure pourrait matérialiser le Valanginien supérieur (Zone à Verrucosum).

Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de : MRADMA

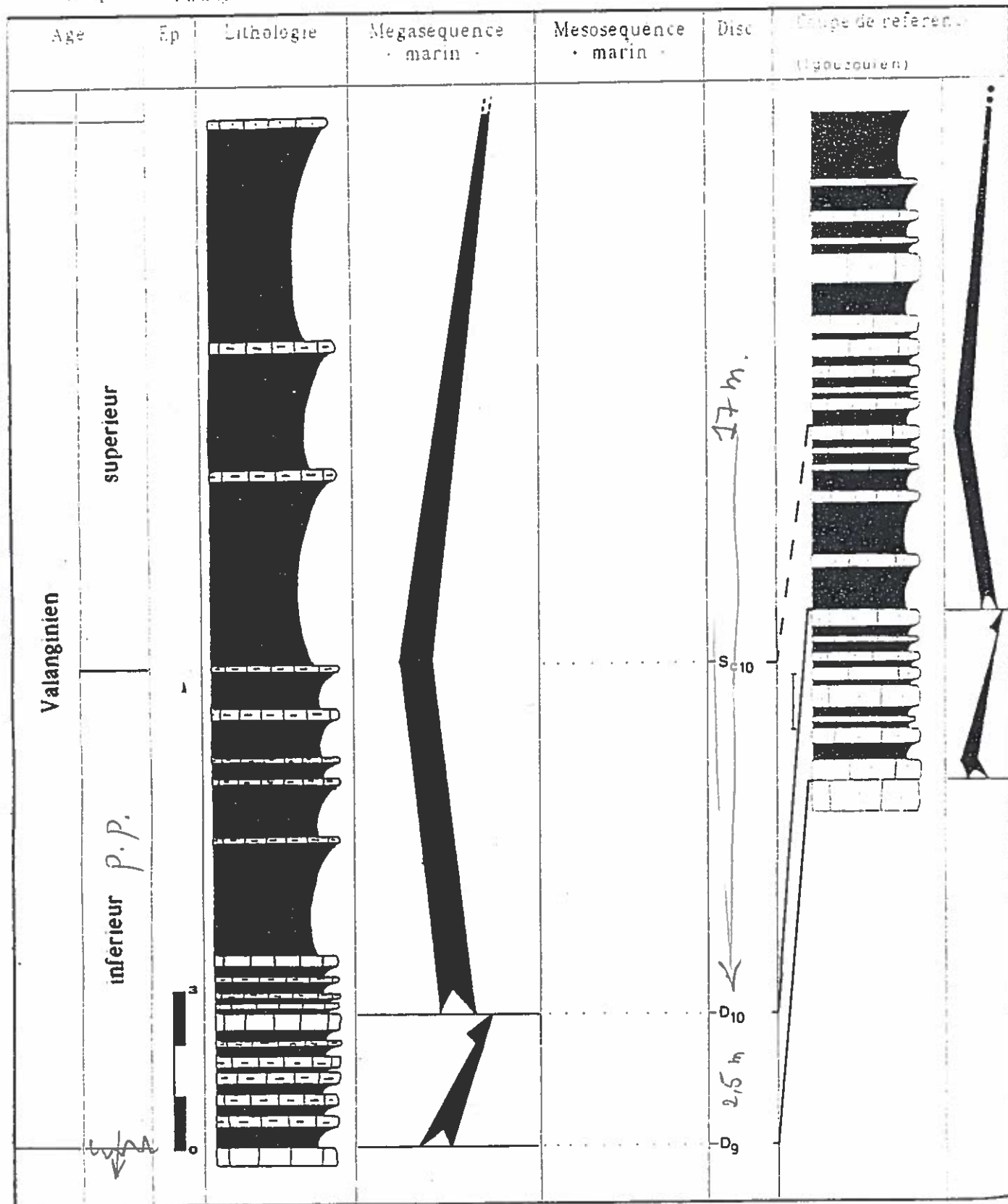


Fig. 107 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

Formation de Sidi Lhousseine

Coupe de : AKOUI GRIZ

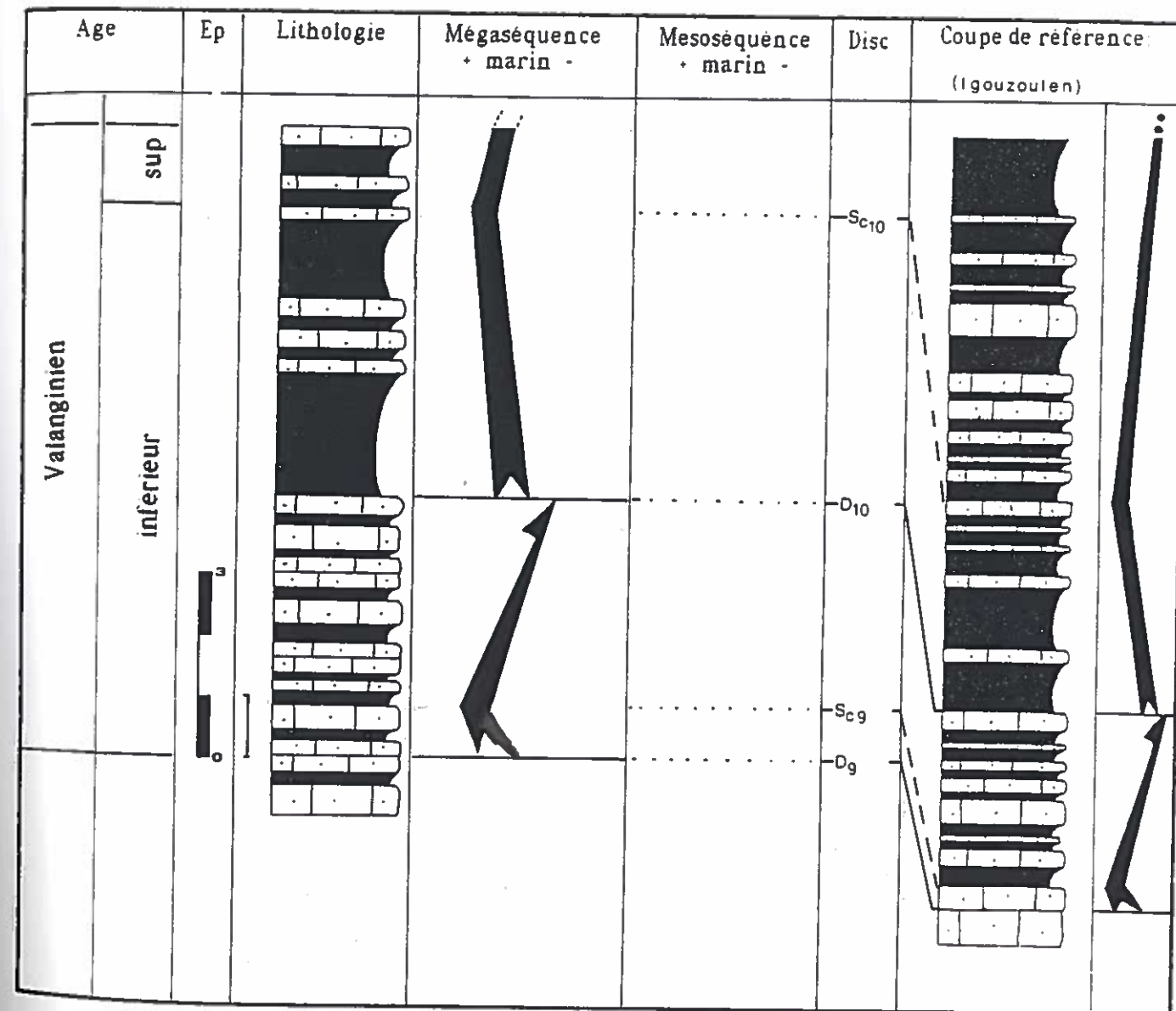


Fig. 108 - Interprétation séquentielle et corrélation avec la coupe de référence

## 2- Coupe d'Akoui Griz (Fig. 108)

Dans cette coupe, la Formation de Sidi Lhousseine fait suite à celle d'Agroud Ouadar déjà décrite dans cette même localité. Epaisse de plus de 11 m., elle comporte deux séquences majeures :

- La séquence SIX (4,25 m), à évolution <sup>cyclique</sup> régressive est comprise entre les discontinuités D9 et D10.

Elle est composée essentiellement de marnes vertes et de calcaires gréseux à Ammonites (*N. cf. montanus* et *N. gr. neocomiensis subtenuis*).

Age : Valanginien inférieur non basal (Zone à Pertransiens).

- La séquence SX, visible sur 6 m. et à évolution cyclique comporte une partie inférieure, épaisse de 4,80 m, à dominante marneuse et renfermant dans les 2,20 premiers mètres des ammonites de la Zone à Pertransiens (*N. cf. montanus* et *N. gr. neocomiensis subtenuis*) et plus haut des ammonites de la Zone à Campylotoxus (*O. (Olcostephanus) cf. psilostomus lateumbilicatus* et *K. biassalense*).

La partie supérieure, de cette séquence SX, de tendance régressive, n'est visible que sur 1,20 m et renferme dès sa base *N. cf. teshenensis*.

Ces deux parties sont séparées par un niveau fortement oxydé et riche en Ammonites, Plicatules et Serpules (Sc10).

Age : les Ammonites rencontrées dans cette séquence SX, nous permettent de rapporter sa partie basale au sommet du Valanginien inférieur (Zones à Pertransiens puis à Campylotoxus) et sa partie terminale au Valanginien supérieur (Zone à Verrucosum).

## 3 - Région d'Aït Daoud

Dans la partie orientale du bassin d'Essaouira, région d'Aït Daoud, nous avons pris en considération les coupes levées par M. Ibnoussina (1988).

Ici, et dans toutes les coupes, s'intercale entre la Formation d'Agroud Ouadar et celle de Tamar ( rapportée à l'Hauterivien inférieur) un ensemble organisé en deux séquences majeures de comblement, composées exclusivement des termes de la séquence de faciès de type E.

Ainsi, cet ensemble, compris entre deux discontinuités très apparentes, matérialiserait la Formation de Sidi Lhousseine et les deux séquences majeures de comblement équivalentes aux séquences SIX et SX d'Igouzoulen.

Nous remarquons, en outre, que : (Fig. 109)

- Entre Tafaytour et Boutourkine, la Formation de Sidi Lhousseine est absente. Ceci est dû à l'existence d'une zone exhaussée à Irherraz lors de la sédimentation (Ibnoussina, 1988).

- L' épaisseur de la séquence SIX augmente en s'éloignant de cette zone haute.

- L' épaisseur de la séquence SX est beaucoup plus importante sur le pourtour immédiat de cette structure.

Cette variation d'épaisseur, à cet endroit, s'observe aussi au niveau de la Formation de Cap Tafelney (Fig. 43, 51 et 52), d'Agroud Ouadar (Fig. 70 et 94) et d'une manière très accentuée lors de la sédimentation de celle de Tamar et Talmest (Fig. 126).

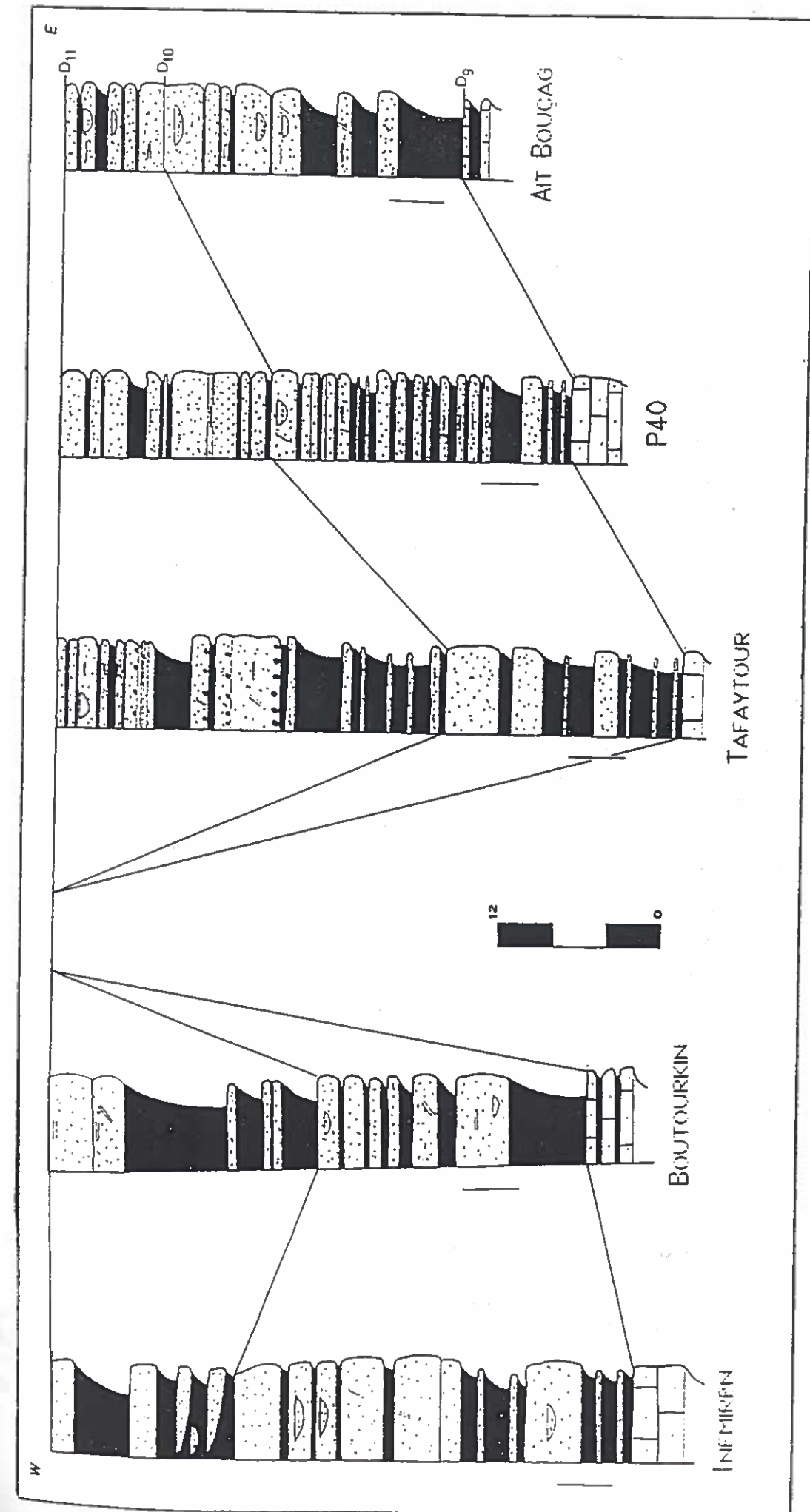


Fig. 109 Corrélation entre les coupes levées dans le Bassin d'Essaouira

### VIII- Corrélations

Sur la base des données paléontologiques (Ammonites) et de l'organisation séquentielle, nous proposons, pour la formation de Sidi Lhousseine, les corrélations entre coupes exprimées dans les figures 106 et 109.

Ces corrélations nous ont permis de mettre en évidence, au sein de cette Formation, les faits suivants (fig. 110, 111) :

1 - Dans le bassin d'Agadir la séquence de dépôt SIX, comprise entre les discontinuités D9 et D10, présente une évolution générale cyclique à Sidi Bouseckri et comporte les dépôts de l'intervalle transgressif, épais de 1,90 m. et ceux du prisme de haut niveau marin, visibles sur 1,50 m.

A Aït Amouch, cette séquence comporte uniquement les sédiments du prisme de haut niveau marin, épais de 1,90 m.

Dans ce bassin, la corrélation entre ces deux coupes montre, pour la séquence SIX, une diminution relative des épaisseurs en direction de l'Est (Aït Amouch) soulignée, pour la partie visible sur le terrain, par la disparition de l'ensemble inférieur d'approfondissement.

Pour ce qui est de la séquence de dépôt SX dans le bassin d'Agadir, nous ne disposons d'aucune donnée.

2- Dans le bassin de Haha les coupes levées montrent, pour la séquence de dépôt SIX, une évolution générale cyclique (excepté à Igourar) et une augmentation relative des épaisseurs en direction d'Imsoouane.

Cette séquence (SIX), est absente à Tamri.

La séquence de dépôt SX, délimitée à la base par la discontinuité D10 et au sommet par la discontinuité D11, présente une évolution générale cyclique dans tout le bassin de Haha, avec les dépôts de partie inférieure, à évolution générale d'approfondissement, relativement plus épais à Igourar (4 m.) par rapport à Tamri (0,5 m.), Imsoouane (2,80 m.) et Igouzoulen (3,10 m.). Ceux de la partie supérieure, de comblement, sont très épais à Igouzoulen (89 m.), seule coupe où cette partie est entièrement visible à l'affleurement.

3- Dans le bassin d'Essaouira la séquence de dépôt SIX, comprise entre les discontinuités D9 et D10, présente une évolution générale uniquement de comblement avec un épaissement important de la série en direction de l'Est (4,20 m. à Akoui Griz et 2,50 m. à Mradma, à l'Ouest, contre 32 m. à Inemiren, à l'Est).

La séquence de dépôt SX, délimitée à la base par la discontinuité D10 et au sommet par la discontinuité D11, présente une évolution générale cyclique à l'Ouest (région de Tidzi) et uniquement de comblement à l'Est (régions d'Ichemraren et d'Imin Tanout).

Les épaisseurs sont aussi plus importantes à l'Ouest qu'à l'Est de ce bassin, avec les séries les plus épaisses et les plus complètes, localisées sur la périphérie de la structure diapirique de Tidzi.

### IX-Successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle

#### 1- Séquences lithoclinales et séquences génétiques de dépôt

Dans le Haut Atlas atlantique, la formation de Sidi Lhousseine s'organise en deux séquences lithoclinales majeures caractérisées par une association spécifique d'Ammonites et correspondant à deux séquences génétiques de dépôt, séparées par des discontinuités de valeur régionale (fig. 112) :

#### Séquence de dépôt SIX

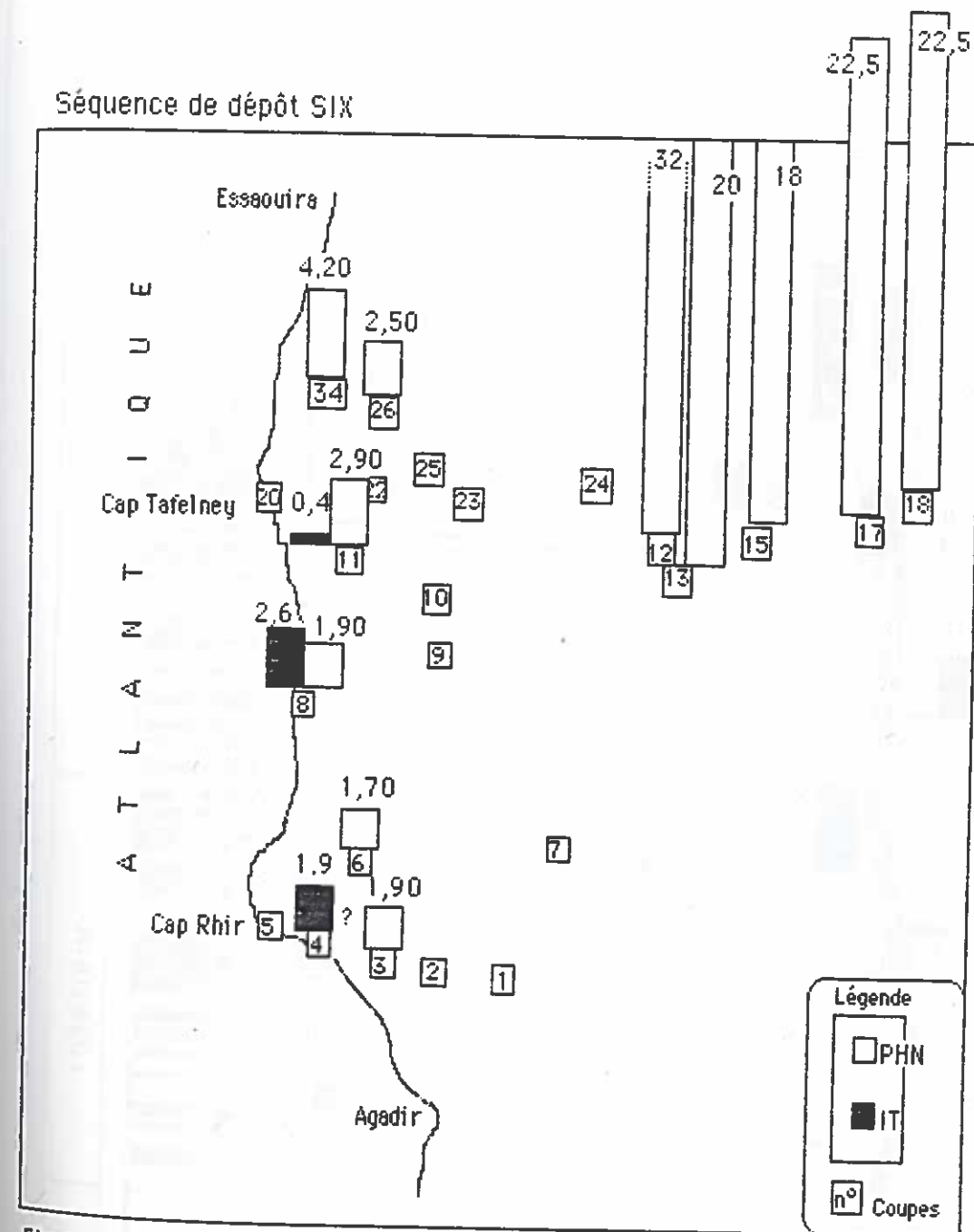


Fig. 110- Formation de Sidi Lhousseine, séquence de dépôt SIX, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

Coupes:

- 1-Tamzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara  
8- Imsoouane 9-Zalidou 10- Tamanar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz  
15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yahya 21-Oubbay  
22-Id Boujama 23-Awrrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradma 34-Akoui Griz

Séquence de dépôt SX

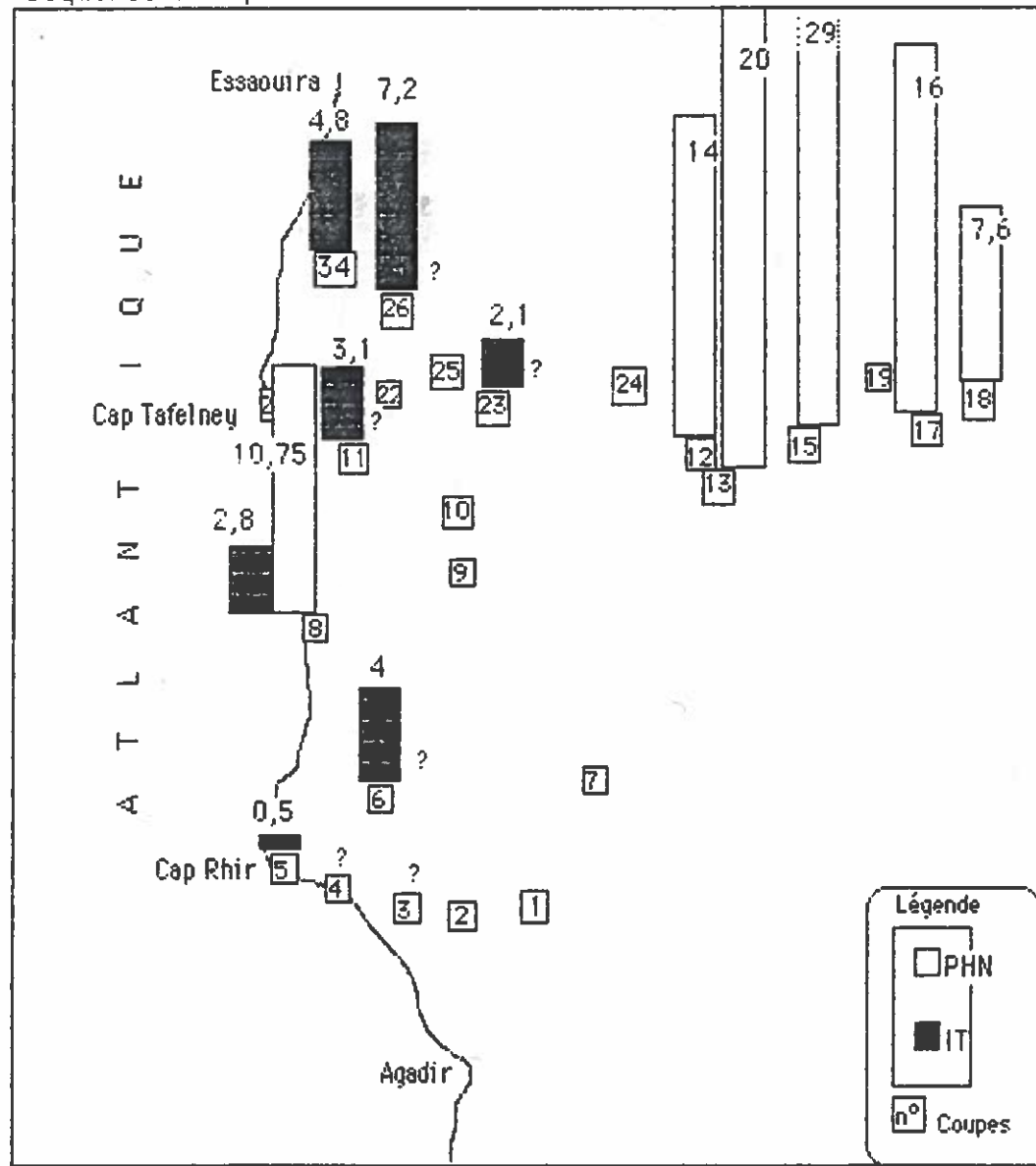


Fig. 111-Formation de Sidi Lhousseine, séquence de dépôt SX, répartition géographique et épaisseurs des cortèges sédimentaires

Coupes:

- 1-Tanzargout 2-Aourga 3-Aït Amouch 4-Sidi Bouseckri 5-Tamri 6-Igourar 7-Bou Tara
- 8- Insouane 9-Zalidou 10- Tamarar 11-Igouzoulen 12-Inemiren 13-Boutourkin 14-Irherraz
- 15-Talmest 16-P40 17-P40 bis 18-Aït Bouçag 19-Tafaytour 20-Sidi Yshya 21-Dubbay
- 22-Id Boujama 23-Awrir 24-Taghzout 25-Tawrirt 26-Mradna 34-Akoui Griz

Formation de Sidi Lhousseine

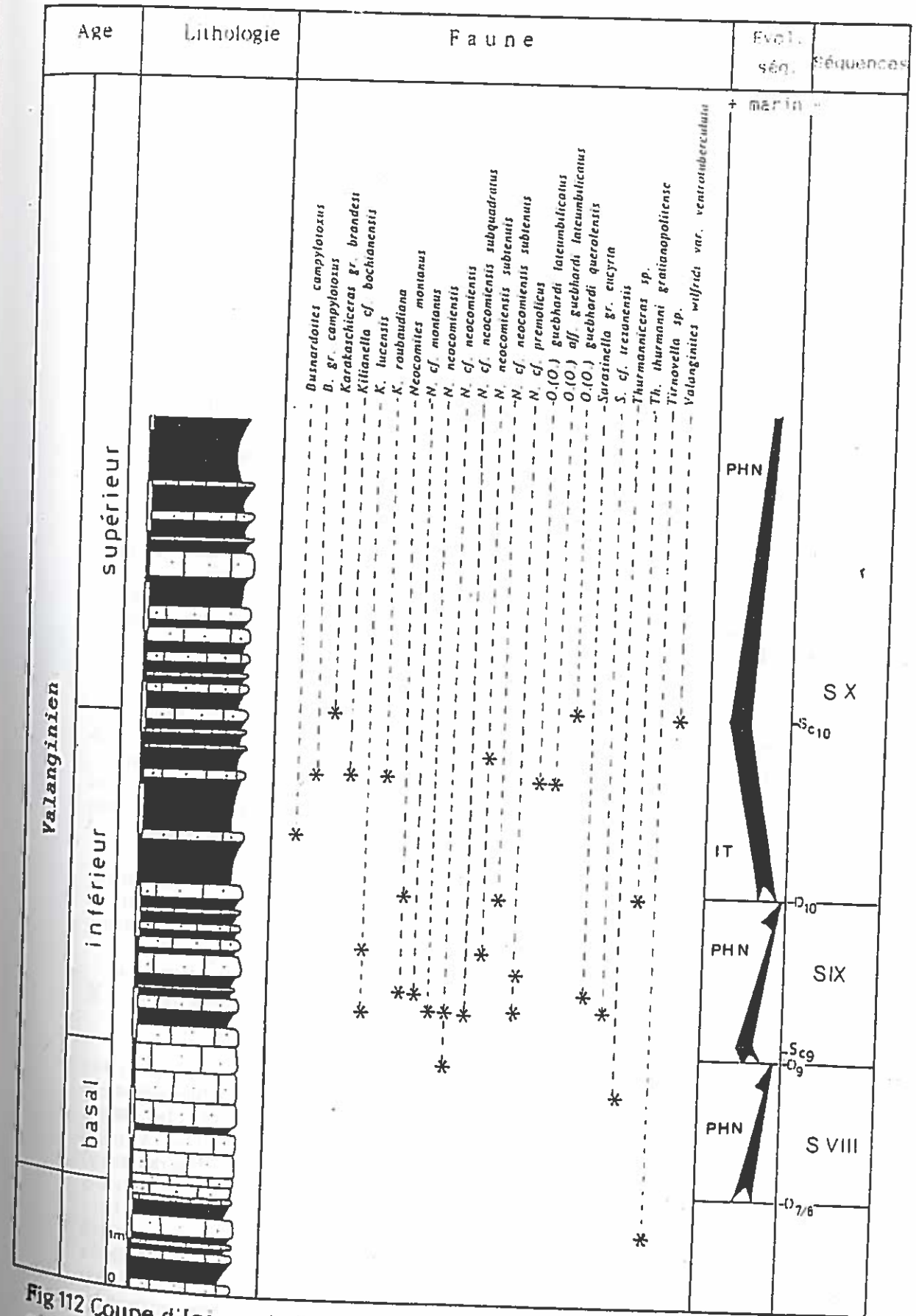


Fig 112 Coupe d'Igouzoulen: contenu paléontologique et évolution séquentielle

- La séquence de dépôt SIX, comprise entre les discontinuités (D9) et (D10), est d'âge Valanginien inférieur non basal ( Zone à Pertransiens).

- La séquence de dépôt SX, comprise entre les discontinuités (D10) et (D11), matérialise le Valanginien inférieur (sommet de la zone à Pertransiens, et zone à Campylotoxum) et le Valanginien supérieur (Zone à Verrucosum).

## 2- Le contenu des séquences de dépôt et la corrélation avec le diagramme des cycles eustatiques

Sur la base des données de la stratigraphie séquentielle, les corps sédimentaires qui composent les différentes séquences de dépôt, ainsi que les discontinuités qui les encadrent, peuvent être interprétées comme suit :

- Séquence de dépôt SIX. Nous avons identifié cette séquence dans toutes les coupes étudiées (excepté à Tamri et Awrir ). Elle est superposée à la discontinuité régionale D9 (surface transgressive) et comprend les cortèges et surfaces suivantes :

- Les dépôts de l'intervalle transgressif à dominante marneuse et indiquant une augmentation progressive de la tranche d'eau. Nous les avons rencontrés à Sidi Bouseckri (1,90 m.) Imsouane (2,60 m.) et Igouzoulen? (0,40 m.).

- Un niveau à faune très dense (Ammonites, Brachiopodes, Lammellibranches), constitue l'intervalle condensé Sc9, correspondant à la surface d'inondation maximale.

- Les dépôts du prisme du haut niveau marin, agencés en paraséquences de comblement. Ils recouvrent la majeure partie du domaine étudié (excepté à Tamri et Awrir ).

- Une surface durcie, oxydée, la surface ~~transgressive~~ (D10) délimite au sommet cette séquence.

- Séquence de dépôt SX. Cette séquence, délimitée à la base par la discontinuité D10, a été identifiée dans toutes les coupes levées dans le Haut Atlas atlantique et comprend :

- Les dépôts de l'intervalle transgressif, agencés en paraséquences de comblement à évolution générale transgressive. Ils sont absents dans la partie orientale du bassin (régions d'Ichemraren et d'Imin Tanout).

- Un niveau fortement oxydé et à accumulation de faune (Plicatules, Bélemnites, Serpules, ~~Ammonites~~), matérialise l'intervalle condensé Sc10 (discontinuité de montée rapide des eaux).

- Les sédiments du prisme de haut niveau marin, agencés en paraséquences de comblement, pauvres en faune et à dominante terrigène (silts et grés chenalisés). Ils recouvrent l'ensemble du domaine étudié.

## 3- Comparaison avec le diagramme des Cycles eustatiques

Si l'on compare nos résultats avec ceux du diagramme des cycles eustatiques de 3ème ordre, proposés par Haq et al. 1987 (Fig. 113 et 114), on note que :

- Pour la période valanginienne ( non basale), dans ce diagramme est reportée une seule séquence génétique de dépôt (ZB.2.2)

- Pour la même période, nous avons reconnu, au sein de la formation de Sidi Lhousseine, deux séquences de dépôt :

\* la première, (SIX), d'âge Valanginien inférieur (non basal), zone à Pertransiens

\* la deuxième (SX), d'âge Valanginien inférieur terminal-Valanginien supérieur, correspond à la partie sommitale de la Zone à Pertransiens et aux Zones à Campylotoxus et Verrucosum s.l.

Ces deux séquences sont séparées par une discontinuité de valeur régionale (D10), localisée au milieu de la Zone à Pertransiens.

Nous proposons ainsi le découpage du Valanginien (non basal) en deux cycles, Z.B.2.2a et Z.B.2.2b :

- La séquence de dépôt SIX correspondrait alors à un cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.2.2a. Les discontinuités D9 et D10 pourraient correspondre, la première à la limite de cycle eustatique signalée à 126 Ma, la deuxième serait placée au milieu de la zone à Pertransiens (=125,5 Ma) et coïnciderait avec la discontinuité D10 de valeur régionale.

- La séquence de dépôt SX, serait générée par un cycle eustatique de 3ème ordre ZB2.2b. La discontinuité D11 correspondrait alors à la limite de cycle eustatique signalé à 121,5 Ma.

## 4- Evolution à long terme

Pour la période considérée, Valanginien (non basal), la courbe à long terme des cycles eustatiques de Haq et al. 1987, signale une montée continue et progressive des eaux.

Cette évolution n'est pas conforme aux faits observés dans l' Atlas atlantique. Ici, après une montée rapide des eaux au Valanginien inférieur (non basal) on observe, contrairement aux prévisions de la charte, une baisse aussi rapide au cours du Valanginien supérieur.

En effet, par son évolution séquentielle, la formation de Sidi Lhousseine témoigne d'un brusque approfondissement de la surface de sédimentation au cours du Valanginien inférieur (non basal), avec création de zones exhaussées (Tamri, Awrir.) et de zones affaissées (Imsouane, Akoui Griz..).

La sédimentation recouvre la quasi totalité du domaine étudié et les séries les plus complètes et les plus épaisses restent toujours localisées au droit de la structure diapirique du Tidzi.

Ces modifications du dispositif topographique ( déjà signalées au cours du Valanginien basal), pourraient correspondre à la phase paroxysmale des mouvements distensifs envisagés à la limite Berriasien-Valanginien.

L'espace disponible ainsi crée, sera progressivement comblé, au cours du Valanginien supérieur, par une sédimentation terrigène attestant de milieux de moins en moins profonds, d'une relative stabilité tectonique et d'une absence d'évolution du niveau marin à long terme.

## X- Conclusions générales

Dans l'Atlas Atlantique, la formation de Sidi Lhousseine, fait suite à celle d'Agroud Ouadar dont la partie supérieure, séquence SVIII, d'âge Valanginien basal, matérialise un début de création de dénivelés sur la plate forme et remise en eau partielle du domaine étudié. Ceci après une période de vacuité sédimentaire, soulignée par l'absence, dans tout l'Atlas Atlantique (excepté la région diapirique de Tidzi) de la séquence de dépôt SVII, d'âge Berriasien terminal).

Les grandes variations d'épaisseurs, l'évolution séquentielle et la distribution spatiale de cortèges sédimentaires, rencontrés au niveau des séquences de dépôt qui composent la formation de Sidi Lhousseine, témoignent d'une forte mobilité du fond du bassin lors de la sédimentation, liée en grande partie au rejeu des paléostrures profondes.

# DIAGRAMME DES CYCLES MESOZOIQUES ET CENOZOIQUES

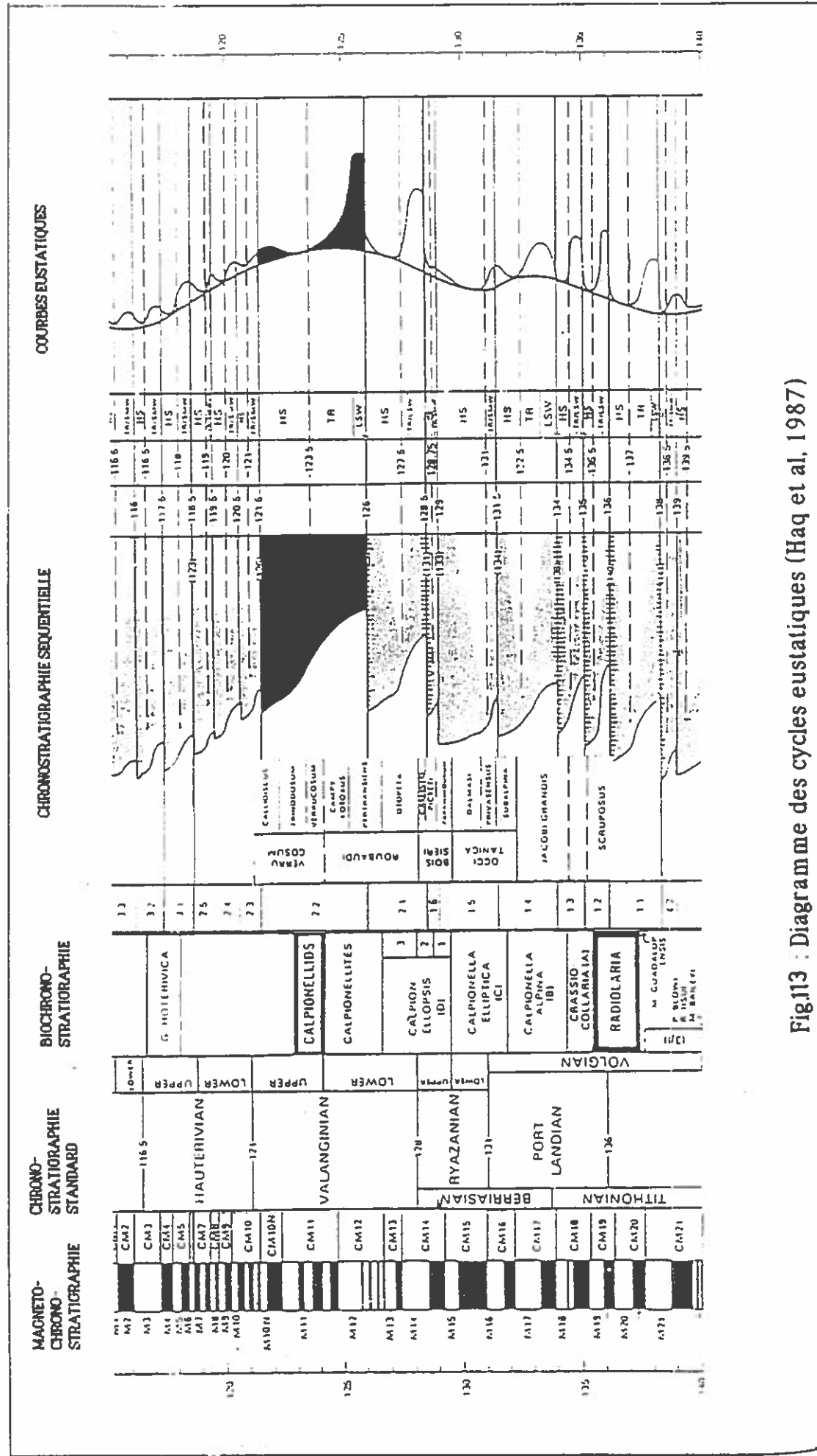


Fig.113 : Diagramme des cycles eustatiques (Haq et al., 1987)

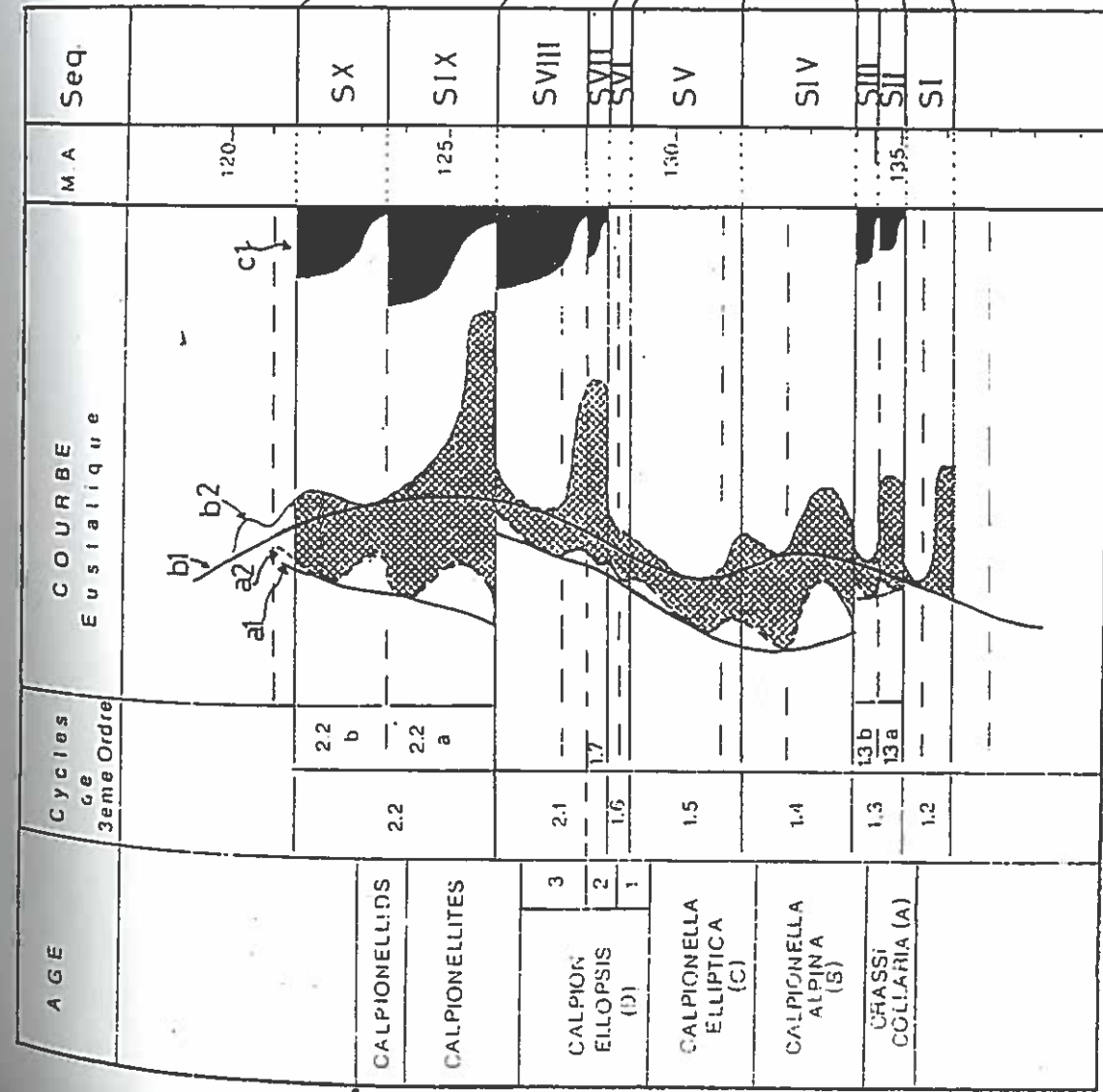


Fig. 114 - Courbes eustatiques (long et court terme) et onlap côtier

a1, a2 et c1 - évolution régionale (Atlas atlantique)  
b1, b2 et c2 - évolution globale (Haq et al., 1987)

Ceci est matérialisé par la création de (fig. 110 à 111) :

\* zones relativement exhaussées, à séries réduites ou lacunes de sédimentation, comme c'est le cas à Tamri et à Awrir où la séquence SIX est absente ;

\* zones plus ou moins affaissées, à séries cycliques et épaisses, comme par exemple la séquence SIX à Igouzoulen et Imsouane et la séquence SX à Igourar et sur la bordure du diapir de Tidzi ;

\* zones fortement subsidentes comme par exemple dans la partie orientale du bassin d'Essaouira, où la formation de Sidi Lhousseine, très épaisse dans son ensemble, ne comporte que les dépôts du prisme de haut niveau marin composés de faciès attestant de milieux de sédimentation relativement peu profonds (en particulier ceux de la séquence SIX, terrigène et carbonatée à Ammonites à l'Ouest, gréseuse et stérile à l'Est du domaine étudié).

**GEODYNAMIQUE**

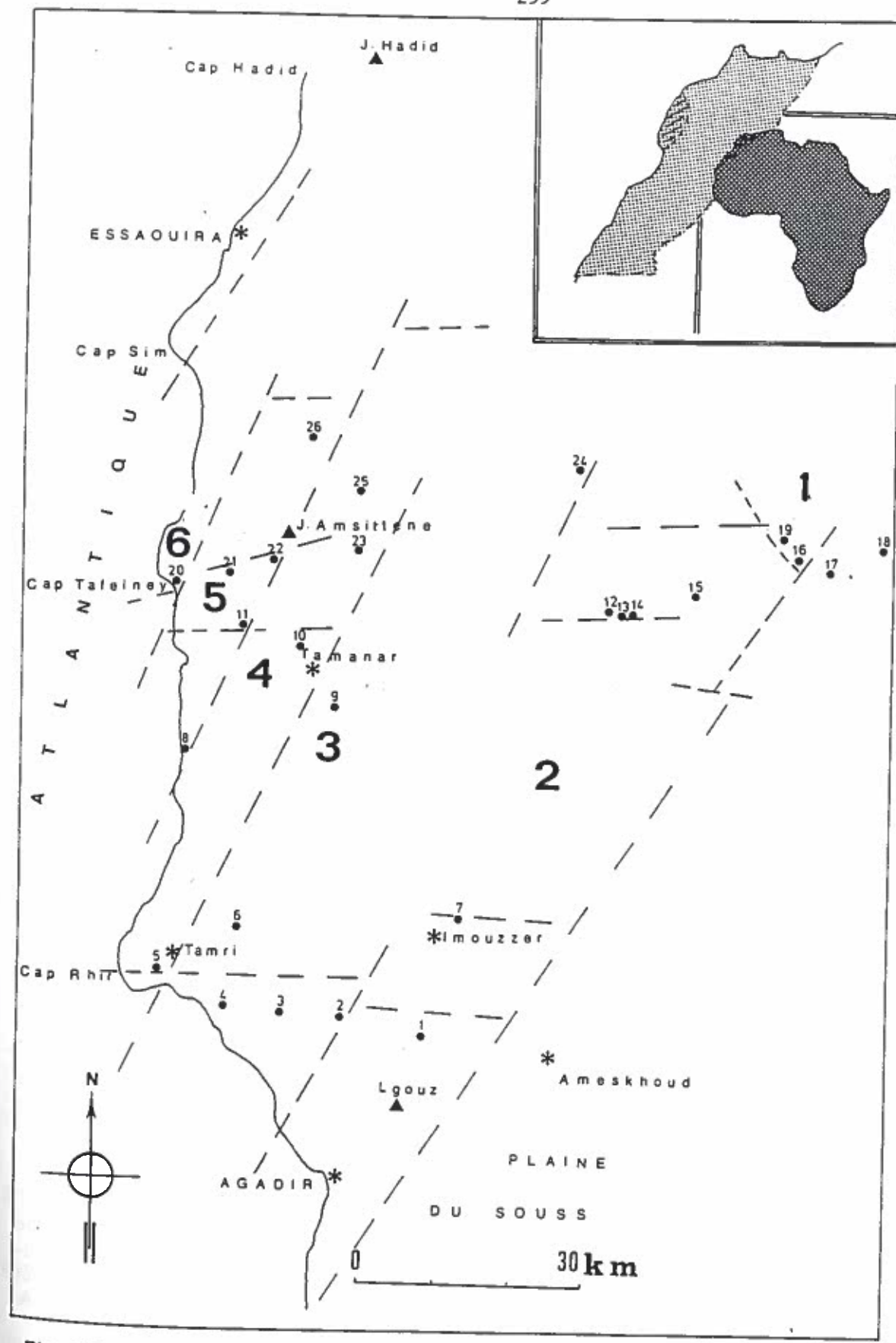


Fig. 115: Localisation des Unités: 1 IMI N' TANOUT 2 ICHEMRAREN  
 3- AIT DAUD 4- TAMANAR  
 5- SMIMOU 6- IQABLINE

Fac. Sciences D. F. S. M.  
 Fac. Sciences D. F. S. M.  
 Dept. de Géologie  
 Agadir

# Evolution Géodynamique

## I- Introduction

Nous avons initialement distingué, dans cette étude, trois bassins sédimentaires (Agadir, Haha et Essaouira) séparés par des zones hautes d'orientation générale N80 (Fig. 14).

L'examen des successions stratigraphiques ainsi que l'analyse des données tectoniques disponibles, sur cette région, nous amènent à considérer que l'aire de sédimentation de l'Atlas Atlantique est en outre découpée en six unités d'orientation générale N20 à N30, avec d'Est en Ouest: (Fig. 115)

- |                             |                          |
|-----------------------------|--------------------------|
| 1* l'unité d' Imi N' Tanout | 2* l'unité d' Ichemraren |
| 3* l'unité d' Aït Daoud     | 4* l'unité de Tamarar    |
| 5* l'unité de Smimou        | 6* l'unité d' Iqabline   |

Chaque Unité comporte à son tour plusieurs blocs crustaux (localement subdivisés en sous-blocs) aux caractéristiques géodynamiques, polarités sédimentaires et jeux tectoniques spécifiques le long de l'intervalle stratigraphique considéré.

Cette répartition de l'aire de sédimentation résulte, en grande partie, du jeu de paléostructures profondes, de direction générale NNE-SSW à E-W, et s'exprime par l'individualisation de deux types de zones de sédimentation :

- zones plus ou moins affaissées, où les séries sont les plus épaisses, les plus complètes et qui comportent à la fois les sédiments de l'intervalle transgressif et du prisme de haut niveau marin, localement accompagnés, en bas de séquence, par ceux du prisme de bas niveau marin.
- zones relativement exhausées, à séries peu épaisses (ou à lacunes de sédimentation) et composées uniquement des sédiments du prisme de haut niveau marin.

### 1. Les remplissages sédimentaires (Fig 116 à 124)

#### A- Bassin d'Agadir

- Séquence de dépôt SI elle est connue seulement dans ce bassin et présente une polarité ou tendance à l'enfoncement de la surface de dépôt marquée en direction du coin Nord-Ouest du bloc de Taghazoute (B) (9,20 m, dans la coupe de Tamzergout à l'Est et 21,70 m, dans la coupe de Sidi Bouseckri à l'Ouest) (NB).

- Séquence de dépôt SII polarité vers le Nord-Est dans le bloc d'Agadir(A) avec dépo-centre à Tamzergout (8,75 m), polarité vers le Nord-Ouest dans le bloc de Taghazoute (B), dépo-centre à Sidi Bouseckri (9m) et apparition d'une zone haute, à série réduite, à Aourga, entre les deux blocs (A et B).

- Séquence de dépôt SIII même polarité que la séquence précédente dans les blocs A et B avec persistance de la zone haute d'Aourga et sédimentation de la mésoséquence SIIIB dans le bloc d'Imouzzer (C).

*Boussien*

- Séquence de dépôt SIV disparition de la zone haute d'Aourga (9,20 m), polarité vers le Nord-Ouest dans le bloc (B) de Taghazoute (en continuité avec celui d'Agadir, A), et avec dépo-centre à Sidi Bouseckri (15,20 m coupe de Sidi Bouseckri à l'Ouest et 8,40 m. coupe de Tamzergout à l'Est).

- Séquence de dépôt SV réapparition de la zone haute d'Aourga (0,60 m) Polarité vers le Sud-Est dans les blocs de Taghazoute (B), avec dépo-centre à Aït Amouch (2,40 m), et Agadir (A), dépo-centre à Tamzergout? (5,10 m).

*Boissien* → - Séquence de dépôt SVI même polarité que la séquence précédente dans les blocs A et B avec lacune de sédimentation à Aourga.

- Séquence de dépôt SVII lacune de sédimentation dans l'ensemble de ce bassin (blocs A, B et C).

- Séquence de dépôt SVIII dépo-centre, au Nord-Ouest du bloc de Taghazoute, B, (1,40 m, coupe de Sidi Bouseckri). Dans le reste du bassin cette séquence est absente.

- Séquence de dépôt SIX polarité en direction du Nord-Ouest dans le bloc de Taghazoute (A), dépo-centre à Sidi Bouseckri (1,90 m.).

#### B- Bassin de Haha

- Séquence de dépôt SI lacune de dépôt dans l'ensemble de ce bassin.

- Séquence de dépôt SII polarité vers le Nord-Est dans les blocs d'Imin Tlit (H), dépo-centre à Awrir (12 m), d'Igouzoulen (G), dépo-centre à Idboujama (11,30 m), vers le Sud-Est dans les blocs de Tafelney (I), dépo-centre à Sidi Yahya (9,30 m), d'Imouane (F) dépo-centre à Imouane (8,2 m.) et de Tamri (E) dépo-centre à Tamri (7,8m).

- Séquence de dépôt SIII la polarité est toujours vers le Sud-Est dans les blocs de Tamri (E), dépo-centre à Tamri (7 m) et d'Imouane (F), dépo-centre à Imouane (5 m), toujours même polarité, vers le Nord-Est, dans les blocs d'Igouzoulen (G) et d'Imin Tlit (H).

- Séquence de dépôt SIV polarité vers le Sud-Est dans les blocs d'Igouzoulen (G), Imouane (F) et Tamri (E), vers le Sud-Ouest dans celui d'Imin Tlit (H) et apparition du bloc de Zalidou (D) dans l'unité d'Aït Daoud (qui comprend à la fois les blocs B, D et M). Lacune de sédimentation dans le bloc de Tafelney (I).

- Séquence de dépôt SV même polarité que la séquence précédente pour les blocs précédemment cités (G, F, E, H et D).

- Séquence de dépôt SVI dans les blocs G, F, E, H et D même polarité que celle observée au niveau des séquences de dépôt SIV et SV.

- Séquence de dépôt SVII lacune de sédimentation dans tout le bassin de Haha.

- Séquence de dépôt SVIII elle présente la même polarité que celle citée au niveau des séquences de dépôt SIV, SV et SVI, au niveau des blocs d'Igouzoulen (G), Imouane (F), Tamri (E), Imin Tlit (H) et Zalidou (D).

- Séquence de dépôt SIX polarité vers le Sud-Est dans les blocs (F) d'Imsouane (dépocentre à Imsouane, 4,50 m) et (G) d'Igouzoulen (dépocentre à Igouzoulen, 3,30 m). Dans le bloc d'Imin Tlit (H), lacune de sédimentation à Awrir (Nord-Est du bloc H) et des dépôts s'épaississent en direction du Sud-Ouest ; polarité vers le Sud et le Sud-Ouest dans le bloc (D) de Zalidou (1,70 m à Igourar).

Cette séquence est absente à Tamri, Sud-Ouest du bloc E.

- Séquence de dépôt SX toujours même polarité que la séquence SIX dans les blocs d'Imsouane (F) et de Zalidou (D) ; inversion de polarité dans le bloc d'Imin Tlit (H) et réapparition de la sédimentation dans le bloc de Tamri (E) avec polarité vers le Sud-Est.

### C- Bassin d'Essaouira

- Séquence de dépôt SI lacune de dépôt dans tout le bassin d'Essaouira.

- Séquence de dépôt SII dans ce bassin cette séquence n' a été reconnue que dans le bloc d'Ida Ou Zemzem (M), avec dépocentre à Taghzout (21 m), ailleurs elle est absente ?

- Séquence de dépôt SIII polarité vers le Sud-Ouest dans le bloc d'Imi N'Tanout (O), dépocentre à Tafaytour (11,20 m) ; polarité vers le Nord-Est dans le bloc d'Ichemraren (N), dépocentre à Talmest (plus de 25 m) et vers le Sud-Est dans le bloc d'Ida Ou Zemzem (M), dépocentre à Taghzout, 11 m.

- Séquence de dépôt SIV cette série est très développée dans ce bassin et la sédimentation atteint la partie orientale du bloc d'Imi N' Tanout (O), avec dépocentre à Aït Bouçag (10,80 m.). Dans le bloc de Smimou (K), la polarité est accentuée en direction de la structure diapirique du Tidzi où s'enregistrent localement les épaisseurs maximales (35 m à Mradma) <sup>NB</sup>. Polarité vers le Sud-Ouest dans le bloc d'Ichemraren (N), dépocentre à Inemiren (10,40 m.) et vers le Sud-Est dans celui d'Imi N' Tanout (O) avec dépocentre à la coupe P40 (9,40 m.)

- Séquence de dépôt SV même polarité que celle observée au niveau de la séquence précédente dans les blocs de Smimou (K), d'Ichemraren (N) et d'Imi N' Tanout (O).

- Séquence de dépôt SVI polarité vers le Nord-Est dans le bloc de Smimou (K) ; lacune de sédimentation dans le reste du bassin.

- Séquence de dépôt SVII toujours polarité vers le Nord-Est dans le bloc de Smimou (K) ; lacune de sédimentation dans le reste du bassin.

- Séquence de dépôt SVIII polarité vers le Nord-Est dans le bloc de Smimou (K) et lacune de sédimentation dans le reste du bassin.

- Séquence de dépôt SIX polarité bien marquée vers le Sud-Ouest pour le sous bloc d'Ichemraren (N) et dépocentre à Inemiren (32 m.) et vers le Nord-Est dans celui d'Imi N' Tanout (O) avec les épaisseurs maximales enregistrées dans la coupe d'Aït Bouçag (22,5 m.).

Dans le bloc de Smimou (K), la sédimentation est toujours très importante sur la périphérie de la structure diapirique du Tidzi.

NB Ce secteur sera traité à part

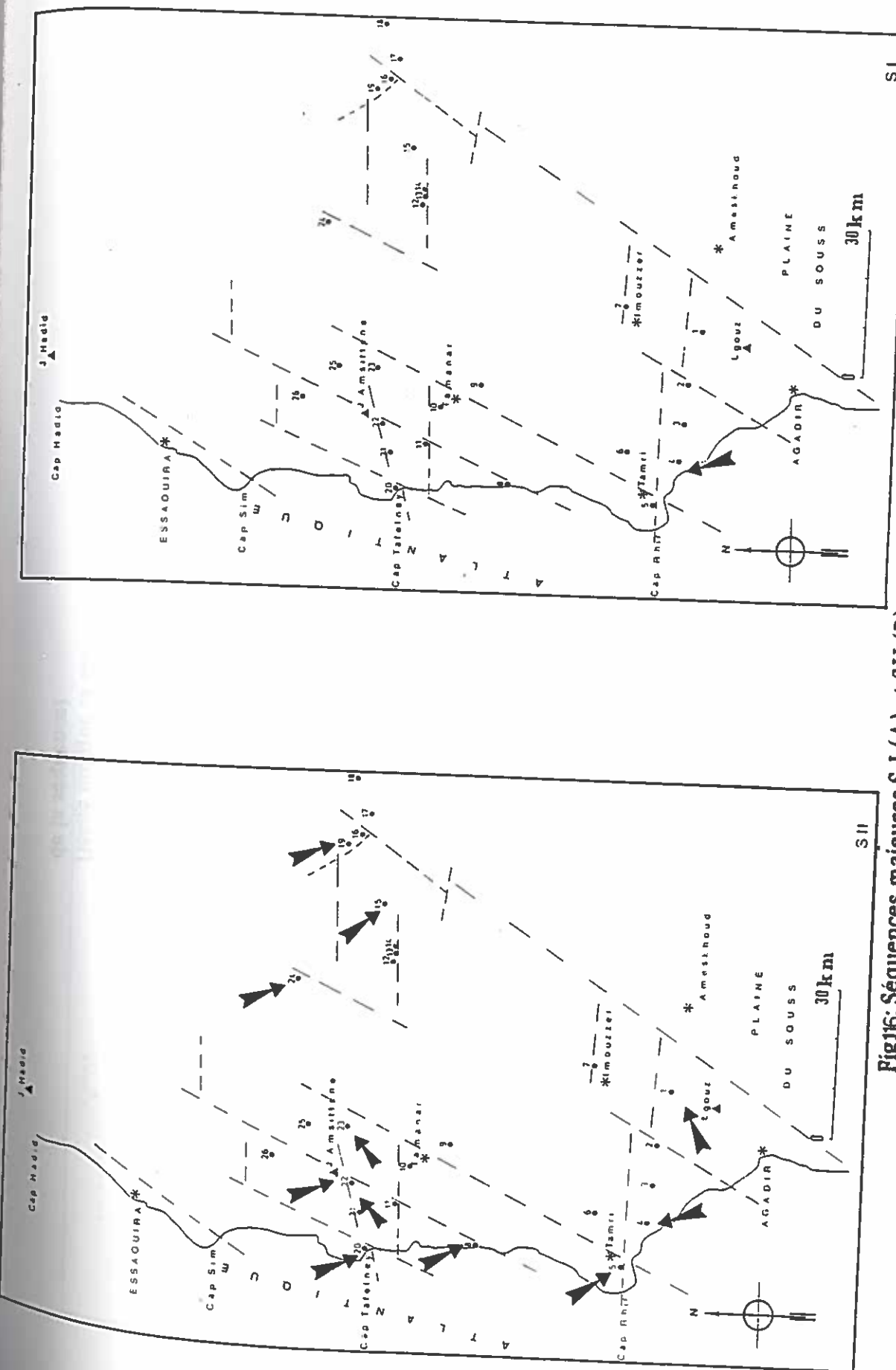


Fig.116: Séquences majeures S I (A) et S II (B): Répartition des dépocentres dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)

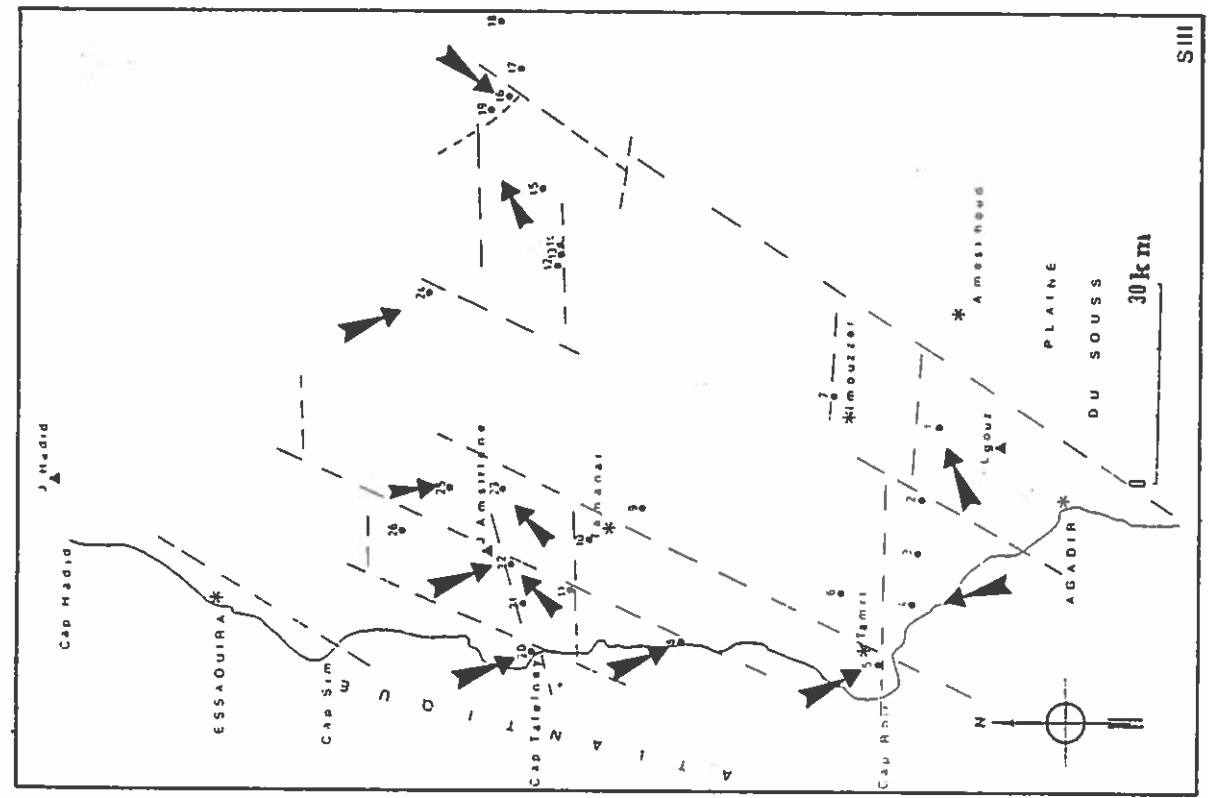


Fig.17: Séquences majeures SIII (A) et SIV (B):

Répartition des dépôts dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)

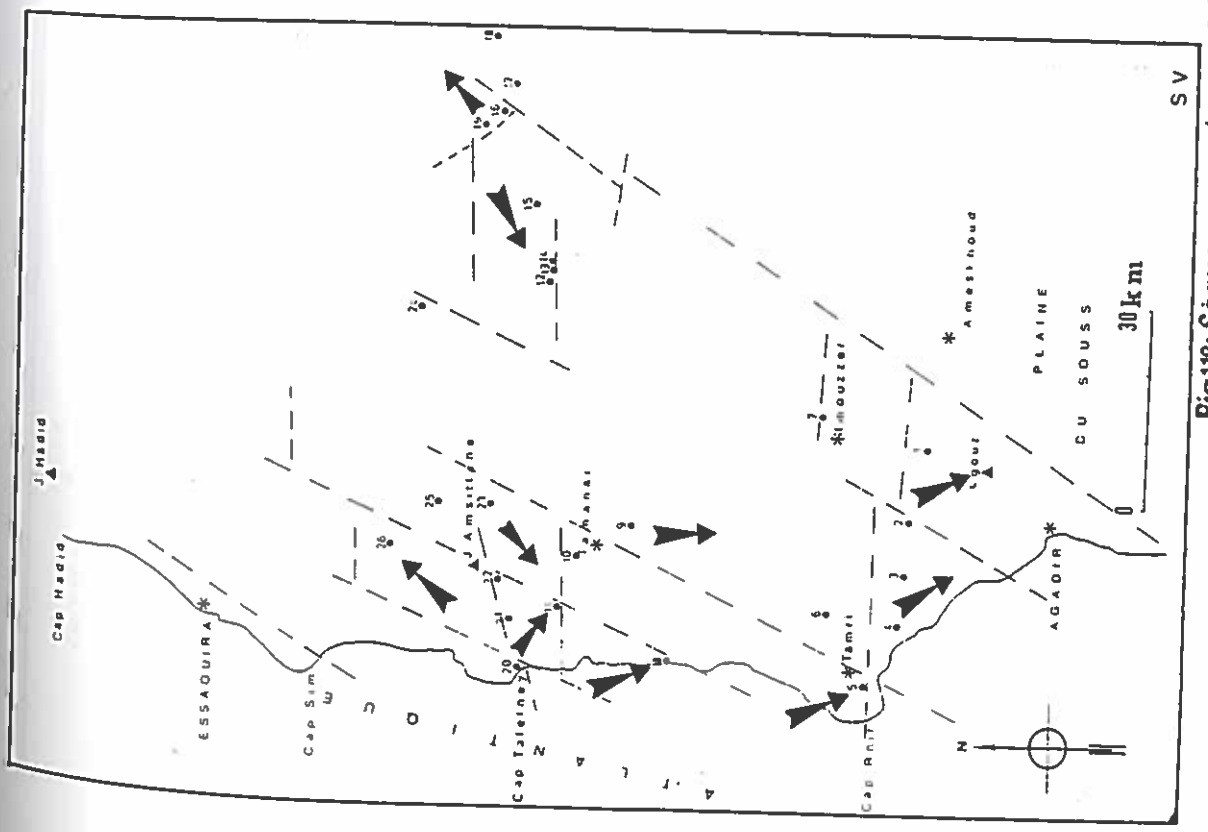
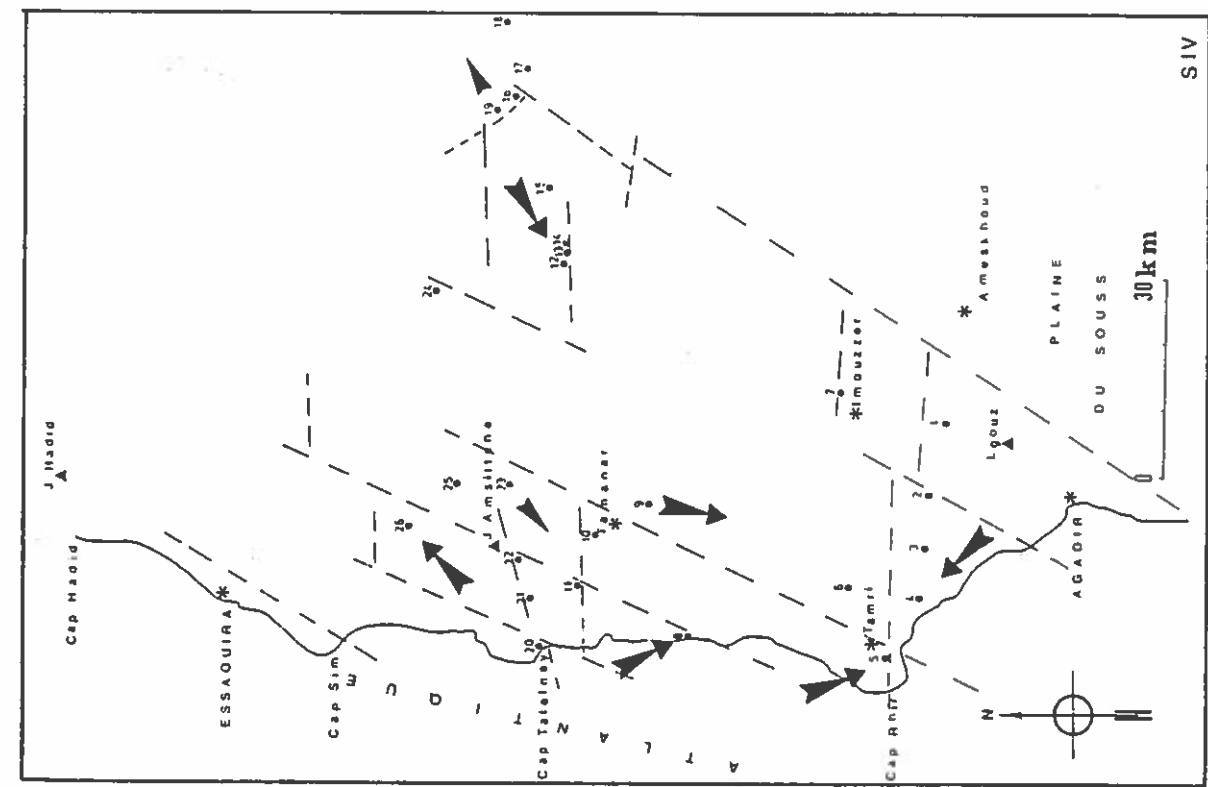
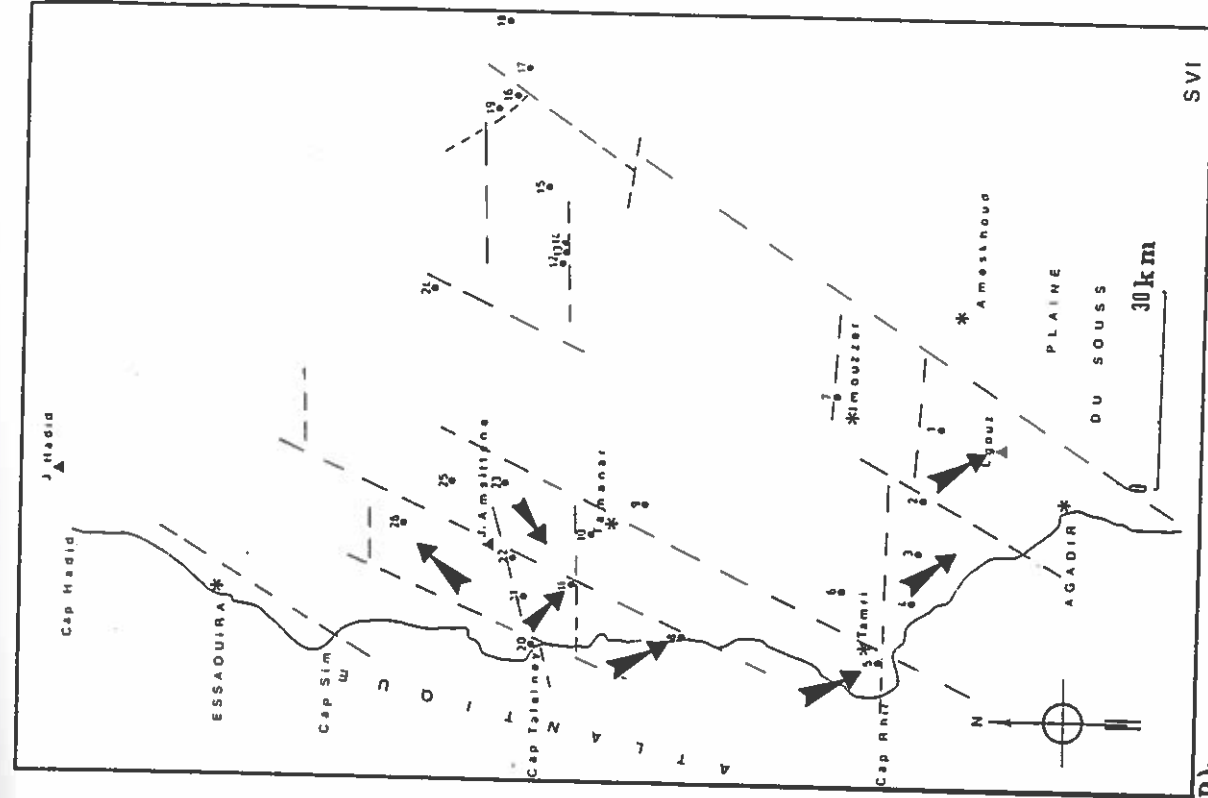


Fig.18: Séquences majeures V (A) et SVI (B):

Répartition des dépôts dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)



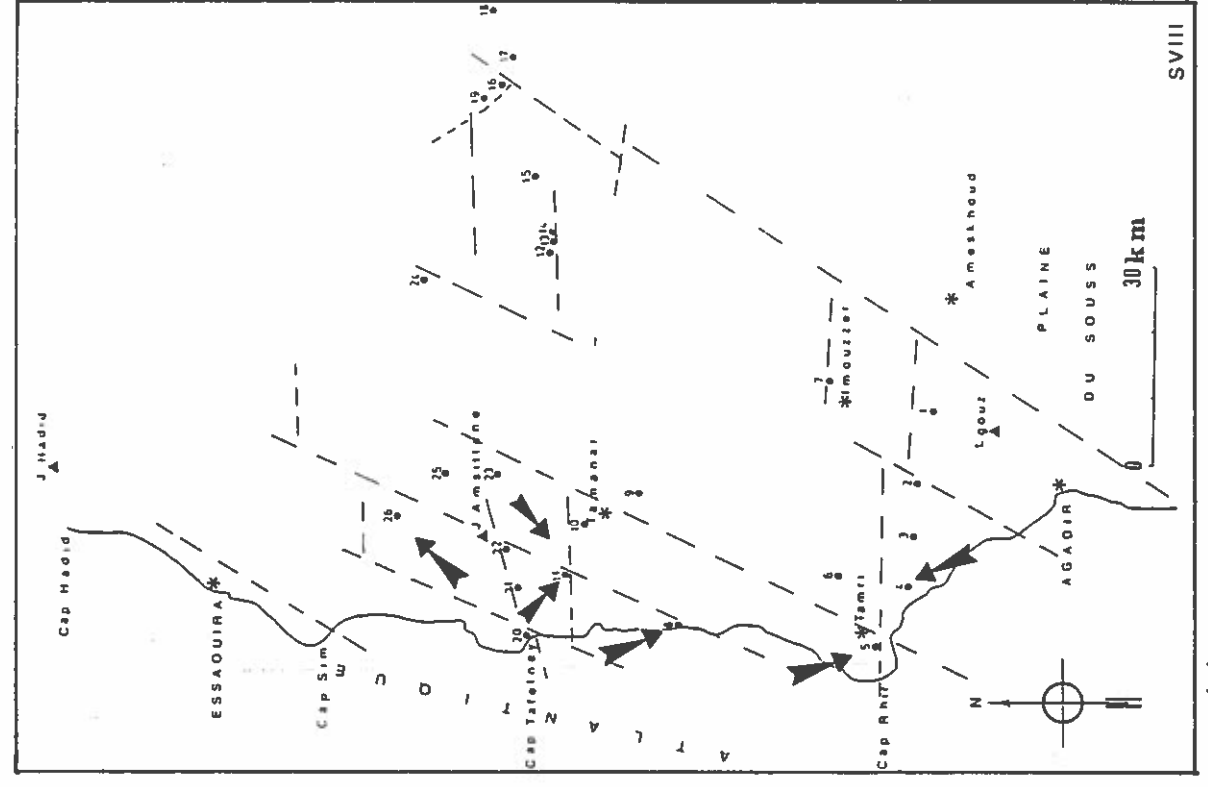


Fig.119: Séquences majeures S VII (A) et SVIII (B): Répartition des dépôts dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)

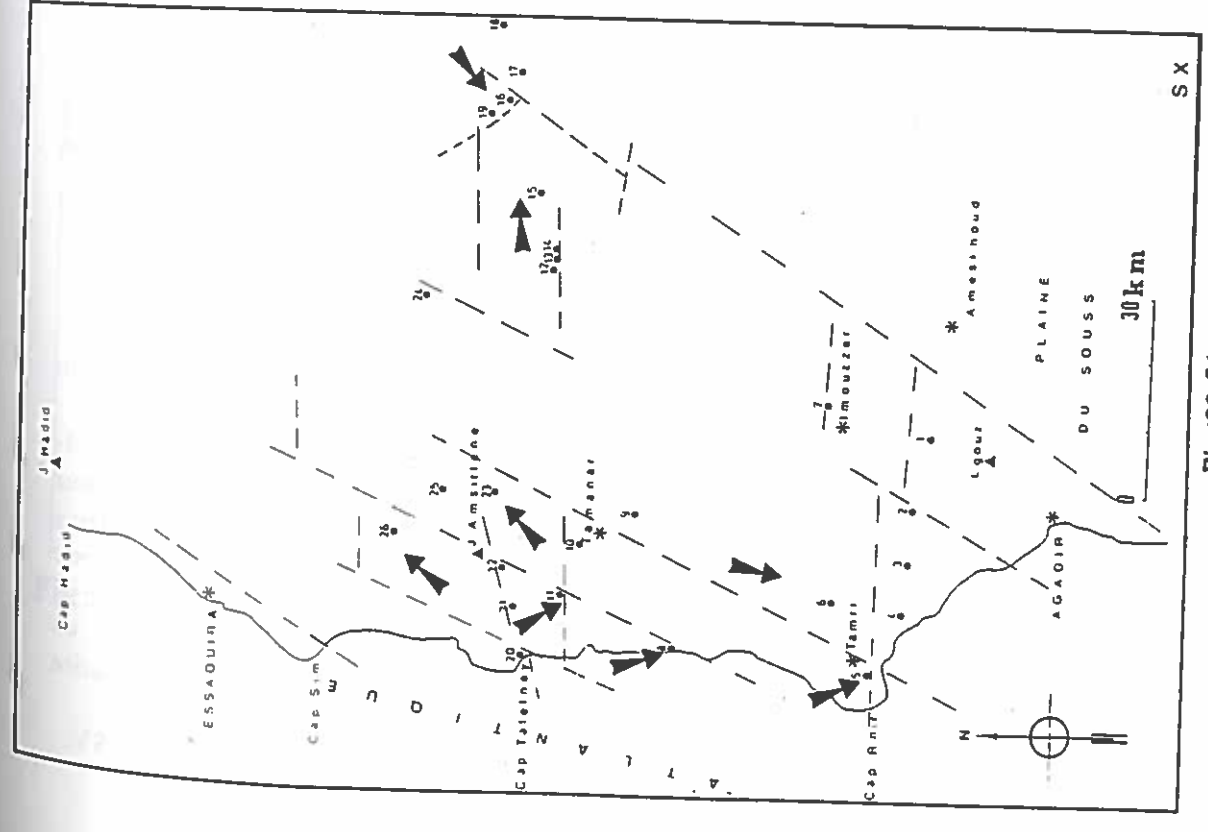
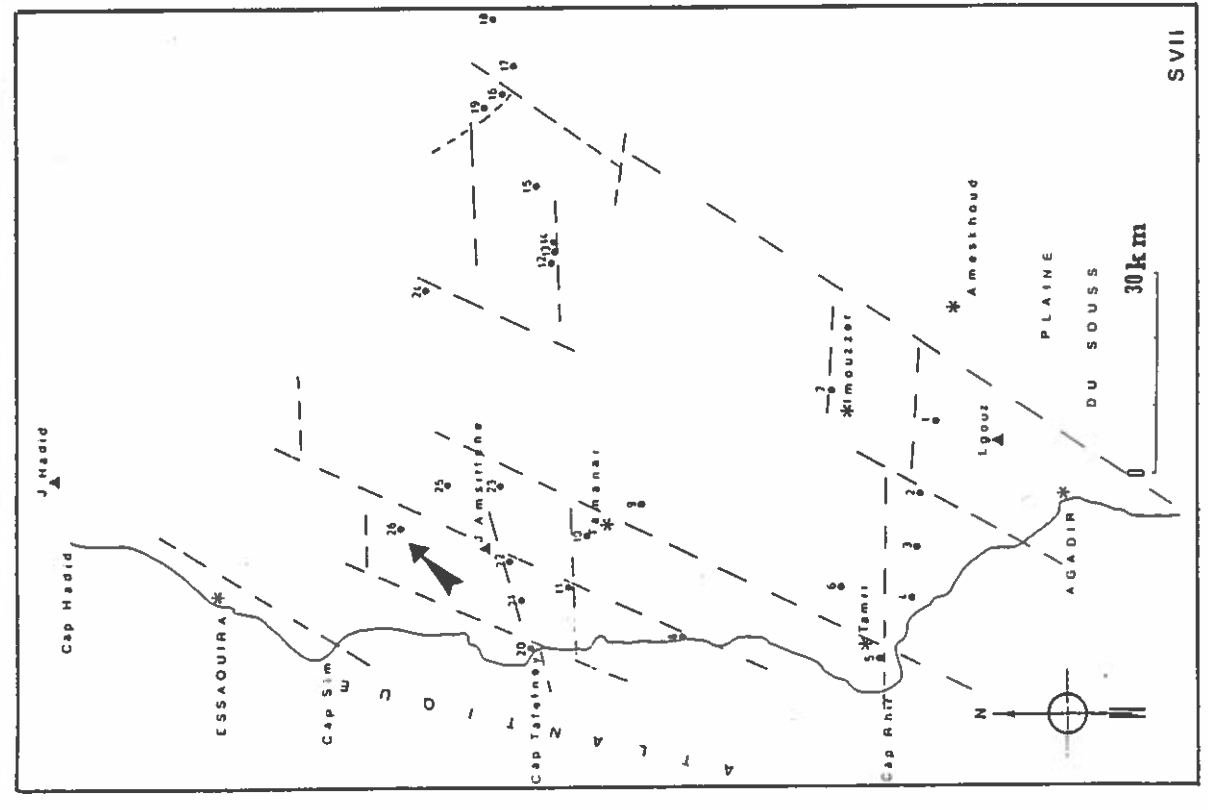
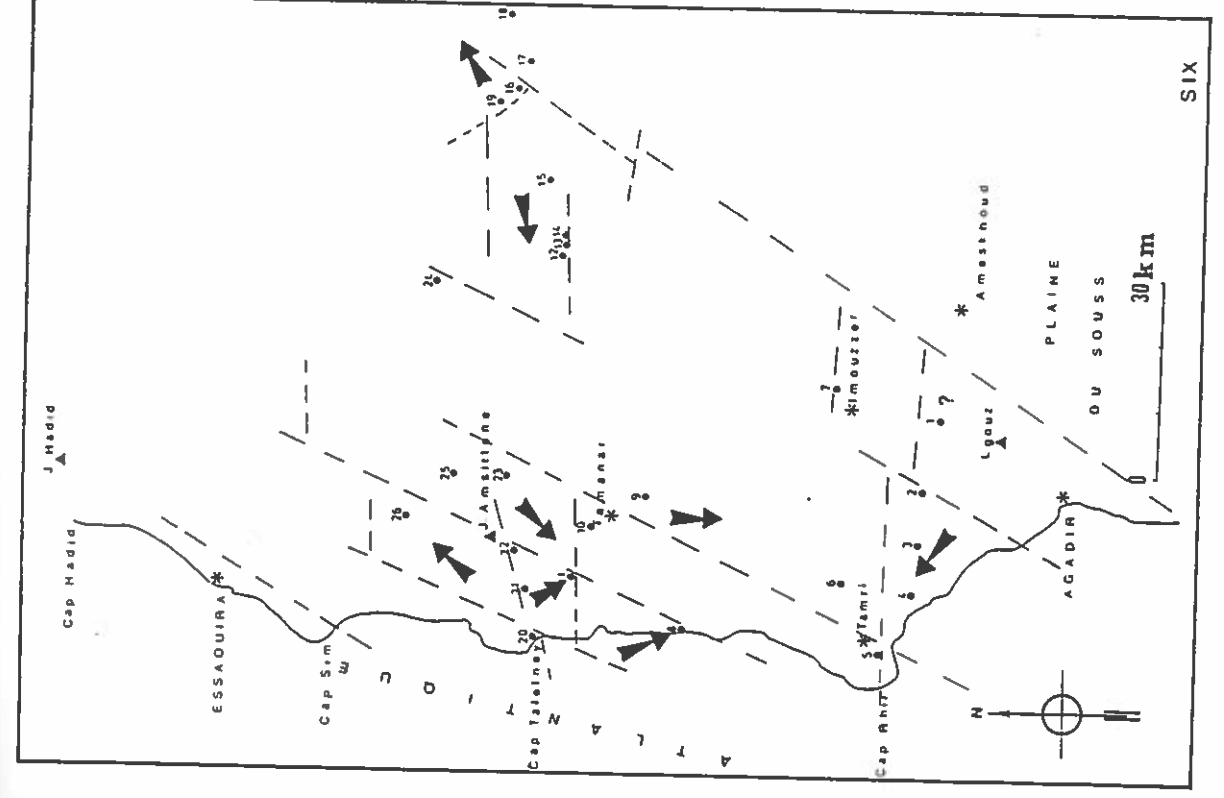


Fig.120: Séquences majeures S IX (A) et X (B): Répartition des dépôts dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)



- Séquence de dépôt X inversion soudaine de la polarité dans les sous blocs d'Inemiren (N) et d'Imi N'Tanout (O). Toujours polarité vers le Nord-Est dans le bloc de Smimou (K).

### Région de Smimou

Une attention particulière a été prêtée au bloc de Smimou, siège d'une activité halocinétique importante. Ce secteur a fait l'objet de plusieurs études avec en particulier les travaux de Souid (1983), Ben Abbes Taarji (1989) et Gharib (1989).

L'analyse géodynamique de ce bloc est fondée sur l'étude de 10 coupes levées sur la périphérie de la structure diapirique de Tidzi et d'autres sur le flanc nord de l'Anticlinale de l'Amsittène (qui matérialise la limite sud de ce bloc). Le diapir se compose de trois parties :

- une ride principale le long d'une faille décrochante N20 (Faille de Tidzi),
- deux rides satellites d'orientation E-W la première et N20 la seconde.

Nous avons pu mettre en évidence, dans ce bloc, l'existence de zones à séries épaisses, délimitées par des zones à séries réduites ou à lacunes de sédimentation, d'où la subdivision de cette aire en cinq sous blocs (Fig. 121)

Pour la période étudiée, la sédimentation n'atteint cette zone qu'au Tithonique terminal, avec la sédimentation de la partie supérieure de la séquence de dépôt SIII.

A partir du Berriasien cette région devient localement le centre d'accumulation le plus important de l'Atlas Atlantique. Néanmoins, les épaisseurs sont remarquablement différentes d'un point à l'autre et d'une séquence de dépôt à l'autre. La sédimentation présente un caractère dissymétrique (au niveau de certaines séquences de dépôt) sur des points opposés de la même ride (Fig.89). Localement, de fortes variations d'épaisseur ont été observées d'un point à l'autre de la structure diapirique, et sur de courtes distances (Fig. 87, 89 et 90).

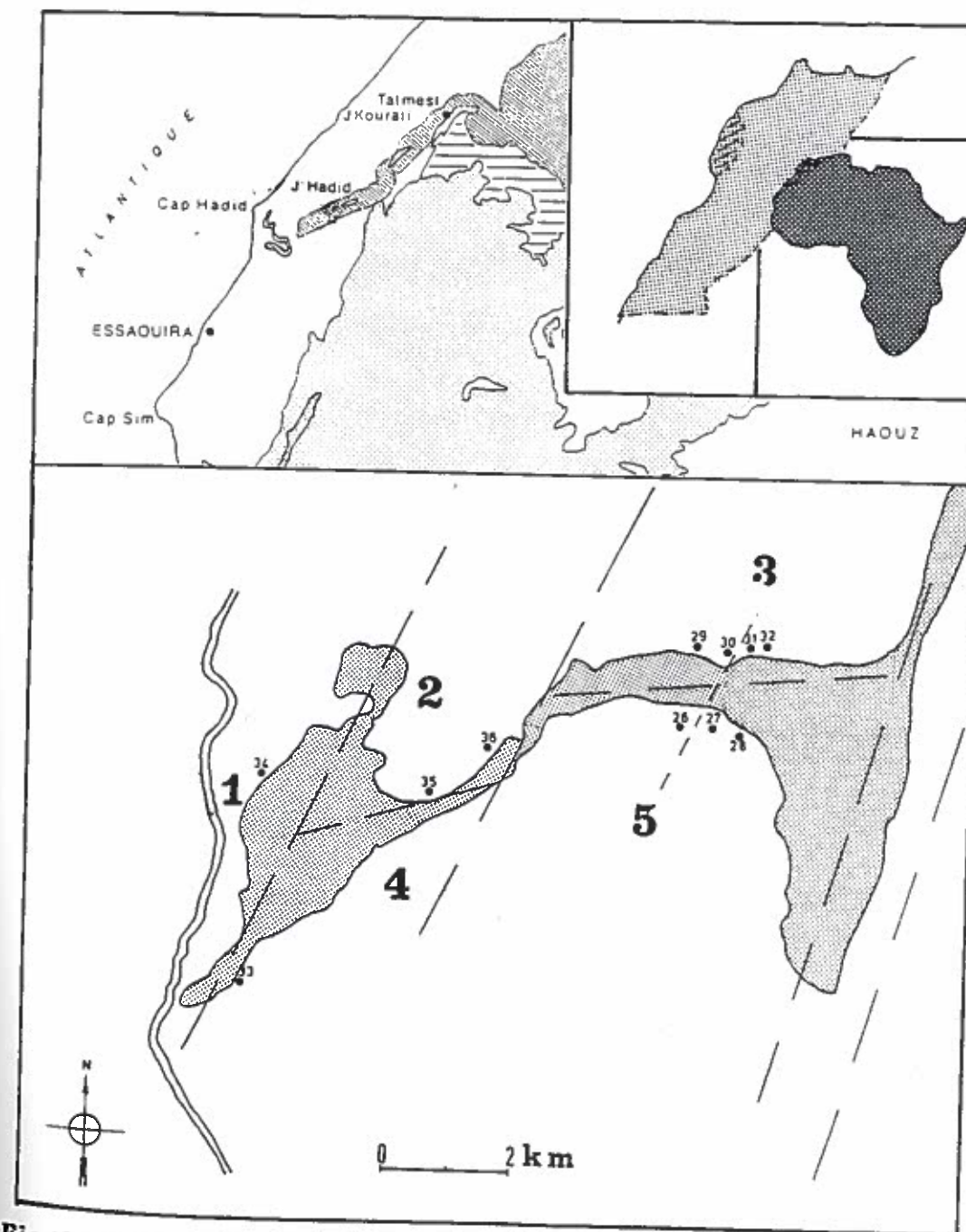
Ces caractères sont propres aux régions affectées par une tectonique diapirique synsédimentaire, créant des zones exhaussées à séries réduites ou à lacunes de sédimentation et de zones affaissées où les séries sont très épaisses (synclinaux de compensation).

La sédimentation dans ce bloc se trouve ainsi guidée par la tectonique salifère au moins à partir du Tithonique terminal. En effet, l'analyse séquentielle montre que (Fig. 122 à 124) :

- les séquences de dépôt SI et SII sont absentes partout.
- la séquence de dépôt SIII est présente seulement à Mradma (sous-bloc 5) ; elle est absente ailleurs.
- la séquence de dépôt SIV présente une polarité marquée vers le Sud-Est dans le sous-bloc nord 2, avec le dépo-centre localisé et à Sidi Bourja. Pour les sous-blocs Sud, 4 et 5, la polarité est vers le Nord-Est avec dépo-centres respectivement au Nord-Est de Sidi Ahmed Louss et à Mradama. Lacune de dépôt dans le sous-bloc 1 (coupe d'Akoui Griz).

- la séquence de dépôt SV garde la même polarité que celle observée au niveau de la séquence précédente dans les sous-blocs 2, 3, 4 et 5 ; polarité vers le Sud-Est dans le sous-bloc 1 et dépo-centre à Akoui Griz.

- la séquence de dépôt SVI garde la même polarité que la séquence SV.



**Fig.121- Bloc de Smimou: localisation des sous-blocs et des coupes.**  
 26-Mradma 27-Mradma E 28-Sidi Abdelouahed 29-Sidi Bourja  
 30-Id Ou Belaid 31-Ida Ou Krech 32-Azeroug 33-Sidi Ahmed Louss  
 34-Akoui Griz 35-Ifrede de Sibouss W 36-Ifrede de Sibouss E.  
 (ces coupes n'ont pas été toutes analysées dans ce travail. pour plus de détail cf thèses de Taarji, 1988 et Gharib, 1988).

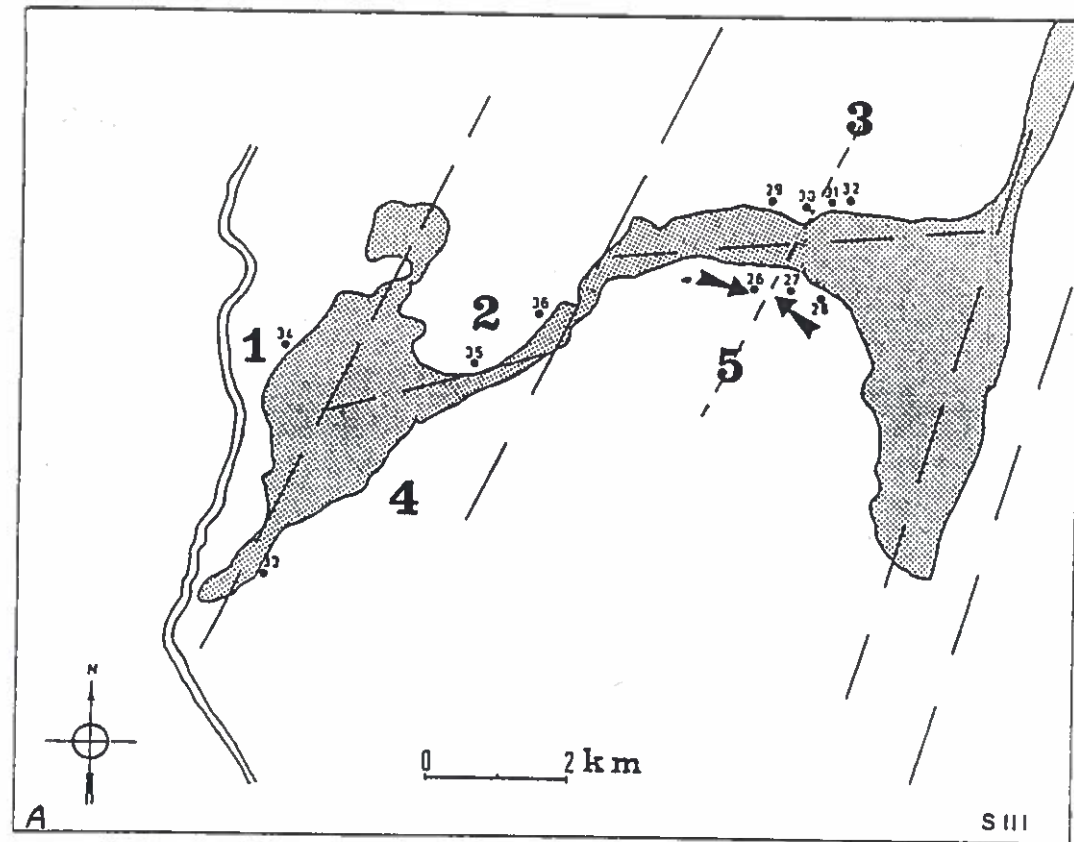


Fig122 Séquences majeures S III (A) et S IV (B):  
Répartition des dépôtcentres dans le domaine étudié (la  
flèche indique la direction d'augmentation de puissance  
de la séquence)

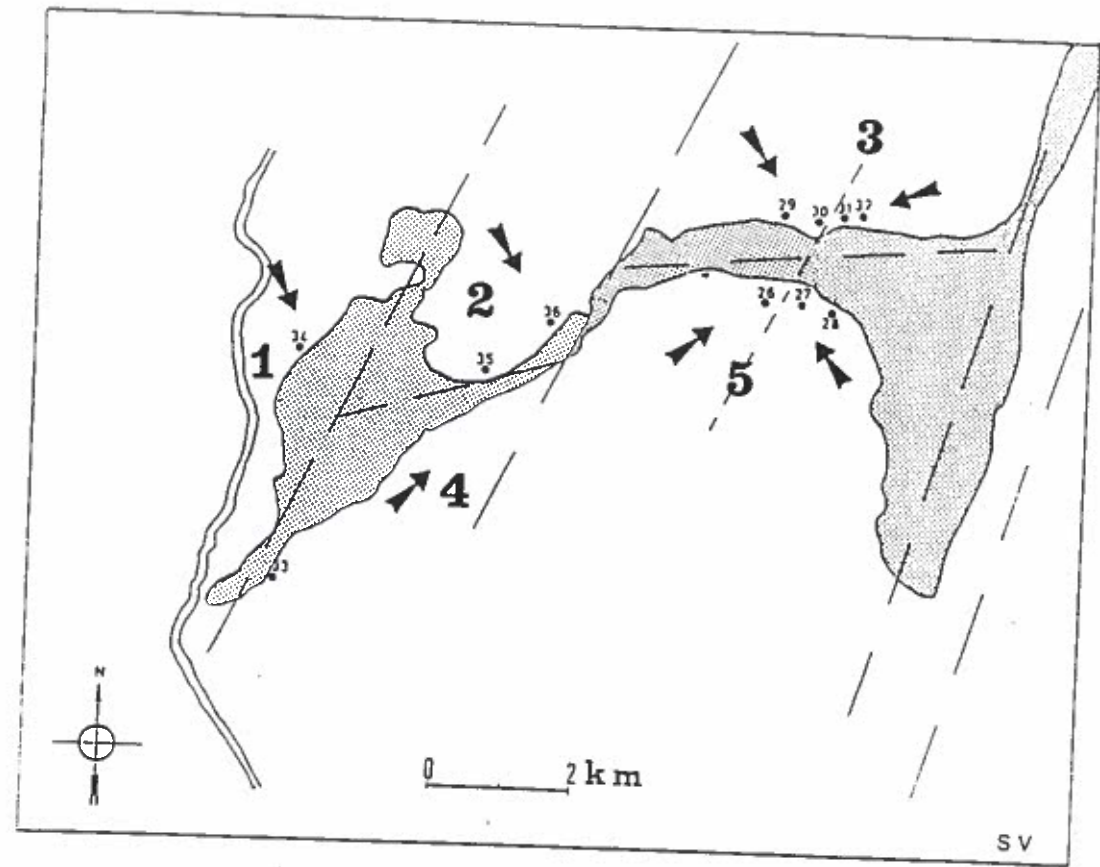
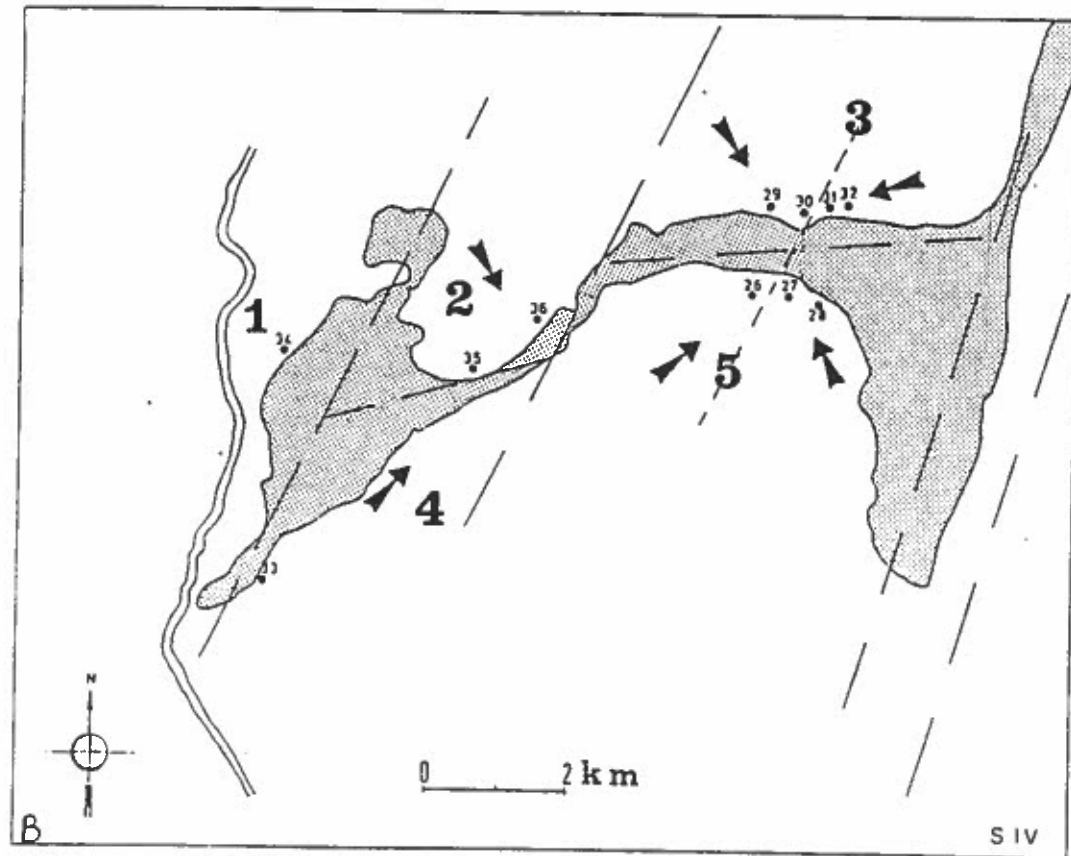
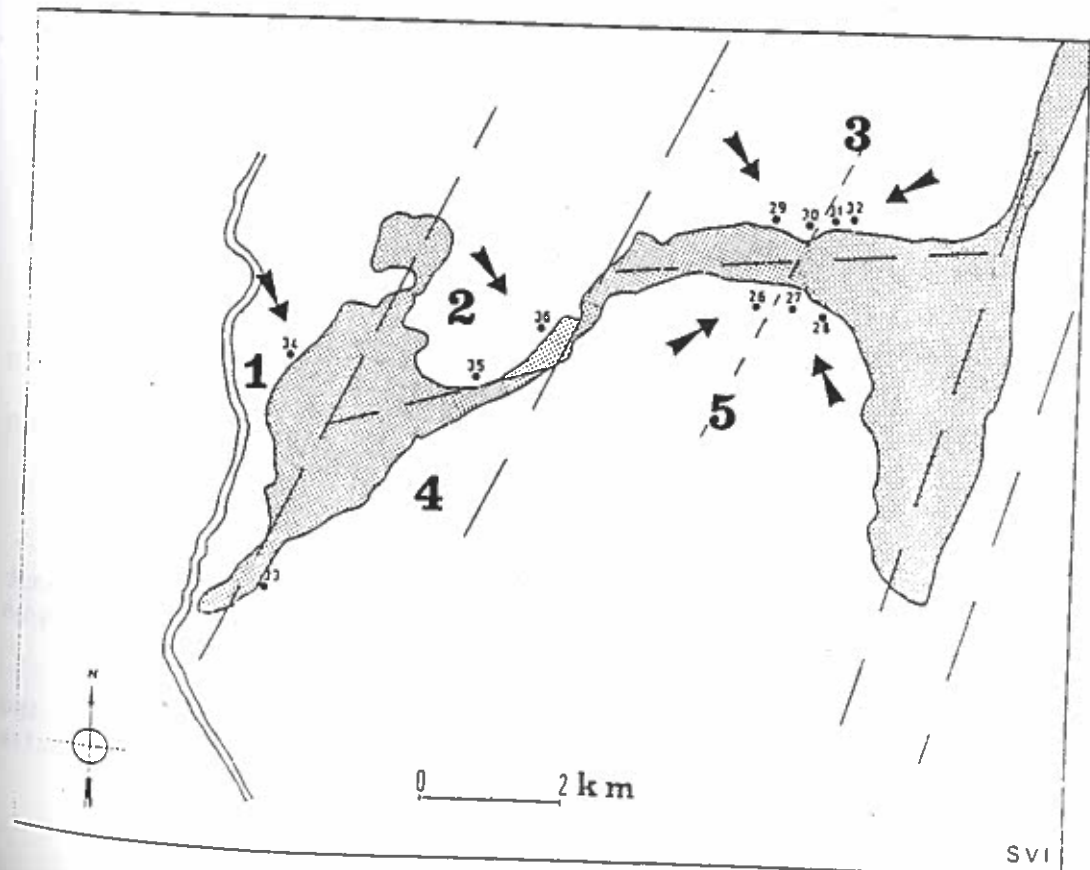


Fig123: Séquences majeures S V (A) et S VI (B):  
Répartition des dépôtcentres dans le domaine étudié (la  
flèche indique la direction d'augmentation de puissance  
de la séquence)



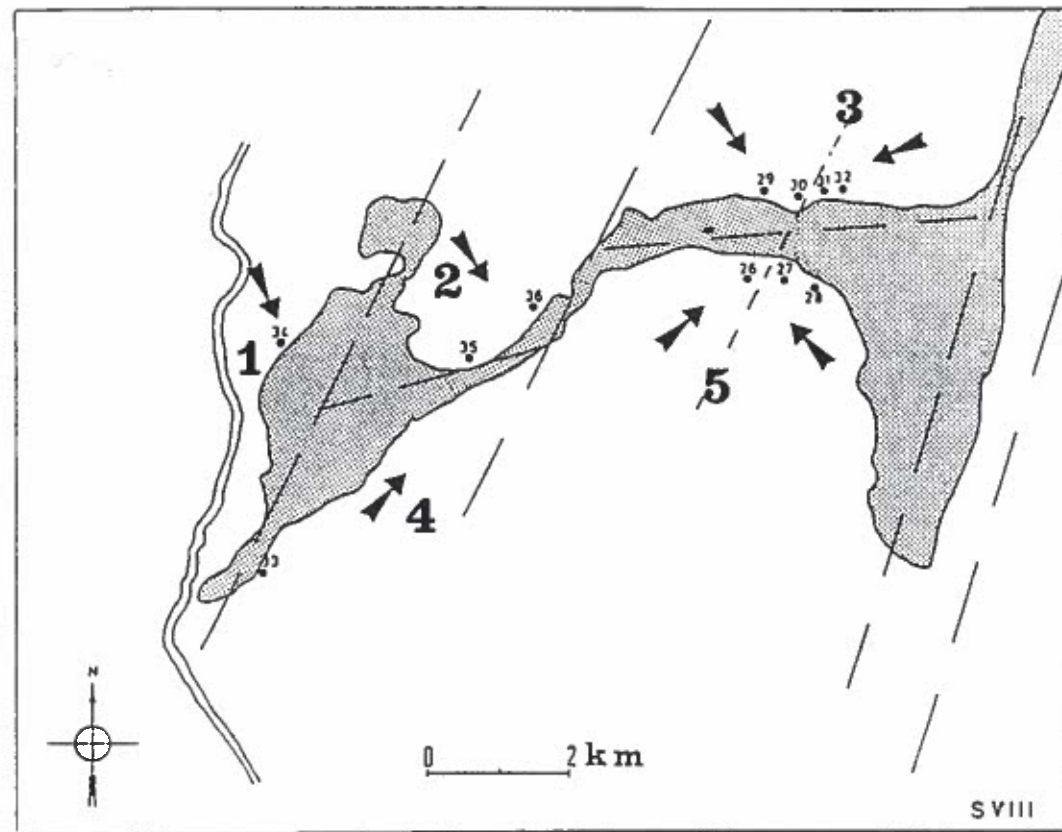
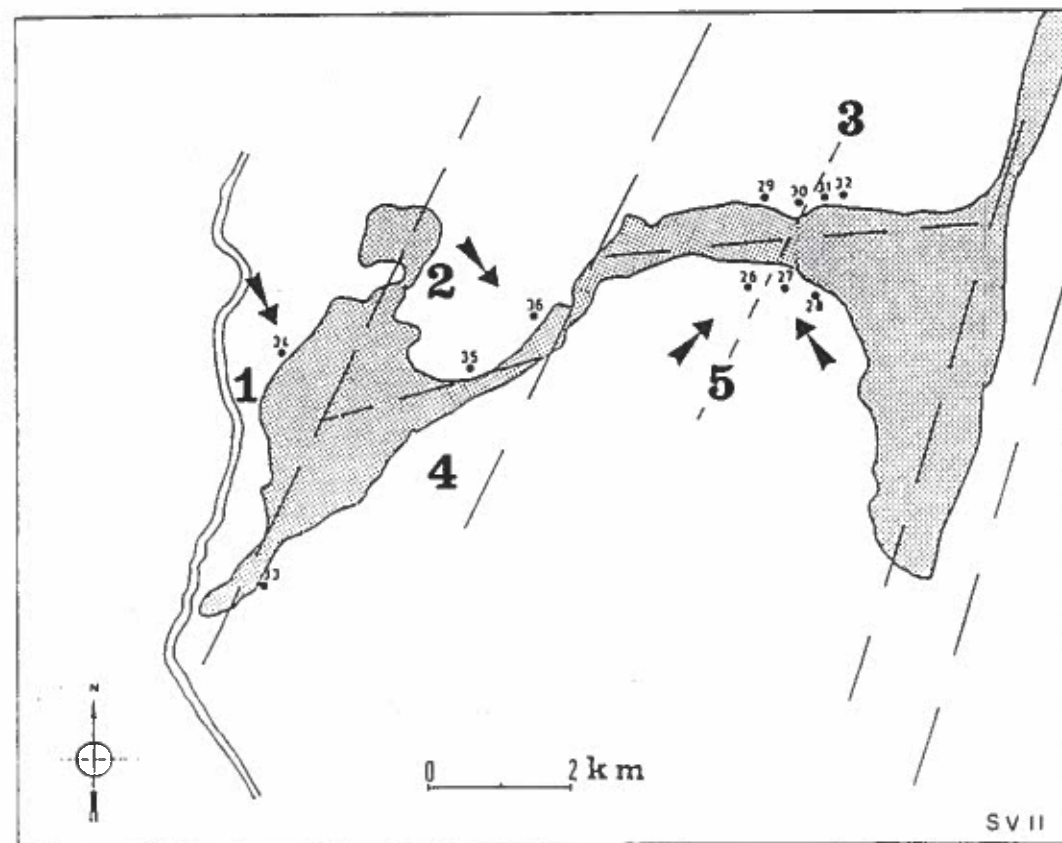


Fig124: Séquences majeures S VII (A) et SVIII (B):  
Répartition des dépôts dans le domaine étudié (la flèche indique la direction d'augmentation de puissance de la séquence)



- la séquence de dépôt SVII même polarité que SVI pour les sous-blocs 1, 2, 4 et 5 ; lacune de dépôt dans le sous-bloc 3.
- la séquence de dépôt SVIII polarité vers le Sud-Est dans les sous-blocs 1, 2 et 3 ; vers le Nord-Est dans les sous-blocs 4 et 5.

#### d- Conclusions

Dans cette partie de l'Atlas Atlantique, les évolutions sédimentaires, observées au sein des formations de Cap Tafelney et Agroud Ouadar, montrent une relation étroite entre sédimentation, tectonique et variations relatives du niveau marin. En effet :

- La localisation des dépôts d'accumulation et des zones hautes (ou à série réduite), ainsi que leur migration relative dans le temps, reflètent l'impact important de la tectonique distensive, localement accompagnée d'halocinèse, dans le contrôle de la sédimentation.

- L'organisation séquentielle témoigne d'une influence des variations eustatiques du niveau marin dans l'évolution et l'extension géographique des cortèges sédimentaires.

- Les zones à sédimentation réduite ou absente sont essentiellement localisées à la limite des blocs et sous-blocs ou au droit des zones de croisement (noeud) des accidents N20 et N70 ( Awrir, Igouzoulen, Tafaytour, Sidi Bouseckri, Aourga, Sidi Yahya, Idboujama ...).

## 2. Interprétation géodynamique

### A- La structure actuelle

#### 1- Les failles (Fig. 125 B)

Trois systèmes de failles apparaissent dans l'Atlas atlantique :

- des failles N20 à N30 qui constituent dans cette partie de l'Atlas le réseau principal d'accidents plurikilométriques,
- des failles dont les directions varient de N80 à N120, généralement situées entre les failles précédentes.

- une direction N150 représentée par la faille d'Ameznez.

Lors du serrage Alpin, N-S à NNW-SSE, les failles fonctionnent suivant leur direction (Souid, 1983 ; Medina, 1985 ; EL Mâammar, 1988 ; Amrhar, 1989):

- les failles N20 à N30 de façon sénestre.
- les failles N80 à N120 d'une manière inverse.
- les accidents N150 dextres .

Les données sismiques (ONAREP) et les travaux de Ruellan et Auzende (1985) montrent qu'il s'agit là, sans doute, de failles profondes et en grande partie héritées du socle.

En effet, ces directions sont préexistantes dans le socle hercynien et précambrien à l'est du bassin ( Petit, 1976 ; Comee et al., 1987 ; Ounaimi, 1990).

#### 2- Les plis (Fig. 125 A)

Un certain nombre d'anticlinaux et de synclinaux ont pu être relevés dans ce bassin. Ils affectent les terrains mésozoïques et cénozoïques, leur amplitude est kilométrique et leur géométrie généralement dissymétrique.

Deux directions axiales principales prédominent :

- des plis de direction axiale N20 à N30 (J.Tidzi, J.Hadid, J.Kourati), initiés par le diapirisme d'âge Tithonique puis accentués lors de l'orogénèse atlasique,

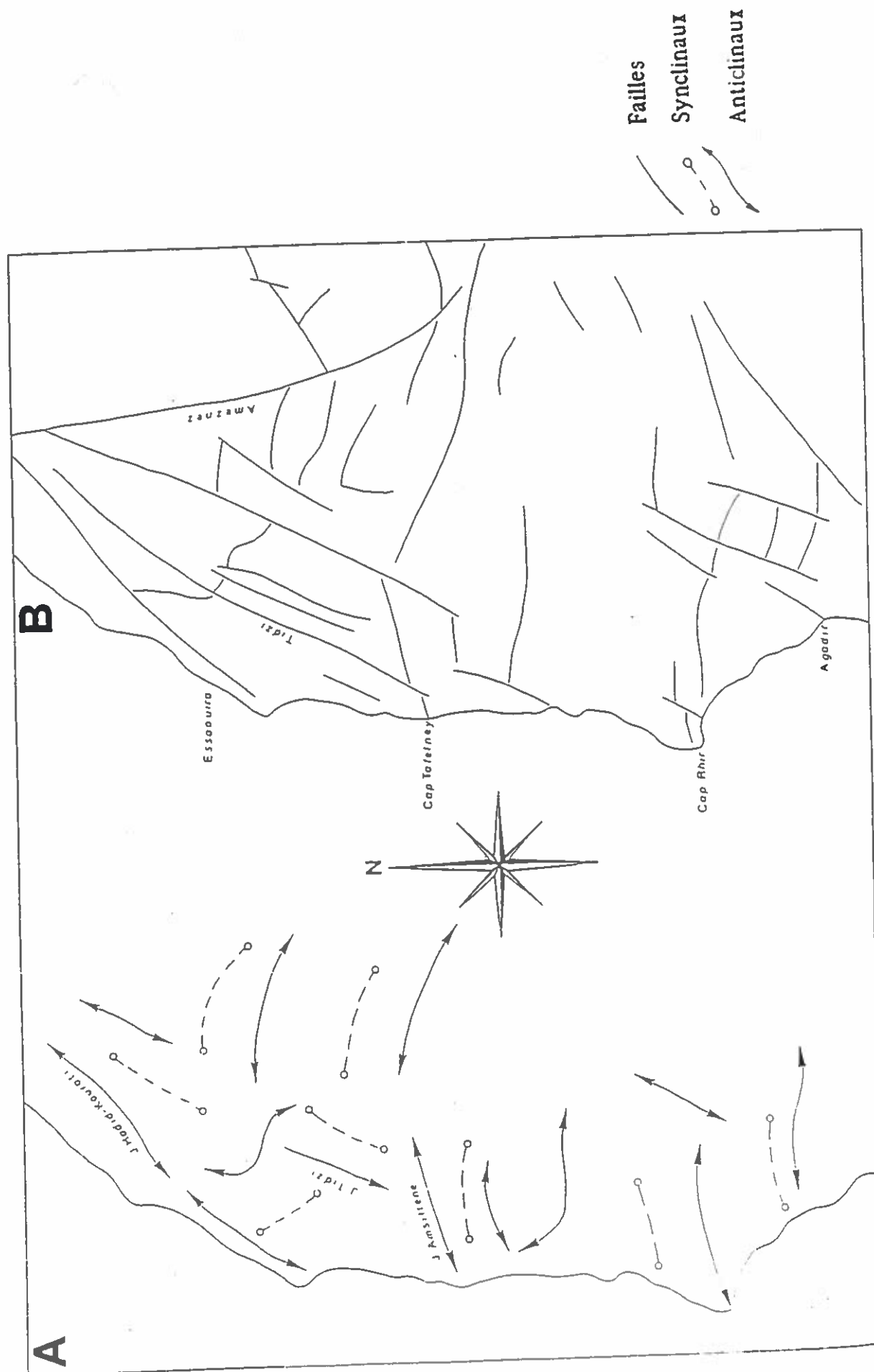


Fig. 125- Cartes synthétiques des plis (A) et des failles (B), tirées des observations de Souid, 1983, Médina, 1985 et des cartes géologiques de la région.

- des plis de direction axiale E-W dont l'exemple le plus représentatif est celui de J. Amsittène. Ces plis sont essentiellement engendrés par un rejeu inverse, de failles de socle, lors de l'orogénèse atlasique (Medina, 1985). L'interférence de ces deux directions de plissement confère à cette partie de l'Atlas une géométrie en dômes et bassins (Medina, 1985).

### 3- Les diapirs (Fig. 125 A)

Ces manifestations halocinétiques sont connues surtout au droit des anticlinaux faillés, selon les directions N20 à N30 (J. Tidzi, J. Kourati). D'autres, de même direction, ont été relevés par la sismique (Palmera, Sidi Rhalem et d'autres, toujours dans le bassin d'Essaouira).

### 4- Le cadre tecto-sédimentaire

Les attributions stratigraphiques, souvent précises (cf. description des coupes), des séries d'âge Jurassique terminal-Crétacé inférieur, nous permettent d'observer :

- \* d'importantes variations latérales d'épaisseur des séries qui témoignent de l'existence de zones hautes (à séries réduites) et de zones basses ou dépocentres d'accumulation (à séries dilatées).

- \* la localisation des zones hautes et des zones basses est étroitement contrôlée par la proximité des failles N80 à N120, NNE-SSW et N150.

- \* les variations brusques d'épaisseur sont généralement situées à l'aplomb des failles présentes sur le terrain. Parfois, elles permettent de localiser des failles profondes.

- \* la distribution cartographique des zones hautes et basses traduit un découpage en blocs losangiques, de dimensions variables, eux-mêmes organisés en compartiments transverses à la chaîne et de direction N20 à N30. Les dépocentres se localisent, en général, aux coins de ces dispositifs losangiques et leur polarité peut varier d'un âge à l'autre.

### B- Les étapes de l'évolution Tithonique terminal-Valanginien

Ces observations permettent de proposer, pour la période Jurassique terminal-Crétacé inférieur, une tectonique corrélative de basculement de blocs, due au fonctionnement précoce de failles principales NNE-SSW et de failles secondaires N80 à N120, localement N150.

L'importance des failles NNE-SSW, dans cette tectonique de blocs, est soulignée dans la figure 126. Cette dynamique semble s'être poursuivie jusqu'à l'Hauterivien supérieur (Ibnoussina, 1988 ; Gharib, 1989 ; Taarji, 1989 ; Rey et Taj-Eddine, 1989 ; Taj-Eddine et al., 1990). Elle se serait manifestée en quatre étapes essentielles :

- 1- Au Tithonique terminal la plate-forme atlantique, stable et très peu profonde du Tithonique supérieur (calcaires et dolomies à stromatolithes de Timsilline) s'enfonce dans son ensemble très progressivement, permettant le dépôt des calcaires à Calpionelles de la Formation de Cap Tafelney. La subsidence, liée à une distension diffuse, d'extension régionale, conduit à l'individualisation de zones affaissées séparant des zones exhausées.

- 2- Au Berriasien inférieur, se produit une différenciation topographique nette, en relation avec une accélération de la distension et de la subsidence. Le secteur de Tidzi s'effondre et l'aire de sédimentation, d'abord réduite, s'étend graduellement vers l'est, atteignant la bordure orientale du bassin. Aux carbonates (Formation de Cap Tafelney) se substituent des terrigènes (Formation d'Agroud Ouadar).

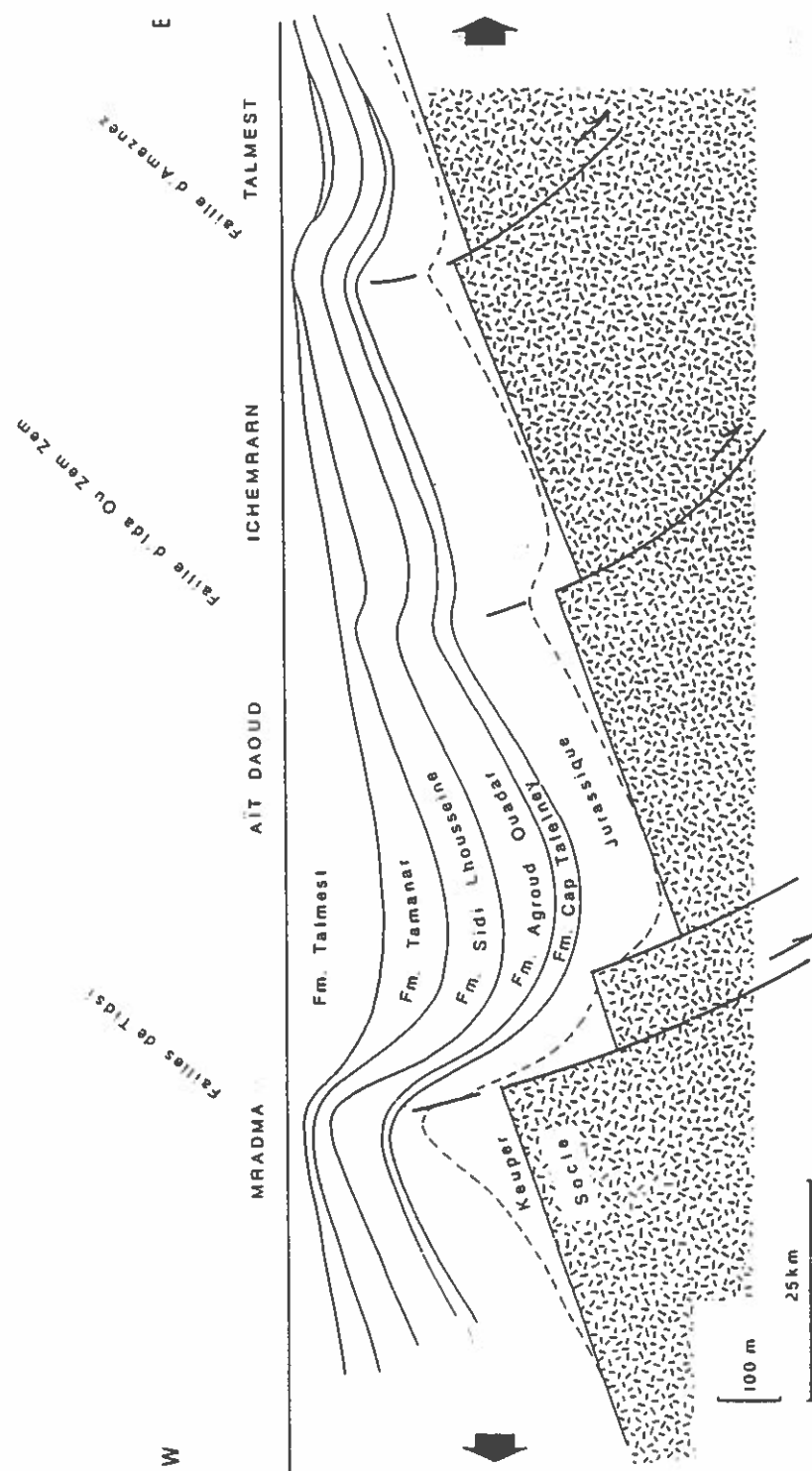


Fig. 126. Coupe schématique montrant l'évolution géodynamique néocomienne du Haut Atlas Occidental. On remarque la dynamique de blocs crustaux, basculés sous l'effet d'une distension WE et le mouvement halocinétique des évaporites triasiques.

Cross section showing the Neocomian geodynamic evolution of the Northern part of the Western Morocco High Atlas.

3- Au Valanginien inférieur, se produit un nouvel effondrement du secteur étudié où se déposent les calcaires et marnes riches en Ammonites de la Formation de Sidi Lhousseine. Au cours de cette période la sédimentation peut s'étaler largement vers l'Est pour couvrir la totalité du domaine atlasique étudié. L'extension de l'aire de dépôt et le caractère franchement marin des sédiments, en période de baisse générale du niveau de l'océan mondial (courbe à long terme de Haq et al., 1987 ; Fig. 114), soulignent bien l'importance de la subsidence tectonique liée à la phase tectonique distensive de la fin du Berriasien (Hinz et al., 1982).

4- Au Passage Valanginien-Hauterivien, l'accélération de la distension régionale conduit à la mise en place (au moins dans la partie nord du domaine étudié, caractérisée par une tectonique diapirique très accentuée) d'un système de failles normales d'orientation NNE-SSW à N-S et E-W, accompagnées de décrochements senestres (Souid, 1983), dont le jeu a déterminé l'individualisation, puis le basculement de divers blocs crustaux (Gharib, 1989 ; Taj-Eddine et al., 1990).

A la fin de l'Hauterivien et au Barremien, ces modifications topographiques et bathymétriques s'estompent graduellement tandis que des dépôts carbonatés ou terrigènes recouvrent l'ensemble du domaine étudié (Ibnoussina, 1988 ; Taarji, 1989 ; Gharib, 1989).

Nous avons montré, précédemment, que l'eustatisme était le facteur prédominant dans l'organisation des séquences de dépôt. C'est néanmoins à la tectonique locale que la localisation des aires de dépôt et leur polarité sédimentaire sont liées. De ce point de vue, nous avons constaté qu'au cours du Néocomien l'évolution du domaine étudié s'est effectuée sous un régime distensif quasi-permanent.

Dans le détail, il semble que les contraintes se soient manifestées sous forme de pulsations ou saccades tectoniques dont l'intensité s'est progressivement accentuée du Tithonique terminal au Valanginien avant de décroître graduellement à l'Hauterivien terminal et au Barremien, caractérisant ainsi la "phase néocomienne" des auteurs.

### C- Tectonique et sédimentation

La tectonique synsédimentaire est peu connue dans l'Atlas atlantique aux époques considérées ; on sait seulement que le Valanginien présente des structures synsédimentaires dans la partie méridionale (Amrhar, 1989) et que, au voisinage du couloir d'Argana, des failles actives au Jurassique-Crétacé inférieur indiquent une extension NW-SE (Médina, 1985).

Dans le Haut-Atlas central, le cadre tectonique de la sédimentation mésozoïque, est par contre mieux connu (Laville, 1985).

Dans ces zones, la sédimentation triasico-jurassique est liée à un système de décrochements senestres N80 à E-W. Les dépoctrés correspondent à des zones affaissées par des failles normales NNE-SSW, parfois N120 (Laville, 1981 ; Biron, 1982 ; Laville et Petit, 1984 ; Laville, 1985 et Ouanaimi, 1989).

Ce contexte tectonique est en rapport avec un raccourcissement NNE-SSW (Laville et Petit, 1984 ; Ouanaimi, 1989 ; Ouanaimi et Petit, 1990) qui est continu jusqu'à l'Eocène (Amrhar, 1989).

Les études microtectoniques effectuées dans notre région ne correspondent qu'au serrage atlasique majeur (Souid, 1983 ; EL Mâammar, 1988 ; Amrhar, 1989) qui est postérieur à la période considérée. On se référera donc aux données des zones orientales (Massif Ancien et Haut Atlas central) dans l'essai d'interprétation géodynamique de l'Atlas atlantique.

**D- Tectonique de socle et diapirisme**

Contrairement à ce qui a été avancé (Jansa et Wiedmann, 1982 ; Souid, 1983), nous avons montré le caractère précoce, dès le Tithonique, de l'halocinèse, à la périphérie de la structure diapirique de Tidzi. Celle-ci est sans doute à l'origine de la quasi-absence de la Formation de Cap Tafelney (1 m. à Mradma), du fort développement de la Formation d'Agroud Ouadar et de celle de Sidi Lhousseine, accompagné d'importantes variations d'épaisseur d'un point à l'autre du diapir.

L'alignement des structures diapiriques sur des failles NNE-SSW et N80 à N120 (Fig. 125), témoigne sans doute d'une certaine liaison génétique entre les structures cassantes et l'halocinèse, dans un même contexte tectonique. Ce double fonctionnement (failles-diapirs) est vraisemblablement à l'origine de l'emplacement des rides synsédimentaires mères (de direction NNE-SSW) et de rides satellites (de direction N80) ainsi que des synclinaux de compensation à sédimentation dissymétrique. Cela est particulièrement visible à la périphérie de la structure diapirique de Tidzi (Fig. 88 à 93). Ce type de liaison génétique, entre faille de socle NNE-SSW et diapirisme, a été également reconnu sur la marge Portugaise par Guercy (1984).

**E-Interprétation cinématique**

L'Atlas atlantique n'est autre que le prolongement structural du reste du domaine Haut Atlasique.

En supposant que le champ de contrainte mésozoïque (NE-SW à NNE-SSW) est constant et homogène partout dans le domaine atlasique, la sédimentation dans l'Atlas atlantique se serait donc effectuée dans des conditions tectoniques proches de celles des autres régions du Haut Atlas.

Ce bassin aurait été donc contrôlé par des décrochements senestres majeurs, de direction atlasique (N80 à E-W), compatibles avec un raccourcissement NE-SW à NNE-SSW. Dans ce cas précis, deux modèles cinématiques sont envisageables pour expliquer la compartimentation du bassin :

1- les failles NNE-SSW et N120 à N130 se comportent comme des fractures de Riedel (Fig. 127), respectivement R' et P. La direction d'extension, NW-SE, prévue par le modèle de Riedel, est bien compatible avec les données sédimentaires du bassin (répartition et migration vers le NW des zones affaissées au cours du temps).

Dans ce cas, on aurait des dépo-centres aux coins des dispositifs losangiques et une ride sur faille inverse (N150) à Ameznaz (Fig. 127-1).

2- les failles NNE-SSW sont des failles normales (fractures T de Riedel) et les failles N120 à N130, toujours de type P, tandis-que la faille d'Ameznaz (N150) serait décrochante dextre.

Dans ce cas, les zones affaissées se localiseraient dans les coins des dispositifs losangiques où le jeu normal des failles NNE-SSW s'ajoute à l'extension sur décrochement sénestre (Fig. 127-2 et 128).

Néanmoins, vu l'éventail de la direction de contraintes (NNE-SSW à NE-SW) et des directions des failles (N120 à N130 et N20 à N40), une troisième possibilité reste envisageable et résulterait de la combinaison des deux propositions précédemment décrites. On aurait ainsi, pour certaines failles (de direction NNE-SSW à NE-SW), un comportement de type R' et pour d'autres un comportement de type T, de Riedel.

En tout cas, quelque soit le modèle cinématique adopté, l'extension est de direction NW-SE et elle est compatible avec les observations de terrain, sur la bordure Est de notre secteur d'étude (Fig.129) et avec la direction d'ouverture

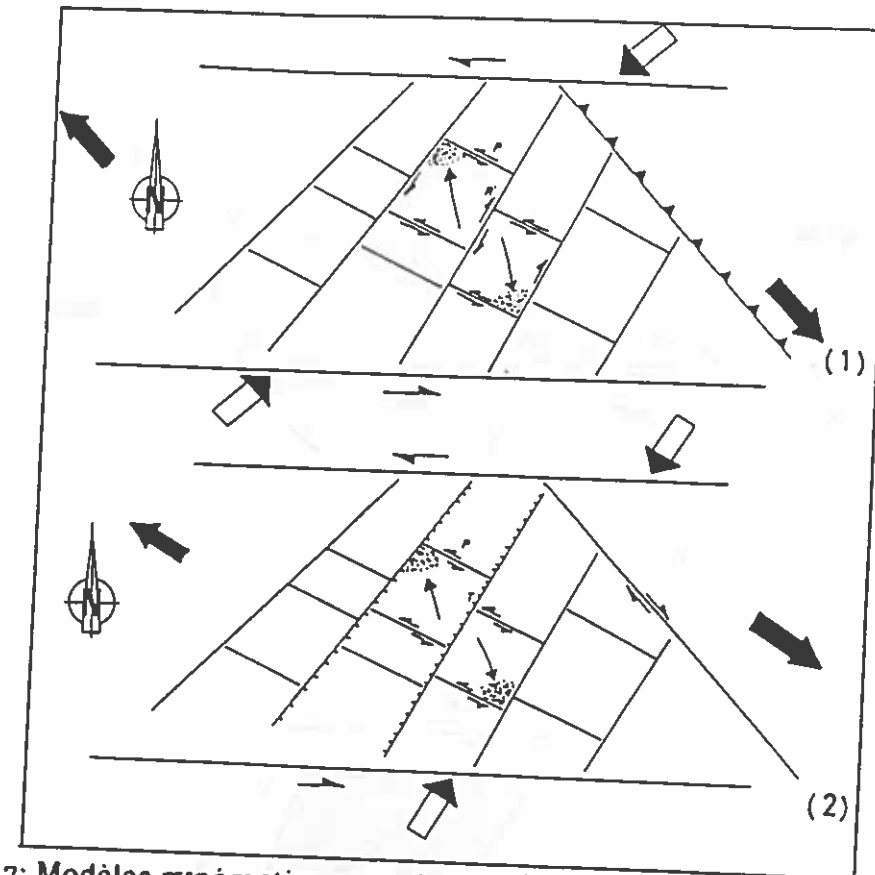
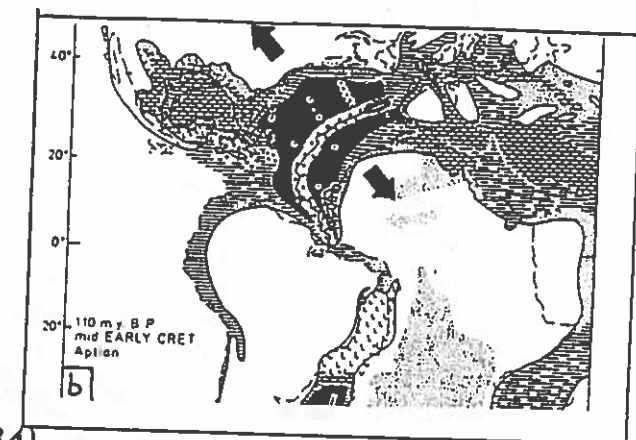
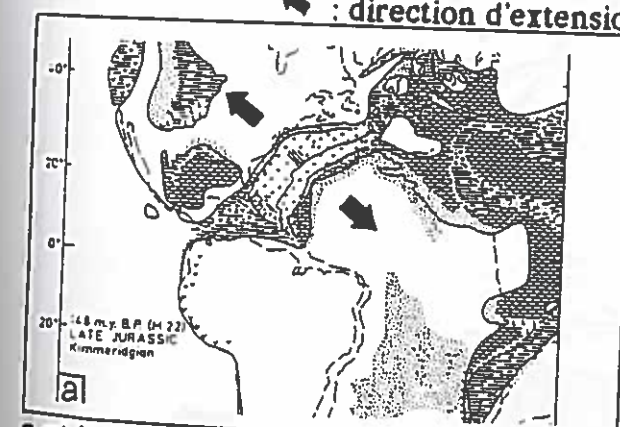
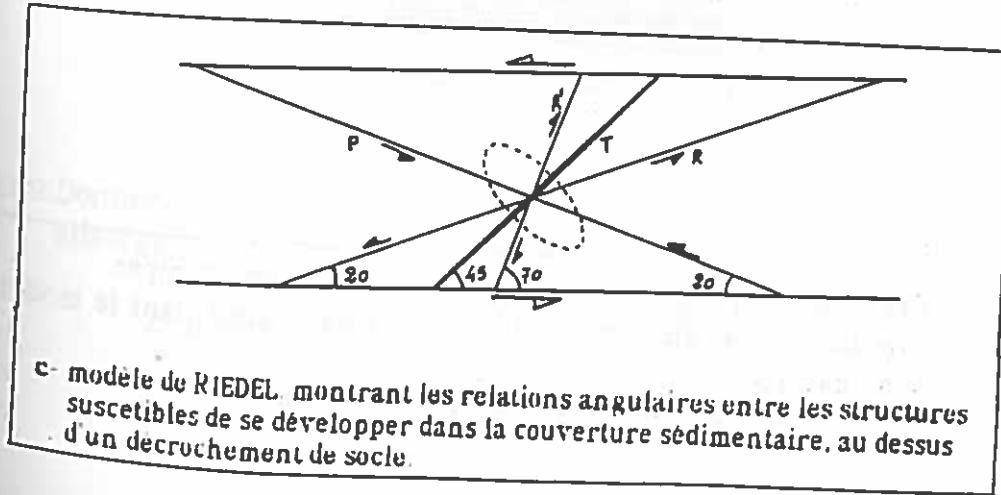


Fig127: Modèles cinématiques probables (P, R' et T fractures de Riedel)

↖ : direction de raccourcissement régional NNE-SSW  
 ↗ : direction d'extension



a et b : reconstitution de Emeri et Uchupi (1984)



c- modèle de RIEDEL montrant les relations angulaires entre les structures susceptibles de se développer dans la couverture sédimentaire, au dessus d'un décrochement de socle.

Dept de Géologie Marrakech

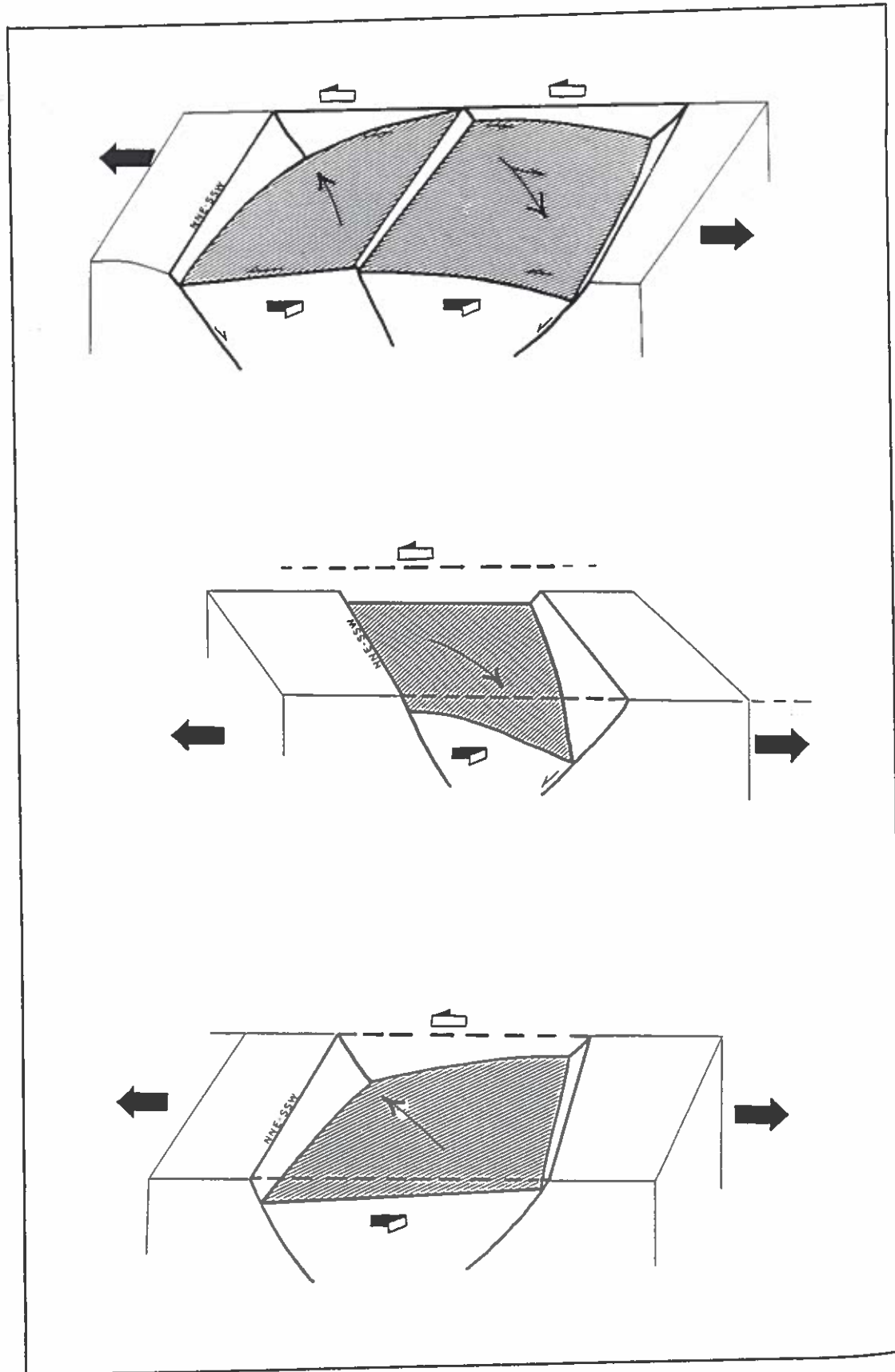


Fig.128: Exemples interprétatifs de la répartition des dépôcentres d'accumulation, au sein des dispositifs losangiques, dans le modèle cinématique B. (la flèche indique les dépôcentres d'accumulation)

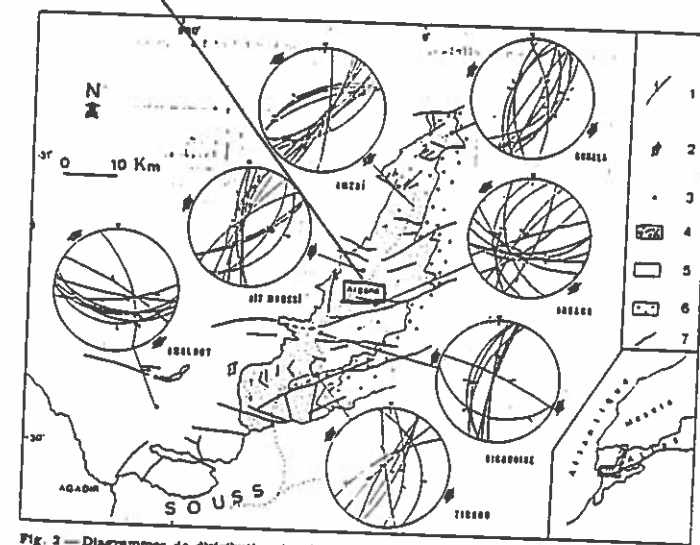
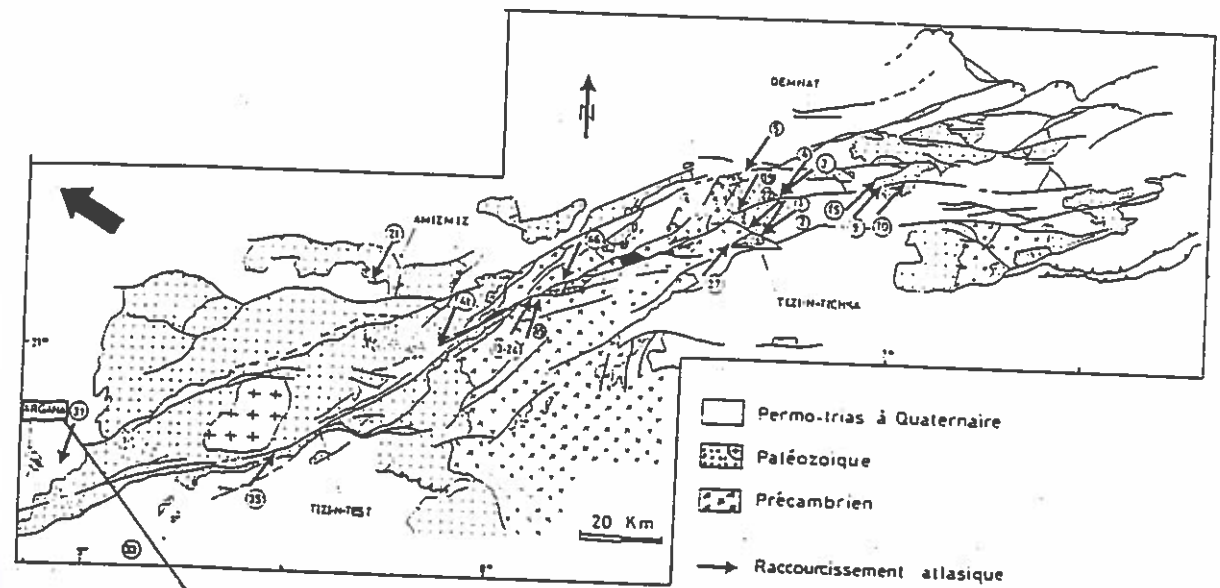


Fig. 2 — Diagrammes de distribution des directions d'extension lors de la distension mésozoïque dans le Haut Atlas occidental; 1 — trace cyclographique du plan de faille avec stries (canevas de Wulff, hémisphère inférieur); 2 — direction d'extension horizontale; 3 — axe de mesure; 4 — Permo-Trias; 5 — terrains post-triasiques; 6 — Paléozoïque; 7 — faille

Fig.129: Données microtectoniques correspondant aux mouvements atlasiques précoces (Mésocène-Cénozoïque)  
 1- d'après Ouanaïmi, 1989  
 2- d'après Medina 1985

direction d'extension

Fac. Sciences O. F. s.p.a  
 Dept de Géologie  
 Marrakech

de l'Atlantique selon la reconstitution jurassico-crétacée de Eméry et Uchupi, 1984, (Fig. 127 a et b).

Comme déjà vu auparavant, le rôle des diapirs dans le contrôle de la sédimentation ainsi que leur localisation sur les principales familles de failles, impliquerait une triple liaison génétique (faille-diapirs-sédimentation).

L'halocinèse aurait probablement accentué les paléoreliefs des failles et induit de légers décollements précoces créant ainsi un fond mobile au cours de la sédimentation.

Lors du serrage majeur atlasique (NW-SE à N-S), post Crétacé, le dispositif proposé (E-1 et E-2) aurait été perturbé et l'halocinèse et les phénomènes de décollement plus accentués (Souid, 1983 ; El Mâammar, 1988).

#### F-Intégration dans la marge atlantique

Au cours de ces dernières années, plusieurs travaux se sont accumulés sur l'évolution mésozoïque et cénozoïque des bassins Nord atlantiques.

Nous tracerons, ici, les traits essentiels de l'évolution de la marge atlantique marocaine, par comparaison avec celle Est américaine, au cours de l'ouverture de l'Atlantique Central. Nous fondons cette comparaison sur les travaux de Lancelot et Wenterer (1980), Jansa et Wiedmann (1982), Laville et Petit (1984), Laville (1985), Medina (1985) et Manspeiser (1988).

En 1982, Jansa et Wiedmann, à la lumière de nouvelles données sur les deux marges, Est américaine et Nord-Ouest africaine, ont mis en évidence une succession d'événements volcaniques et sédimentologiques, liés à des activités tectoniques (Fig.130) :

- une première manifestation tectonique, à la limite Permien-Trias, matérialisée par une discordance angulaire dans le Bassin d'Agadir-Essaouira (Atlas Atlantique). Elle serait corrélable avec le début de l'ouverture de l'Atlantique,

- une deuxième, exprimée par des discordances angulaires et des activités volcaniques sur les deux marges, serait d'âge Trias supérieur-Jurassique inférieur ("Early Cimmarien tectonics") et coïnciderait avec le début du rifting.

- une troisième phase, "Mid-Cimmarien tectonics", semble être d'importance locale et délimitée au Scotian Bassin.

- une quatrième, "Late Cimmarien tectonics", aurait été à l'origine des premières manifestations diapiriques, à la limite Jurassique-Crétacé, et engendré des activités volcaniques de moindre importance.

L'existence de ces manifestations diapiriques, liées fondamentalement à la remobilisation d'évaporites triasiques, a été mise en évidence sur les deux marges atlantiques par plusieurs auteurs (Fig. 131 a et b).

En effet, ces structures diapiriques, figurent sur les coupes palinspastiques des deux marges, Est américaine et Nord-Ouest africaine présentées par Uchupi et al. (1976), Le Pichon et al. (1977), Hinz et al. (1982) et Wissmann (1982). Des phénomènes halocinétiques comparables ont été mis en évidence sur la marge du Portugal (Wilson, 1979 et Guéry, 1984).

Nous avons montré, dans l'Atlas atlantique, le caractère précoce de l'halocinèse, qui se traduit par des fortes réductions d'épaisseur (et lacunes) de la Formation de Cap Tafelney, d'âge Tithonique terminal, au droit de la structure diapirique de Tidzi (Bassin d'Essaouira).

La dynamique de blocs a été elle aussi mise en évidence, en offshore, par Lancelot et Wenterer (1980) sur la marge africaine et par Manspeiser (1980) sur celle américaine.

Néanmoins, l'ouverture et l'orientation des bassins au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur, semble être contrôlée par un champ de contraintes, de direction NNE-SSW, lié à l'orogénèse atlasique précoce.

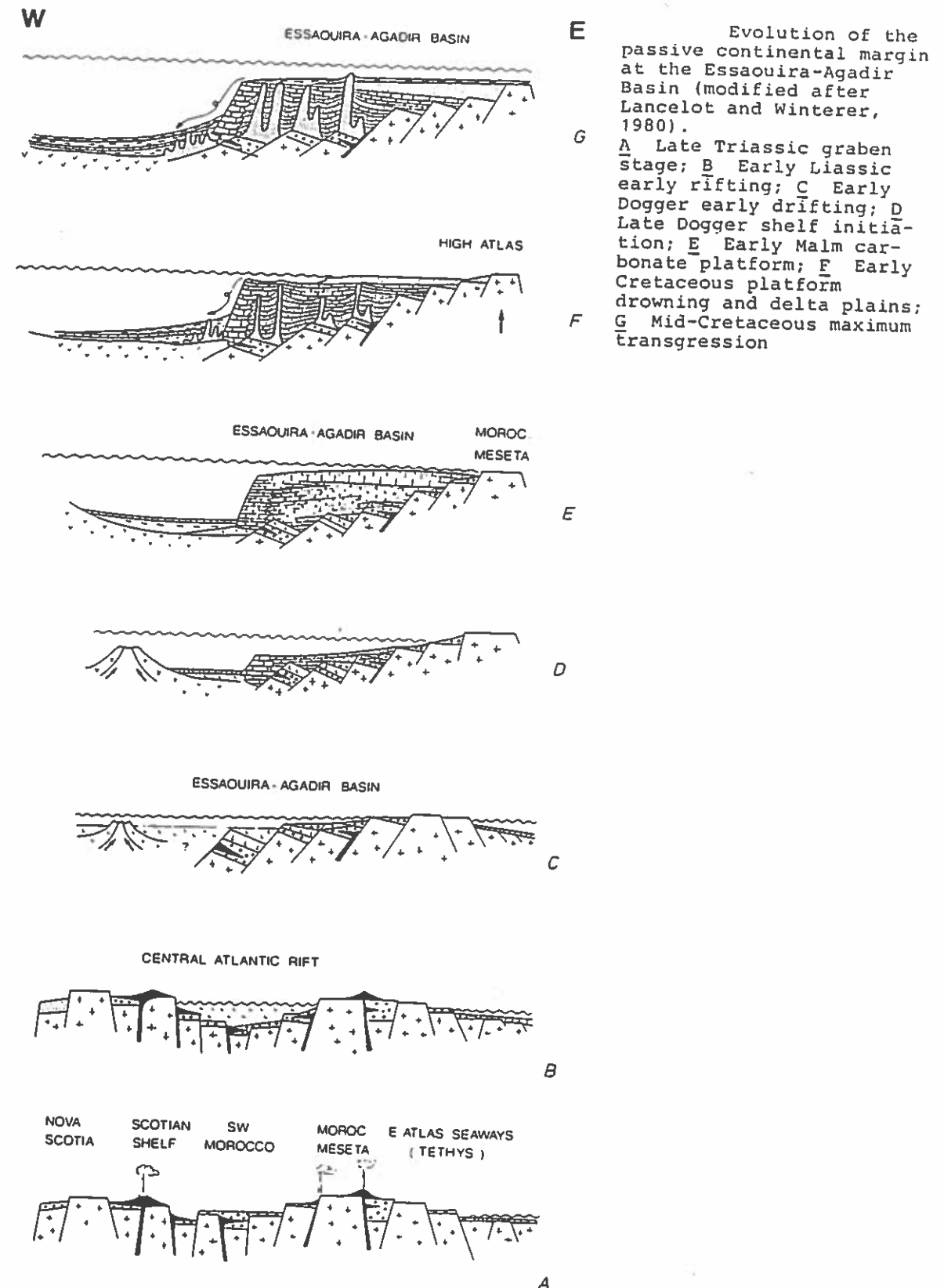
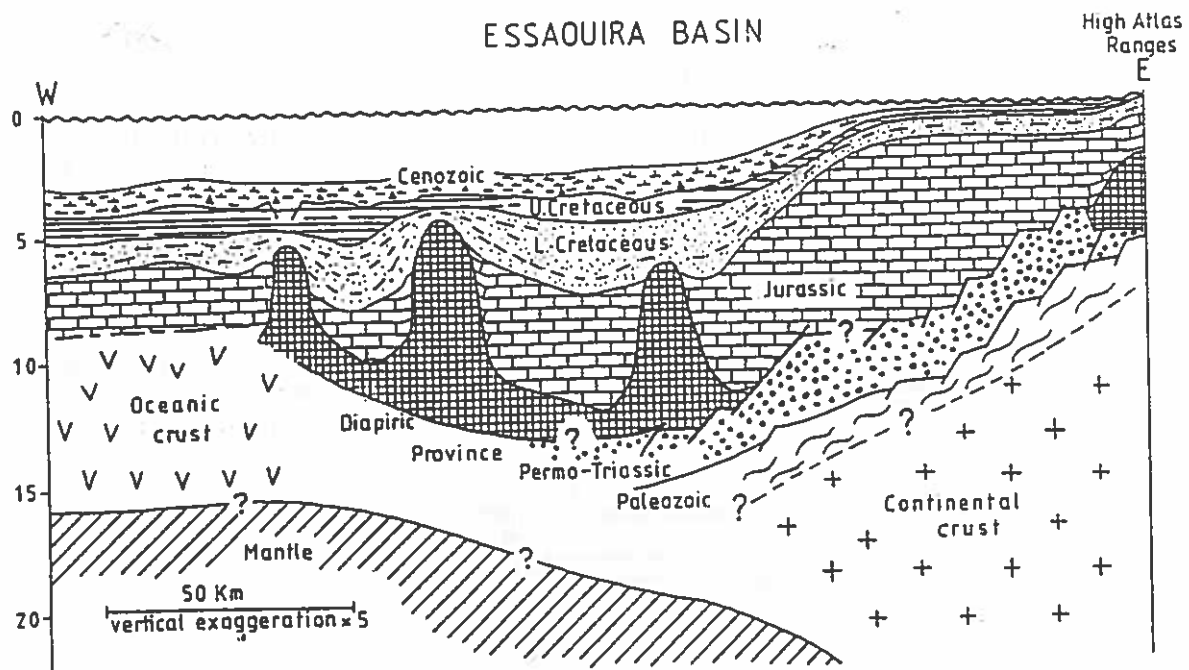
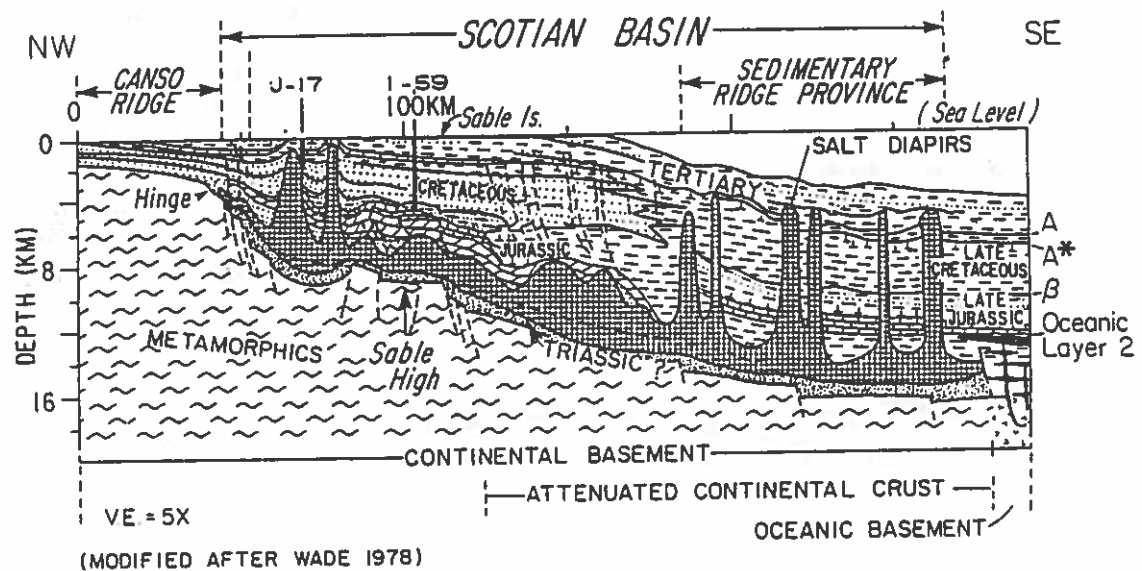


Fig.130- Evolution de la marge continentale passive du Bassin d'Agadir-Essaouira (in Jansa et Wiedmann, 1982)

ESSAOUIRA BASIN



a: Geologic interpretation of a multichannel reflection seismic section across the continental margin of the Essaouira Basin



b: Geologic interpretation of a multichannel reflection seismic section across the continental margin off Nova Scotia

Fig.131: Les manifestations diapiriques dans les profils sismiques des marges atlantiques:

- a- Bassin d'Essaouira
- b- Nouvelle Ecosse

in Jansa et Wiedmann (1982)

Cette dernière aurait réactivé d'anciennes fractures de socle hercynien, de direction N20 à N40.

L'importance de cette réactivation, des fractures de socle hercynien, lors du Mésozoïque et du Cénozoïque, ainsi que son impact sur la configuration des bassins de cette époque, ont été mis en évidence sur les marges Est américaine, Portugaise et Ouest africaine par Ballard et Uchupi (1975), Laville et Petit (1984), Wilson (1979), Laville (1985), Medina (1985) et Ruellan et Auzende (1985).

Ces mouvements, accompagnés d'une dynamique de blocs, à la marge du rifting, ont été mis en évidence, toujours en offshore et sur les deux marges atlantiques, par Lancelot et Wenterer (1980) et Manspeiser et Cousminer (1988).

Dans l'Atlas atlantique, nous avons vu que l'aire de sédimentation, au cours du Jurassique terminal et du Crétacé basal (période étudiée), était bien découpée en plusieurs blocs losangiques, à basculement différentiel au cours du temps et organisés en compartiments de direction N20 à N30.

3- Conclusions

La reconstitution proposée montre à quel point l'apport, des données biostratigraphiques et des concepts de la stratigraphie séquentielle, peut compléter l'analyse tectonique pour une meilleure connaissance du contexte géodynamique de la marge atlantique marocaine, pour la période considérée (Tithonique terminal- Valanginien inférieur).

Toutefois, nous pensons que des études biostratigraphiques détaillées, sur l'ensemble des dépôts méso-cénozoïques, s'imposent afin d'affiner la connaissance de la marge atlantique marocaine en vue de mieux comprendre l'impact de l'eustatisme dans la distribution et l'évolution des corps sédimentaires.

En outre, une étude tectonique et microtectonique systématique est indispensable, afin de tester les modèles cinématiques proposés et de mettre en relief, avec précision, les rôles respectifs de l'halocinèse et du décollement probable de la couverture, ainsi que celui des rotations rigides (ouverture de l'Atlantique Central) sur la structuration de l'Atlas atlantique.

Ces études devraient permettre de mieux connaître les parts respectives de l'eustatisme, la tectonique et l'halocinèse dans la distribution spatiale des corps sédimentaires. Les résultats devraient contribuer au contrôle et peut-être à l'amélioration de la charte universelle des cycles eustatiques proposée par Haq et al. (1987).

Fac Sciences U. F. O. P.  
Dept de Geologie  
Marília

## CONCLUSIONS

## Conclusions générales

### I- Rappel des principaux résultats

Au cours de la présente étude, nous avons été amenés à redéfinir les formations étudiées, sur la base de nouvelles données paléontologiques et lithostratigraphiques.

#### 1- Formation de Cap Tafelney

Cette formation, essentiellement carbonatée et attribuée au Tithonique terminal, s'ordonne en trois séquences majeures (SI, SII et SIII), cycliques ou en comblement, encadrées par des discontinuités de valeur régionale (D1, D2 et D3), correspondant à trois séquences génétiques de dépôt (Fig. 11).

a- La séquence de dépôt SI délimitée par les discontinuités D1 et D2 et d'âge Tithonique terminal n'est connue que dans la région d'Agadir. Cette séquence, à évolution uniquement régressive, se décompose en séquences élémentaires de comblement, d'ordre métrique (paraséquences) qui peuvent être associées en plusieurs mésoséquences de comblement (paraséquences sets), délimitées par des discontinuités d'extension très localisées (limites de paraséquences sets).

Par sa position stratigraphique, la séquence de dépôt SI pourrait avoir été engendrée par le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.2.

Les discontinuités D1 et D2, qui délimitent, respectivement à la base et au sommet cette séquence, pourraient correspondre aux limites de cycles eustatiques signalées respectivement à 136 et 135 M.a. (Haq et al. 1987).

b- La séquence de dépôt SII cyclique ou de comblement, comprise entre les discontinuités D2 et D3 et connue dans tout le domaine étudié (excepté la bordure du diapir de Tidzi et la région d'Aït Daoud), est composée de deux mésoséquences SIIA et SIIIB.

c- La séquence de dépôt SIII comprise entre les discontinuités D3 et D4 (pouvant hypothétiquement atteindre le Berriasien basal.). Elle témoigne des milieux de sédimentation les plus marins et les plus ouverts rencontrés dans la Formation de Cap Tafelney. Elle se décompose en deux mésoséquences SIIIA et SIIIB.

Les séquences de dépôt SII et SIII coïncideraient, dans leur ensemble, avec le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.3. Les discontinuités D2 et D4, qui les encadrent, correspondraient alors aux limites de séquences génétiques signalées respectivement à 135 et 134 M.a. (Haq et al. 1987).

Nous avons donc deux séquences de dépôt pour un seul cycle eustatique mentionné par Haq et al., 1987. La première séquence (SII) est manifestement d'origine eustatique et sa plus grande extension par rapport à la séquence SI (qui était localisée dans la région d'Agadir) peut s'expliquer par la seule montée relative du niveau marin.

Dans cette étude régionale, rien ne permet de prouver que la séquence SIII est, elle aussi, eustatique. Par contre, il apparaît clairement qu'elle a une composante tectonique puisque les dispositifs paléogéographiques sont fondamentalement modifiés entre SII et SIII, avec un brusque affaissement local de l'aire de dépôt et création d'ombilics de sédimentation très localisés et d'orientation SW—NE (de Tamri à Ichemraren), délimités par des zones hautes.

La discontinuité D3.1 qui les sépare est donc interprétée comme étant au moins partiellement d'origine tectonique.

## 2- Formation d'Agroud Ouadar

La formation d'Agroud Ouadar, se décompose en quatre niveaux, organisés en quatre séquences sédimentaires majeures, la première cyclique, les autres de comblement, délimitées par des discontinuités de valeur régionale (Fig.53).

Elle s'est sédimentée dans l'intervalle Berriasien inférieur-Valanginien basal, cette attribution stratigraphique nouvelle est fondée sur les populations de Calpionelles et sur la découverte, à la base et au sommet de la formation, de gisement à Ammonites.

Le contenu lithologique et paléontologique de cette formation indique une forte augmentation de la bathymétrie accompagnée d'un brusque changement de faciès et d'une sédimentation à dominante terrigène évoluant dans un domaine de plate-forme ouverte dans l'étage infralittoral.

Nous avons reconnu dans la formation d'Agroud Ouadar, à l'échelle du Haut Atlas atlantique, cinq séquences lithoclinales majeures, chacune caractérisée par une association spécifique de Calpionelles qui correspondent à six séquences génétiques de dépôt séparées par des discontinuités de valeur régionale (Fig. 95).

a- La séquence de dépôt SIV comprise entre les discontinuités D4 et D5, est d'âge Berriasien inférieur (Zone B de Remane, 1986). Cette séquence, connue dans tout le domaine étudié (excepté Akui Griz), correspondrait au cycle de 3ème ordre Z.B.1.4, avec les discontinuités qui l'encadrent (D4 et D5) correspondant aux limites de cycles eustatiques, signalées respectivement à 134 et 131,5 Ma.

b- La séquence SV encadrée par les discontinuités D5 à la base et D6 au sommet, correspond au Berriasien moyen (zone C de Remane, 1986), identifiée dans toutes les coupes du Haut Atlas Atlantique, appartiendrait au cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.1.5. Les discontinuités D5 et D6 correspondant alors aux limites de séquences génétiques signalées respectivement à 131,5 et 129 Ma.

c- La séquence de dépôt SVI comprise entre les discontinuités D6 et D7 matérialise le Berriasien supérieur basal (Zone D1 de Remane, 1986). Moins étalée et moins épaisse que les précédentes elle serait créée par le cycle de 3ème ordre eustatique Z.B.1.6. Les discontinuités D6 et D7 pourraient correspondre aux limites de cycles eustatiques signalés respectivement à 129 et 128,5 Ma.

d- La séquence de dépôt SVII délimitée par les discontinuités D7 et D8 elle est d'âge Berriasien supérieur terminal (Zone D2 de Remane 1986). Cette séquence, à évolution exclusivement régressive, n'a été reconnue qu'au niveau de la structure diapirique de Tidzi. Représentée uniquement par les dépôts du prisme du haut niveau marin et à extension spatiale très réduite (seulement dans la zone diapirique du Tidzi) cette séquence n'a pas d'équivalent dans la charte de Haq et al. 1987.

Nous proposons pour cette séquence un cycle eustatique de 3ème ordre supplémentaire Z.B.1.7, de valeur locale (Haut Atlas atlantique).

Cette séquence serait alors engendrée par ce cycle de 3ème ordre situé au toit du Berriasien. Les discontinuités qui l'encadrent, D7 et D8 pourraient alors correspondre, la première à la limite de cycle eustatique signalée à 128,5 Ma, la deuxième à la limite Berriasien-Valanginien (base de la zone Otopeta ou de la zone D3 de Remane 1986), à 128 Ma.

e- La séquence de dépôt SVIII comprise entre les discontinuités D8 et D9, est d'âge Valanginien basal (zone D3 de Remane, 1986). Les dépôts de cette séquence, qui débordent par rapport à ceux de la séquence SVII, pourraient correspondre au cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.2.1 avec la discontinuité D8 correspondant à la limite Berriasien Valanginien (128 Ma) et la discontinuité D9 à la limite de séquence génétique signalée à 126 Ma.

La Formation d'Agroud Ouadar témoigne ainsi :

- Au début du Berriasien d'un brusque approfondissement de la surface de sédimentation avec changement du régime sédimentaire (terrigenous dominant), ouverture vers le large (Ammonites et Calpionelles), et différenciation topographique. Cette création d'un nouvel espace disponible peut être mise en relation avec une phase brutale de tectonique distensive sur la marge atlantique du Maroc (Phase neocimérienne).

- Au cours du Berriasien du comblement du domaine marin et de la réduction, horizontale et verticale, de l'espace disponible par étapes successives : de cycle en cycle les séquences de dépôt sont de plus en plus incomplètes (par lacune des prismes de bas niveau marin, puis d'intervalles transgressifs) et de moins en moins étendues.

- Au Berriasien supérieur les avancées marines sont pelliculaires et ne recouvrent que la partie occidentale du Bassin sédimentaire (Berriasien supérieur) ou les seuls abords du diapir du Tidzi (Berriasien terminal).

Une sédimentation marine relativement continue n'apparaît qu'en certaines localités de la bordure du diapir du Tidzi. Cette évolution indique une stabilité du bassin sédimentaire au cours du Berriasien, une subsidence très faible (excepté localement, sur le pourtour du diapir du Tidzi) et une absence de montée du niveau marin à long terme.

- Au Valanginien basal une légère remontée du niveau marin relatif : les eaux recouvrent à nouveau, en prismes de haut niveau marins, la partie occidentale du Bassin d'Agadir, les parties occidentale et méridionale du Bassin de Haha, et dans des séquences de dépôt localement plus complètes (IT et PHN) certaines localités de la zone diapirique de Tidzi.

La modification des dispositifs topographiques entre le Berriasien supérieur-Valanginien basal, permet d'envisager l'existence de mouvements distensifs localisés et de faible amplitude à la limite Berriasien-Valanginien.

## 3- Formation de Sidi Lhousseine

Elle succède, dans l'Atlas atlantique, à la formation d'Agroud Ouadar (Berriasien-Valanginien basal) et renferme dès sa base des Ammonites valanginiennes de la Zone à Pertransiens suivis, plus haut, par ceux des Zones à Campylotoxus et Verrucosum.

Par son contenu paléontologique nous rapportons cette formation au Valanginien inférieur (non basal) et supérieur.

La Formation de Sidi Lhousseine s'organise en deux séquences majeures: SIX et SX (Fig. 112).

a- La séquence de dépôt SIX comprise entre les discontinuités D9 et D10, et d'âge Valanginien inférieur non basal (Zone à Pertransiens) correspondrait au cycle eustatique de 3ème ordre Z.B.2.2 a. Les discontinuités D9 et D10 pourraient correspondre, la première à la limite de cycle eustatique

signalée à 126 Ma, la deuxième serait placée au milieu de la zone à Pertransiens (= 125,5 Ma).

b- La séquence de dépôt SX comprise entre les discontinuités D10 et D11 serait générée par le cycle eustatique de 3ème ordre ZB2.2 b. La discontinuité D11 correspondrait à la limite de cycle eustatique signalée à 121,5 Ma.

## II- Prévion de la charte et comparaison avec les données de terrain: (Fig. 132)

### 1- Pour le Tithonique terminal

La charte des cycles eustatiques, établie par Haq et al. 1987, prévoit pour cet intervalle de temps (Tithonique terminal) deux cycles eustatiques de 3ème ordre (Z.B. 1.2 et Z.B. 1.3) délimités à la base et au sommet par des discontinuités, limites de séquences génétiques, de type 1 (érosives). La courbe à long terme indique une baisse progressive et continue du niveau de l'océan mondial, la courbe à court terme signale des chutes brutales, rapides, et de courte durée qui provoquent l'exondation de la plate forme avec érosion conséquente et donc des discontinuités de type 1.

Dans l'Atlas atlantique, au cours du Tithonique terminal, la sédimentation est de type carbonatée dans un domaine de plate forme ouverte aux influences du large, avec une tendance progressive à l'approfondissement.

La séquence de dépôt SI s'est développée dans un milieu plus profond que celui qui a engendré la formation sous-jacente de Timsilline et correspond, à notre avis, au cycle eustatique de 3ème ordre Z.B. 1.2.

Avec la séquence de dépôt SII débute le cycle eustatique Z.B.1.3, par l'intermédiaire de la discontinuité D2. Cette dernière mentionnée, dans la charte comme étant de type 1, ne s'accompagne d'aucune érosion.

La séquence SII est caractérisée, par rapport à la séquence SI sous-jacente :

- par une plus grande extension géographique,
- par la présence quasi-constante d'un intervalle transgressif (alors qu'il n'y en avait pas dans la séquence sous-jacente),
- par des milieux plus profonds au niveau des prismes de haut niveau marin.

Il faut donc en conclure qu'il y a eu, de la séquence SI à la séquence SII un épaissement léger et continu de la tranche d'eau, par affaissement de la surface de dépôt (dans la mesure où le niveau de l'océan mondial est en baisse).

A cette séquence fait suite la séquence majeure SIII dont la mise en place, comme déjà signalé auparavant, a été déclenchée par la tectonique.

Sa partie inférieure (mésoséquence SIIIA), comporte un l'intervalle transgressif que nous appelons "niveau transgressif local" relativement épais et peu étalé et les sédiments du prisme de haut niveau marin, peu épais et relativement plus étalés.

Le cycle se termine par une mésoséquence de comblement SIIIB, étalée sur l'ensemble du domaine étudié et qui matérialise le comblement de l'aire de sédimentation, dans une période de calme tectonique, aboutissant à une uniformisation de la topographie.

Les séquences de dépôt SII et SIII coïncideraient, dans leur ensemble, avec le cycle eustatique de 3ème ordre Z.B. 1.3 de Haq et al., 1987.

### 2- Pour le Berriasien-Valanginien basal

La courbe à long terme des cycles eustatiques de Haq et al. (1987), signale une baisse continue et progressive des eaux au Berriasien inférieur,

une légère remontée au Berriasien moyen suivie d'une nouvelle baisse au Berriasien supérieur-Valanginien basal.

Cette évolution n'est pas conforme aux faits observés dans le Haut Atlas Atlantique. En effet la sédimentation carbonatée de la fin du Tithonique avait crée une topographie uniforme et comblé l'espace disponible.

Au cours du Berriasien-Valanginien basal se sédimentent l'ensemble des séquences de dépôt qui composent la Formation d'Agroud Ouadar et qui, par leurs épaisseurs et évolution séquentielle, témoignent :

- au début du Berriasien d'un brusque approfondissement de la surface de sédimentation avec changement du régime sédimentaire (terrignène dominant), ouverture vers le large (Ammonites et Calpionelles), et différenciation topographique (zones hautes à Aourga, dans le Bassin d'Agadir, à Igouzoulen et Amsittène, dans le Bassin de Haha, profonds ombilics de sédimentation et seuils autour du diapir de Tidzi). Cette création d'un nouvel espace disponible peut être mise en relation avec une phase brutale de tectonique distensive sur la marge atlantique du Maroc (phase neocimérienne).

- au cours du Berriasien, du comblement du domaine marin et de réduction, horizontale et verticale, de l'espace disponible par étapes successives : de cycle en cycle les séquences de dépôt sont de plus en plus incomplètes (par lacune des prismes de bas niveau marin, puis d'intervalles transgressifs) et de moins en moins étendues.

- au Berriasien supérieur les avancées marines sont pelliculaires et ne recouvrent que la partie occidentale du Bassin sédimentaire (Berriasien supérieur) ou les seuls abords du diapir du Tidzi (Berriasien terminal).

Une sédimentation marine relativement continue n'apparaît qu'en certaines localités de la bordure du diapir du Tidzi (Mradma, Sidi Bourja).

Cette évolution indique une stabilité du bassin sédimentaire au cours du Berriasien, une subsidence très faible (excepté localement, sur le pourtour du diapir du Tidzi) et une absence de montée du niveau marin à long terme.

- au Valanginien basal, une légère remontée du niveau marin relatif : les eaux recouvrent à nouveau, en prismes de haut niveau marin, la partie occidentale du Bassin d'Agadir, les parties occidentale et meridionale du Bassin de Haha, et dans des séquences de dépôt localement plus complètes (IT,PHN) certaines localités de la zone diapirique de Tidzi.

La modification des dispositifs topographiques entre le Berriasien supérieur-Valanginien basal (Sidi Ahmed Lous, Ida Ou Belaïd et Igouzoulen en zones hautes, émergées, au Berriasien terminal, et en zones basses, recouvertes par la transgression, au Valanginien basal), permet d'envisager l'existence de mouvements distensifs localisés et de faible amplitude à la limite Berriasien-Valanginien.

### 3- Pour la période valanginienne ( non basal)

La courbe à long terme des cycles eustatiques de Haq et al. 1987, signale une montée continue et progressive des eaux et prévoit un seul cycle eustatique de 3ème ordre (ZB 2.2).

Cette évolution n'est pas conforme aux faits observés dans l' Atlas atlantique. Ici, après une montée rapide des eaux au Valanginien inférieur (non basal), suite d'un brusque approfondissement de la surface de sédimentation, on observe, contrairement aux prévisions de la charte, une baisse des eaux au cours du Valanginien supérieur.

Pour cette période, nous avons reconnu, au sein de la formation de Sidi Lhousseine, deux séquences génétiques de dépôt, la première (SIX), d'âge Valanginien inférieur (non basal), zone à Pertransiens, la deuxième (SX), d'âge Valanginien inférieur terminal-Valanginien supérieur, correspondant

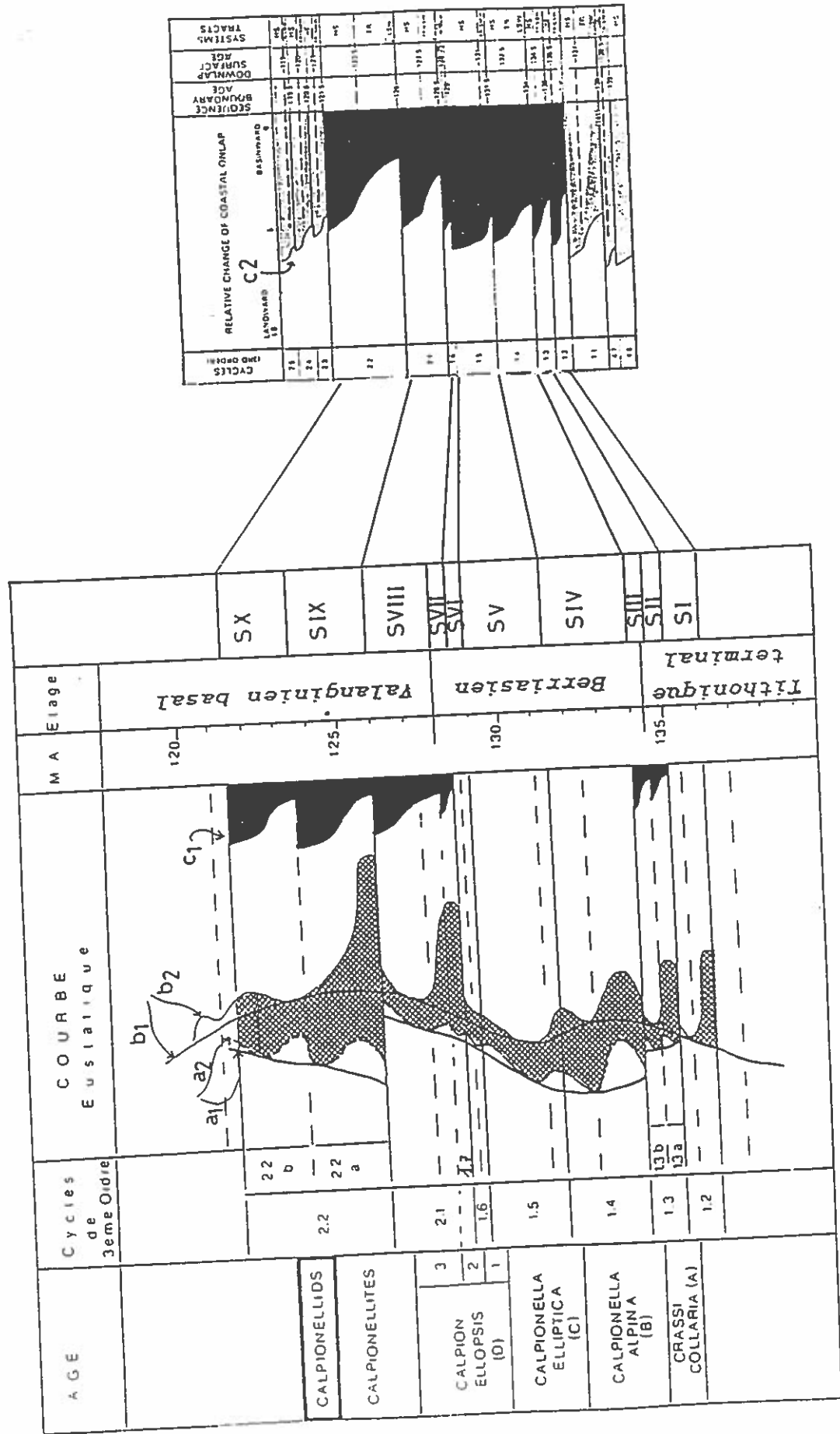


Fig. 132 - Courbes eustatiques (long et court terme) et onlap côtier

a1, a2 et c - évolution régionale (Atlas atlantique)  
 b1, b2 et c2 - évolution globale (Haq et al. 1987)

à la partie sommitale de la zone à Pertransiens et zones à Campylotoxus et Verrucosum s.l.

Nous proposons ainsi le découpage du Valanginien (non basal) en deux cycles, Z.B.2.2a et Z.B.2.2b :

- La séquence de dépôt SIX correspondrait alors à un cycle eustatique Z.B.2.2a. Les discontinuités D9 et D10 pourraient correspondre, la première à la limite de cycle eustatique signalée à 126 Ma, la deuxième serait placée au milieu de la zone à Pertransiens (=125,5 Ma).

- La séquence de dépôt SX, serait générée par un cycle eustatique ZB2.2b. La discontinuité D11 correspondrait alors à la limite de cycle eustatique signalé à 121,5 Ma.

Au Valanginien (non basal) la sédimentation recouvre la quasi totalité du domaine étudié et les séries les plus complètes et les plus épaisses restent toujours localisées au droit de la structure diapirique du Tidzi.

L'espace disponible ainsi créé, sera progressivement comblé, au cours du Valanginien supérieur, par une sédimentation terrigène attestant de milieux de moins en moins profonds, d'une relative stabilité tectonique et d'une absence d'évolution du niveau marin à long terme.

Les modifications du dispositif topographique ( déjà signalées au cours du Valanginien basal), pourraient correspondre à la phase paroxysmale des mouvements distensifs envisagés à la limite Berriasien-Valanginien.

Pour la période considérée - Tithonique terminal - Valanginien inférieur - la reconstitution géodynamique proposée, fondée avant tout sur des données biostratigraphiques et sur les concepts de la stratigraphie séquentielle, fournit une vision nouvelle dans l'analyse de cette partie de la marge atlantique marocaine.

Toutefois, une étude tectonique et microtectonique s'impose afin de mettre en relief, avec précision, les rôles respectifs de l'halocinèse et du décollement probable de la couverture, ainsi que celui des rotations rigides de l'Afrique, dues à l'ouverture de l'Atlantique central, sur la structuration de l'Atlas atlantique.

Ceci devrait être fait en se fondant sur des arguments chronologiques fiables et précis.

Fac Sciences U. A. Agadir  
Dept de Géologie  
Marrakech

## BIBLIOGRAPHIE

## BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS A.E., AGER D.V. et HARDING A.G. (1980) - Géologie de la région d'Immouzer des Ida ou Tanane (Haut Atlas Occidental). Notes Serv. Géol. Maroc, T.41, n°285, pp.59-80.
- AGER D.V. (1974) - The Western High-Atlas of Morocco and their significance in the history of the North Atlantic. Proc. Geol. Ass. Vol.85, Part 1, p.23-41.
- ALLEMAN F. et REMANE J. (1979) in : BUSNARDO R., THIEULOY J.P., MOULLADE M. et al. (1979) -Hypostratotype mésogéen de l'étage valanginien (Sud-Est de la France). Stratotypes français, 6, 143 p., Ed. Cent. Nat. Rech. Sci., Paris.
- AMBROGGI R. (1963) - Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas Occidental et Plaine du Souss. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc n°157.
- AMRHAR M. (1989) - Apport des méthodes d'analyse de la tectonique cassante à la reconnaissance de l'histoire alpine du Haut-Atlas Occidental : l'exemple du versant nord du bloc ancien et de l'Atlas d'Agadir (Haut-Atlas, Maroc). Diplôme de spécialité de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech.
- AOUTEM M. (1989) - Etude des Brachiopodes du Berriasien-Valanginien dans le bassin d'Agadir-Essaouira (Haut-Atlas Occidental, Maroc). Diplôme de spécialité de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad de Marrakech.
- BALL M.M., SHINN E.A. et STOKMAN K. W. (1963) - Geologic effects of Hurricane Donna Abc, AAPG Bul., V, 47, p. 349.
- BALLY A. W. (Ed), (1987) - Atlas of seismic stratigraphy. Am. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology, 27, 1, 125p.
- BENABBES TAARJI R.K. (1989) - Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique du Jurassique terminal-Néocomien du Diapir de Tidzi (Essaouira, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech.
- BENEST M. (1985) - Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. Doc. Lab. Géol. Lyon, n°95 (fasc.2), pp. 369-581.
- BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Thèse Doct. Sci. Nat., Doc. Lab. Géol. Lyon, 92, 2 Vol., p. 803.
- BETTAR I. (1988) - Etudes palynologiques dans le Crétacé inférieur du Bassin d'Agadir (Maroc). Doctorat de l'Université Claude Bernard, Lyon.
- BOUAOUDA M.S. (1987) - Biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen des Bassins côtiers d'Essaouira et d'Agadir (Marge Atlantique du Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier de Toulouse.
- BIRON P.E. (1982) - Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech, Maroc). Thèse de 3ème cycle : Grenoble, France, Université de Grenoble, 170 p.
- BRUN L. (1962) - La répartition stratigraphique des Pseudocyclamina lituus (YOK.) dans le sud-ouest marocain. Notes Serv. Géol. Maroc, n°156, pp.93-99.

- BRUN L. (1962) - Quelques Tintinnoïdiens du Berriasien associés à une macrofaune du sud-ouest marocain. Notes Serv. Géol. Maroc, n°156, pp.101-103.
- BUROLLET P.F.(1980) - Réflexions sur les évaporites de l'Ouest Africain. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf.Aquitaine, 4, 1, pp.547-556.
- CHOFFAT P. (1947) - Description de la faune Jurassique du Portugal. Brachiopodes : Lisbon (Serv. Geol. Portugal).
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1962) - Evolutions du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la mémoire du Professeur Fallot P., Mém. hors série, Soc. Géol.France,I, pp.447-527.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1971) - Tectonique de l'Afrique. Paris : 372-378. In Géologie of the VON RAD et al., ed., Geology of the North West African Continental Margin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, p.179.
- CORNEE J.J., FERRANDINI J., MULLER J. et SIMON B. (1987) - Le Haut Atlas Occidental paléozoïque ; un graben cambrien moyen entre deux décrochements dextres N60E hercyniens (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, t.305, p.499-503.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : Etude lithologique, biostratigraphique, paléocécologique et sédimentologique. Strata, Série 2, Vol. 6, pp. 1-574.
- CUGNY P. (1987) - Modèles paléocécologiques : Analyse quantitative des Faciès dans diverses formations crétacées des marges néotéthysienne et atlantique. Associations paléontologiques et paléoenvironnements. Thèse d'Etat, Université de Toulouse, p. 331.
- DAMOTTE R. et TAJ-EDDINE K. (1989) - La coupe de Sidi Bousekri, Bassin des Hahas, Atlas Atlantique, Maroc : Ostracodes du Crétacé basal (Berriasien). Rev. Micropal. Vol.32, n°2, pp.111-117.
- DESPOIS J. et RAYNAL R. (1967) - Géographie de l'Afrique du Nord-Ouest. Payot, Paris, p. 570.
- DUFFAUD F. (1960) - Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut-Atlas Occidental (sud-ouest du Maroc). Bull.Soc.Géol.France, Série 7, T.2, n°6, pp.728-734.
- DUFFAUD F., BRUN L. et PLAUCHUT B. (1966) - Le bassin du sud-ouest marocain. In.REYRE D.: Bassins sédimentaires du littoral africain. Ass. Sér. Géol. Africains, première partie, pp.5-12, Paris.
- DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W.E.Ham (ed), Classification of carbonate rocks Am. Assoc. Petrol. Géol. Mem. 1, pp.108-121.
- ELF-AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Tome 1 et 2. ELF-AQUITAINE Centres Rech. Bousens et Pau, p. 231.
- EL KAMALI N. (1990) - Le Cénomaniens-Turonien du Bassin d'Agadir (Haut-Atlas Occidental, Maroc) : Biostratigraphie, sédimentologie et essai de caractérisation des séquences de dépôts. Diplôme de spécialité de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech.

- EL MAAMAR K. (1988) - Etude tectonique et microtectonique dans la bordure sud du Haut Atlas occidental (Région d'Agadir-Maroc). Thèse de 3ème cycle, Montpellier.
- EMERI K.O. et Uchupi E. (1984) - The geology of the Atlantic Ocean. Springer-Verlag 1984.
- FAUGERES J.C. et MOUTERDE R. (1979) - Paléobiogéographie et paléogéographie aux confins atlantico-mésogéens. Données fournies par le Lias sud rifain (Maroc). 7ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, p. 183.
- GALLET Y., FEINBERG H., COURTILLOT V. et TAJ-EDDINE K. (1990) - Paléomagnétisme du Maroc vers la limite Jurassique-Crétacé. Bull. Soc. Géol. France, (8), VI, n°4, pp 601-608
- GARRET (1970) - Phanerozoic stromatolites - non competitive ecologic restriction by grazing and bunowing animals - Sciences, V. 169, P.171-173.
- GHARIB A. (1989) - Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique des formations hauteriviennes entre Imi N' Tanout et Smimou (Haut Atlas occidental, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Marrakech, 178 p.
- GUERY F. (1984) - Evolution sédimentaire et dynamique du Bassin marginal Ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha-Montejuento). Thèse Sc. Lyon, 477 p., 163 fig.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. Sciences, 235 p. 1156-1166.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., WRIGHT R.C., STOVER L.E., BAUM G., LOUTIT T., GOMBOS A., DAVIES T., PFLUM C., KOMINE K., POSAMENTIER H., DU CHENE R.J., COLIN J.P., IOANNIDES N., SARG J.F. et MORGAN B.E. (1987) - Mesozoic-Cenozoic cycle chart. Version 3.1A.
- HINZ K., DOSTMANN H. et FRITSCH J. (1982) - The continental margin of Morocco : Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development. in : VON RAD et al., ed., Geology of the North West African Continental Margin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, pp34-60.
- HOFFMAN H.J. (1969) - Stromatolites from the proterozoic Ahimike and Sibley groups, Ontario. Geol. survey of Canada Paper 68-69, 55p.
- IBNOUSSINA M. (1988) - Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique terminal-Néocomien de la région d'Ichemraren-Imi N'Tanout (Haut-Atlas-occidental). Thèse de 3ème cycle. Univ. Cadi Ayyad Fac. Sci. de Marrakech.
- JANSA L.F. et WADE J.A. (1975) - Geology of the continental margin of Nova Scotia and Newfoundland. In : Van der Linden WJM, Wade J.A. ed., Offshore Geology of Eastern Canada, 2 Regional Geology, Geol. Surv. Can. pp.74-30: 51-106.
- JANSA L.F. et WIEDMANN J. (1982) - Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and North West African Continental Margin : a comparaison. in : VON RAD et al., ed., Geology of the North West African Continental Margin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, pp.215 - 269.
- KENNEDY W.J. et SELLOWOOD B.W.(1970) - Ophiomorpha Lundgren, a marine indicator from the Sparnacian of southeast England : Geol. Assoc., Proc, V. 81, p 99-10.

- LANCELOT Y. et WINTERER E.L. (1980) - Evolution of the Moroccan Oceanic Basin and adjacent continental margin a synthesis. In. Rep. Deep Sea Drilling Project, 50, p.801-821.in. : VON RAD et al., ed., Geology of the North West African Continental Margin, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York,
- LAVILLE E. (1978) - Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut-Atlas Central (Maroc). Bull. Soc. Géol. France, (7), T. XX, n° 3, pp.329-337.
- LAVILLE E. (1981) -Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique. Bull.Soc. Géol. France. (7), T. XXIII, n° 3, pp.303-312.
- LAVILLE E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochement. Thèse Sc., U.S.T.L.
- LAVILLE E. et PETIT J.P. (1984) - Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of marocan triassic bassins. Geology, vol. 12, p. 424-427.
- LE PICHON X., SIBUET J.C. et FRANCHETEAU C. (1977) - The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics, vol. 38, pp. 169-209.
- LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire ; les séries marines. Masson (Ed), Paris, 722 p.
- M'RABET A. (1987) - Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Ann. Min. Géol. n°30. Tunis.
- MANSOUR M. (1987) -Etude des Echinides du Crétacé inférieur de la région de Tarhazoute (Haut-Atlas Occidental - Maroc). Thèse de 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon.
- MANSPEIZER W. (1988) - A stratigraphic record from Morocco and North America of rifting, drifting and Tethyan transgressions of Central proto-Atlantic. Jur. of African Earth Sc., vol. 7, n° 2, pp. 369-373.
- MANSPEIZER W. et COUSMINER H.L. (1988) -Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic margin; in Sheridan, R.E., and Grow, J.A., eds.,The Geology of North America, vol. 1-2, The Atlantic Continental Margin, U.S : Geol. Sc. of Am.
- MANSPEIZER W. (1980) - Rift tectonics inferred from volcanic and clastic structure.In. Manspeizer W., ed., Fields studies of New Jersey geology and guide to fields trips : New York Geological Association, p.314-350.
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H. et COUSINER H.L. (1978) -Separation of Morocco and eastern Noth America : a triassic-liasic stratigraphic record. Geol. Soc. Am. Bull.,89, pp. 901-920.
- MEDINA F. (1985) -Chronologie des phases et styles tectoniques dans le Haut Atlas occidental (Maroc). Garcia de Orta, sér. Geol.,Lisboa, 8,1-2, p.43-53.
- MICHARD A. (1976) - Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat n°252, p.408.
- MOUTERDE R. ET RUGET Ch. (1975) -Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. Bull. Sci. Géol. France, (7), XVII, n°5, pp 779-768.

- OUANAIMI H. (1989) - Evolution sédimentaire et tectonique de la partie orientale du massif Ancien du Haut -Atlas (Maroc). Thèse Univ. U.S.T.L., Montpellier.
- OUANAIMI H. et PETIT J.P. (1990) - La limite sud de la chaîne hercynienne au Maroc : une nouvelle reconstitution. sous presse.
- PETIT J.P. (1976) - La zone de décrochement de Tizi n'Test et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse 3ème cycle, Montpellier, France Université de Montpellier, 72 p.
- READ J.F. (1973) - Carbonates cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. Bul. of Can. Pet. Geology, vol. 28, p. 411-425.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1975) - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- REMANE J. (1963) - Les calpionelles dans les couches du passage Jurassique-Crétacé de la fosse Vocontienne. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, T.39, pp.25-82.
- REMANE J. (1986) - Calpionellid and the Jurassic-Cretaceous boundary. Acta. Geol. Hungarica, Budapest, n°29, 1-2, pp.15-26.
- REMANE J., BAKALOVA-IVANOVA D., BORZA K., KNAUER J., NAGY I., POP G. & TARDI-FILAZ E. (1986) - Agreement on the subdivision of the standard Calpionellid zones defined at the 2nd. Planctonic Conference, Roma, 1970. Acta. Geol. Hungarica, Budapest, n°29, 1-2, pp.5-14.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNES B., TAJ-EDDINE K., RAHHALI I., et THIEULOY J.P (1986) - Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. In Revue, Fac. Sc., Marrakech, n° spécial 2. P. I. C. G.-UNESCO n° 183 Marrakech, 1985.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNES B., TAJ-EDDINE K. et THIEULOY J.P. (1988) - Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamic of the Lower Cretaceous deposits in the northern side of Western High-Atlas (Morocco). Cretaceous Reserch, vol. 9, p.141-158, 5 fig.
- REY J., TAJ-EDDINE K. et WITAM O. (1988) - Evénements tectoniques et eustatiques sur la marge atlantique du Maroc, au passage Jurassique-Crétacé. Strata, Série 1, vol. 4, p.159-162.
- REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989) - Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé : leur enregistrement sédimentaire dans le bassin de Haha (Haut-Atlas occidental, Maroc). C.R.Acad.Sci. Paris, T.308, Série II, pp.101-106.
- REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989) - La Stratigraphie séquentielle : une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemples d' application dans le Haut-Atlas Atlantique. Sciences Géologiques, mém. n°84, vol. II, p.47-60, Strasbourg, 1989.
- ROCH E. (1930) - Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc Occidental. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, T.9, pp.1-152.
- ROCH E. (1950) - Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, T.80.
- RUPELLAN E. et AUZENDE J.M. (1985) - Structure et évolution du plateau sous-marin de El Jadida (Mazagan, Ouest Maroc).Bull. Soc. Géol. France, (8), T. I, n°1, pp.103-114.

- SEIBOLD E. (1982) - The northwest african continental margin. An introduction, in: geology of the Northwestern African continental margin. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 1982, Von Rad et al., pp.3-20.
- SHINN E.A. (1968) - Practical significance of birds-eyes structures in carbonate rocks. *Jowin. Sedim. Petrol.*, vol. 38, n° 1, pp.215-223.
- SHINN E.A. (1973) - Carbonate coastal accretion in an area of longshore transport. NE Qatar. *Persian Gulf. in: "The Persian Gulf"*, (Purser B.H. Ed.), Springer-Verlag, ed. Berlin, pp.179-192.
- SHINN E.A. (1983) - Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites : a reevaluation *Journal of Sed. Pet.*, vol. 53, p. 619-628.
- SHINN E.A. et al. (1983) - Tidal flat environnement . in P.A. Sholle, D.G. Debout, C.H. Moore, eds., *Carbonate depositional environnement : A.A.P.G. Memoire 33*, p. 172-210.
- SOUID A.K. (1983) - Etude tectonique et microtectonique des injections du Trias du Bassin d'Essaouira pendant les compressions alpines dans l'avant pays atlasique (Maroc). Thèse de 3ème cycle Univ. Montpellier.
- STETS J. et WURSTER P. (1982) - Atlas and Atlantic structural relations. in: *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. Von Rad et al., pp.69-85.
- SUESS E. (1988) - *Das Antlitz der Erde*, t. II, Tempsky (Ed.), Vienna, trad. Anglais 1906 : *The face of the earth*, 2, Clarendon Press, Oxford, 556 p.
- TAJ-EDDINE K., REY J., AOUTEM M., ETTACHFINI M., et HOEDEMAEKER Ph. (1990)- Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans la région d'Agadir (Maroc): Nouveaux éléments de datation et séquences de dépôt. *Revue de Paléobiologie*, vol. 9, n°1, pp. 113-120, 2 fig. 1 tabl., Genève, Juin 1990.
- TAJ-EDDINE K., REY J. et DU DRESNAY R. (1985) - La série mésozoïque des bassins de Safi et d'Essaouira. P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183 - *Corrélation du Mésozoïque et du Cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest*. Vème Conférence scientifique internationale, Marrakech (Maroc).
- TAJ-EDDINE K., GHARIB A., BEN ABBES TAARJI R.K., IBNOUSSINA M., CANEROT J. et REY J. (1989) - Le Néocomien du versant nord du Haut-Atlas Occidental : Stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. Colloque de géologie franco-marocain, Strasbourg 1989. *Sciences Géologiques*, mém. Sc. Géologiques, mém. n°84, vol. II, p.61-69, Strasbourg, 1989.
- TAJ-EDDINE K. et REY J. (1990)- Depositional sequences and systems tracts in the Western High Atlas (Morocco) during the terminal Jurassic and basal Cretaceous. "13th Intern. Sedim. Congress" , Nottingham 1990, p. 539, poster.
- UCHUPI E., EMERY K.O., BOVIN C.O. et PHILLIPS J. D. (1976) - Continental margin of Western Africa : Senegal to Portugal. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 60, 809-878.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and Global changes of sea level, part 4 : Global Cycles and relative changes of sea level. *Mém. A.A.P.G.*, Tulsa, Oklahoma, Mem. 26, pp.83-97.

- VAIL P.R., HARDENBOL J et TODD R.G. (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy and Sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 36, p.129-144.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R, KUCHLY J. MEDIAVILLA F. et TRIFILIEF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, p. 1301-1321.
- VAIL P.R. (1987) - Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1 : Seismic stratigraphy interpretation procedure. In A.W. BALLY (Ed.): *Atlas of seismic stratigraphy*. *Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology*, 27, 1, p. 1-10.
- VAN MAGONER J.C., MITCHUM R.M., POSAMENTIER H.W. et VAIL P.R. (1987) - Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2 : Key definitions of sequence stratigraphy. In A.W. BALLY (Ed.) : *Atlas of seismic stratigraphy*. *Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology*, 27, 1, p. 11-14.
- WALKER R.G. (1979) - Facies models. *Geoscience. Canada. Reprint Series 1*. 211 p.
- WALKER R.G. (1984) - Facies models. *Geoscience. Canada. Reprint Series 1*. (second edition). 211 p.
- WEIMER R.J. et HOYT J.H. (1964) - Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. *J. Paleontol.* 38, 761-767
- WEISROCK A.L.E (1980) - Géomorphologie et Paléoenvironnement de l'Atlas atlantique (Maroc). Thèse de doctorat d'Etat es-lettres et sciences humaines. Univ. Paris I (Pantheon-Sorbonne) .
- WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1982) - Cretaceous stratigraphy environment and subsidence history at the Moroccan continental margin. in : Von Rad et al. (1982)- *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New-York.
- WILSON R.C.L. (1979) - A reconnaissance study of upper jurassic sediments of the lusitanian basin. 1er Coll. Strat. Paléogéogr. Mésozoïque-Cénozoïque portugais. *Ciencias Terra, Lisboa*, n°5, pp.53-84, 11 fig.
- WISSMANN G. (1982) - Stratigraphy and Structural Features of the Continental Margin Basin of Senegal and Mauritania. in : Von Rad et al. (1982) - *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- WITAM O. (1988) - Etude stratigraphique et sédimentologique de la série mésozoïque (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur). Thèse de 3ème cycle. Univ. Cadi Ayyad Fac. Sci., Marrakech.

Fac Sciences U.F.M.,  
 Dept de Géologie  
 Marrakech

# PLANCHES

Fac Sciences of U.S.A.  
Dept of Geology  
Marshall

U.S.A.  
Marshall

# PLANCHE I

- Fig. 1:** *Calpionella alpina* LORENZ (x 350) Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bousekri).
- Fig. 2:** *Calpionella* aff. *alpina* LORENZ (x 280). Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (Coupe de Sidi Bousekri).
- Fig. 3:** *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL), forme petite (x 280). Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (Coupe de Sidi Bousekri).
- Fig. 4:** *Calpionella alpina* LORENZ (x 280) Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bousekri).
- Fig. 5 et 7:** *Calpionella* aff. *alpina* LORENZ, (x 280). Valanginien basal, Zone D3 de Remane (1987), Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Id Ou Belaid).
- Fig. 6:** *Calpionella alpina* LORENZ (x 280) Berriasien inférieur, Zone B, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Id ou Belaid).
- Fig. 8:** *Calpionella elliptica* CADISCH (x 280). Berriasien moyen, Zone C, Formation d'Agroud Ouadar (coupe de Miradma).
- Fig 9, 11, 12 et 13 :** *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL) (x 280), forme moyenne. Berriasien, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'ImSouane).
- Fig 10 et 14:** *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL) (x 280), forme grande. Berriasien, Zone C, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'ImSouane).
- Fig. 15:** *Tintinnopsella longa* (COLOM) (x 280). Valanginien basal, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Igouzoulen).
- Fig. 16:** *Calpionellopsis Simplex* (COLOM) (x 280). Berriasien supérieur, Zone D1, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Id ou Belaid).
- Fig. 17 et 20:** *Calpionellopsis oblonga* (CAD.) (x 280). Berriasien supérieur, Zone D2, Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Id ou Belaid).
- Fig. 18 et 19 :** *Calpionellopsis Simplex* (COLOM) (x 280). Berriasien supérieur, Zone D1, Formation d'Agroud Ouadar (coupe de Sidi Bousekri).

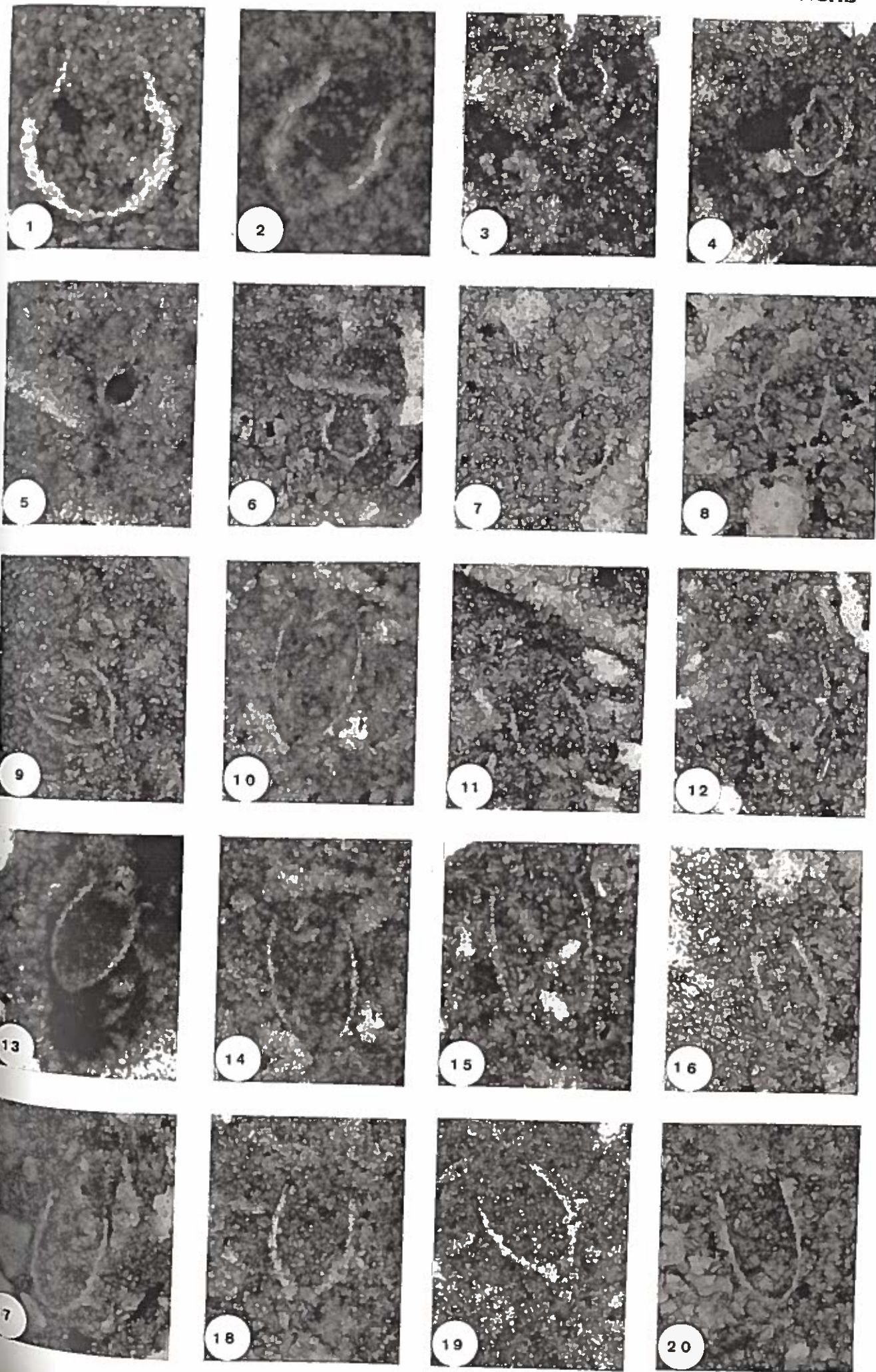
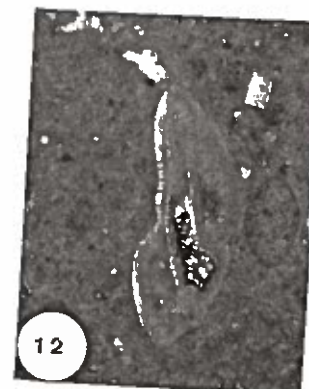
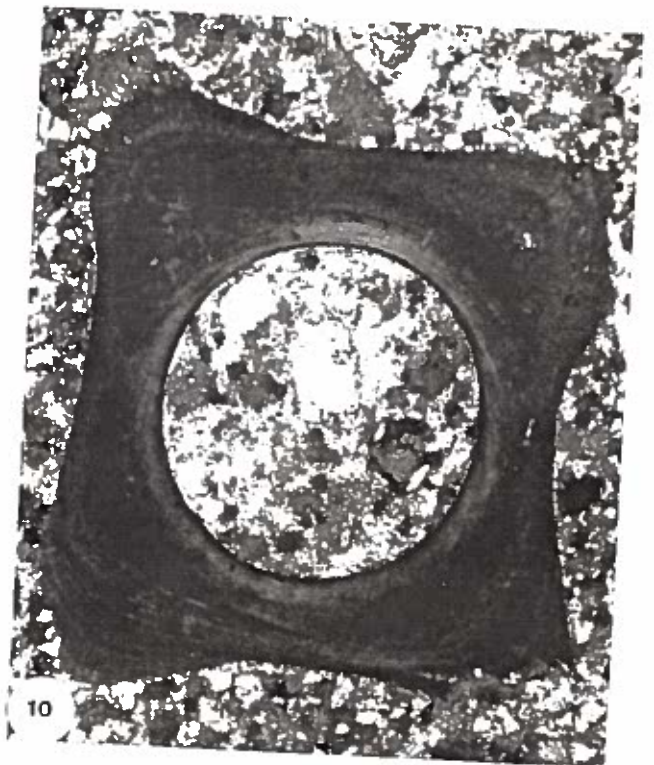
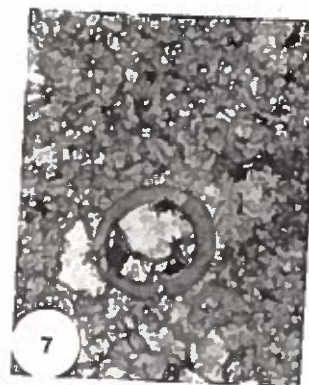
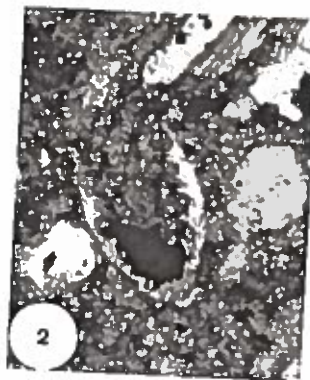
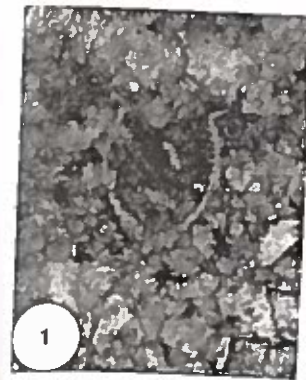


PLANCHE II

- Fig. 1** : *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL) (x 280), forme moyenne. Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Akoui Griz).
- Fig. 2** : *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL) (x 280), forme grande Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Igouzouten).
- Fig. 3** : *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY (x280). Valanginien basal (Zone D3) Formation d'Agroud Ouadar (coupe de Mradma).
- Fig. 4** : *Lorenziella hungarica* ? KNAUER et NAGY (x280), Valanginien basal (Zone D3) Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Akoui Griz).
- Fig. 5** : Tubiphytes sp. (x 60), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 6** : *Lenticulina* sp. (x 70), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 7** : *Codosina* sp. (x 250), Berriasien supérieur. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 8** : Radiole (coupe transversale) (x 350), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 9** : Textularidé (x 40), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 10** : *Serpula* (quadrata ?) (x 45), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 11** : *Feurtillia* (frequens MAYNC (x 250), Berriasien. Formation d'Agroud Ouadar.
- Fig. 12** : *Conicospirillina basiliensis* MOHLER (x 35), Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney.
- Fig. 13** : Vertèbre d'Ophyures (x 100), Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney.

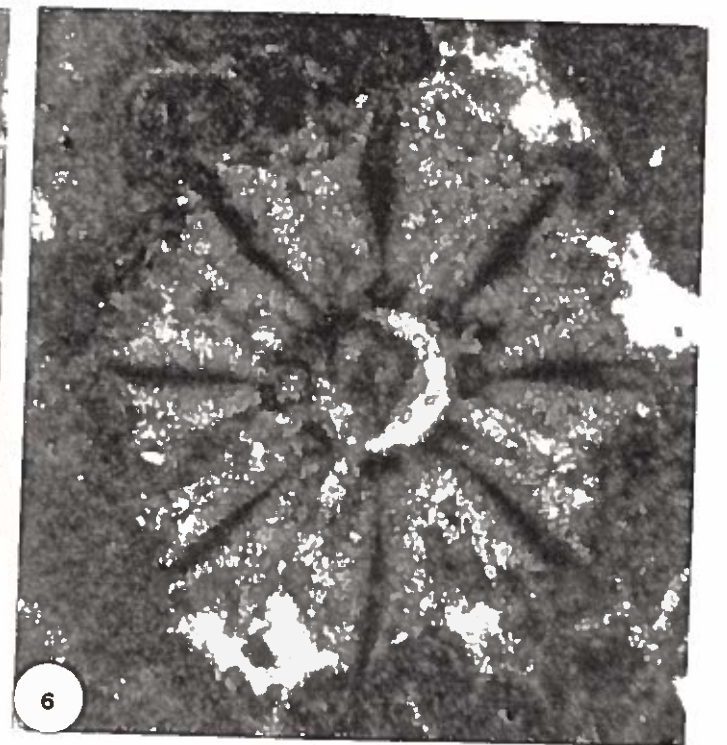
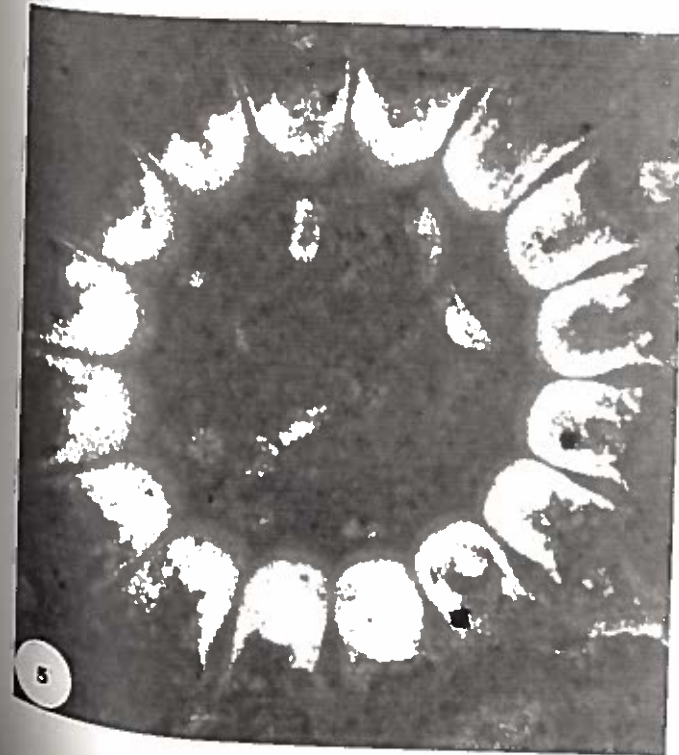


# PLANCHE III

Fig. 1, 2 et 3 : *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER) (x 40). Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney (coupe de Mradma).

Fig. 4 : *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER) (x 40). Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney (coupe d'Imouane).

Fig. 5 et 6 : *Clypeina jurassica* FAVRE (x 80). Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri)



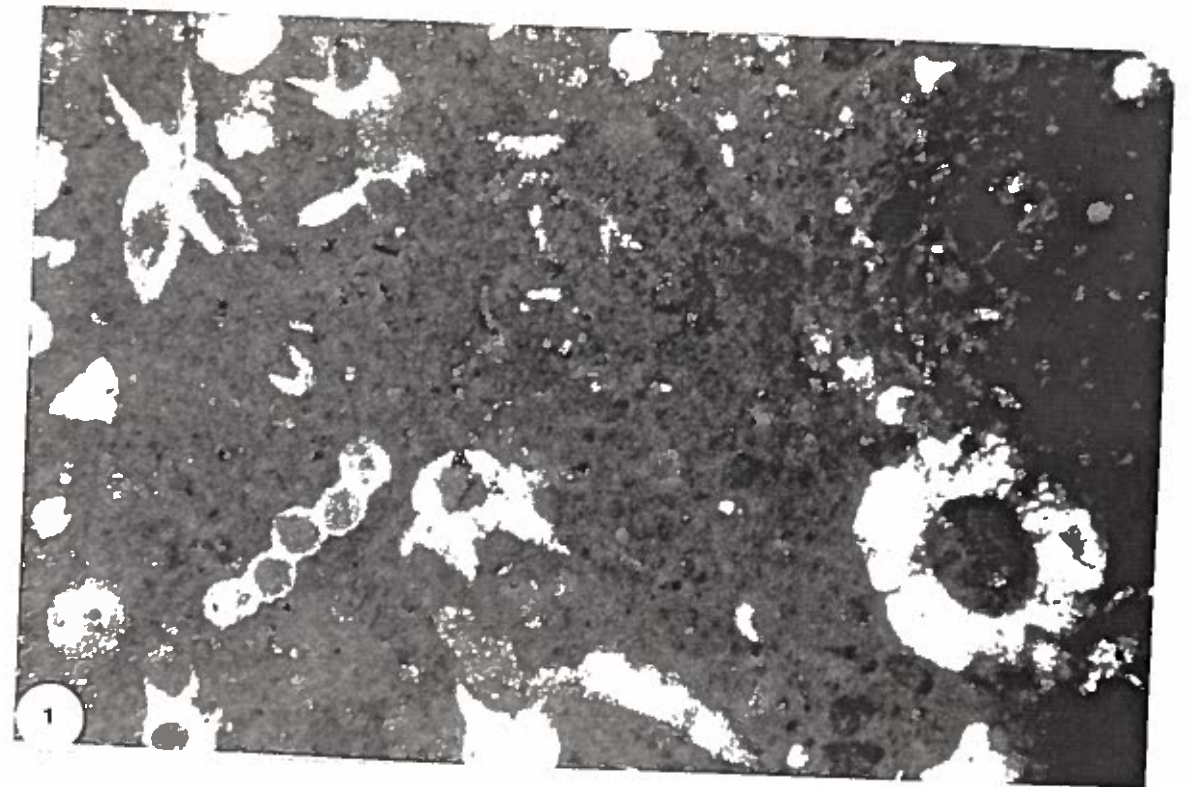
Fac Sciences B.P. 1793  
Dept de Géologie  
Marrakech

1979

PLANCHE IV

Fig. 1 : *Salpingoporella annulata* CAROZZI (x 55). Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri).

Fig. 2 : *Clypeina jurassica* FAVRE (x 60), Tithonique terminal. Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri).

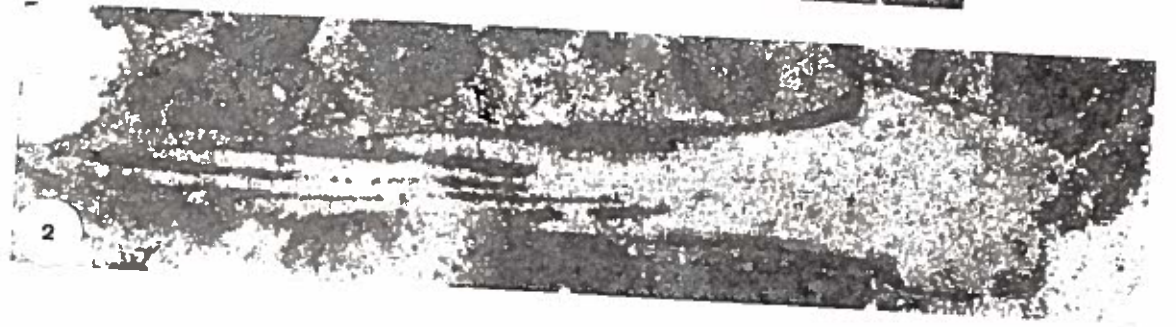


Fac. Sciences à Marrakech  
Dept. de Géologie  
Marrakech

1979  
1980

PLANCHE V

- Fig. 1 :** *Clypeina jurassica* FAVRE (x 100), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe d'Igouzoulen).
- Fig. 2 :** Radiole (x 15), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri).
- Fig. 3 :** *Cayeuxia* sp. (x 15), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri).
- Fig. 4 :** *Clypeina jurassica* FAVRE (x 80), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bouseckri).
- Fig. 5 :** *Cylindroporella* sp. (x 50), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe d'Igouzoulen).



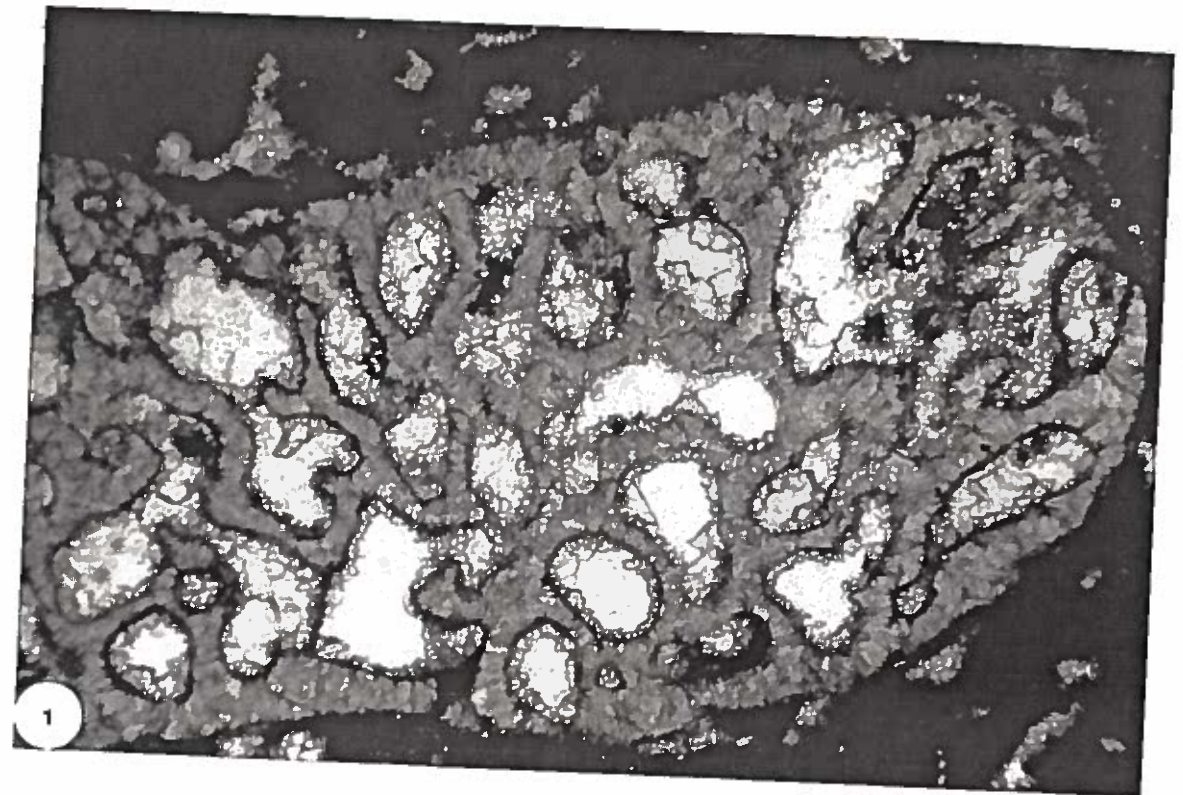
Fac Sciences D.F.S.M  
Dept de Géologie  
Marrakech

1971  
1976

## PLANCHE VI

**Fig. 1 :** *Cladocoropsis mirabilis* **FELIX** (x 50), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Sidi Bousekri).

**Fig. 2 :** *Thamatoporella parvovesiculifera* (**RANIERI**) (x 50), Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe d'Igouzoulzn).



Fac Sciences a 1970-1971  
Dept de Geologie  
Marrakech

1971  
1971

## PLANCHE VII

**Fig. 1 :** Mudstone à quartz bipiramidés (x 30) Tithonique terminal.

**Fig. 2 :** Mudstone à fenestrées (x 30) Tithonique terminal.

**Fig. 3 :** Grainstone à oolites (proto-oolites) (x 30) Tithonique terminal.

**Fig. 4 :** Mudstone à pellets (x 30) Tithonique terminal.

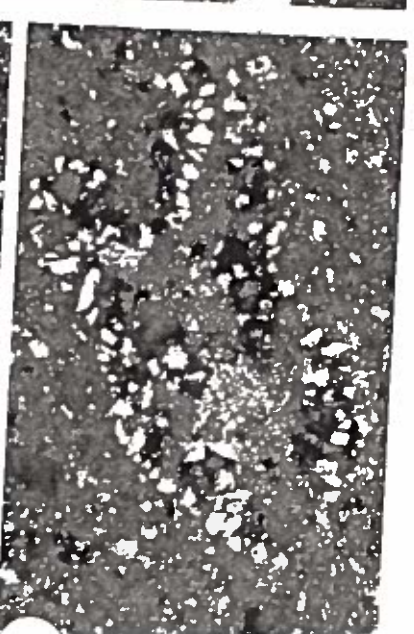
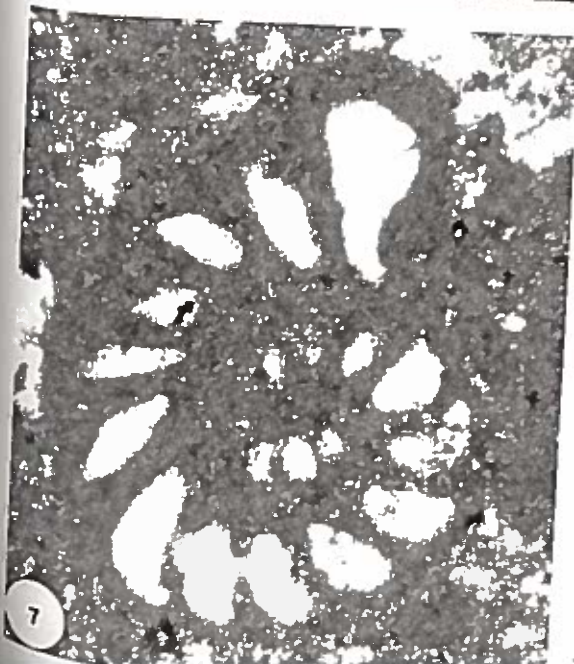
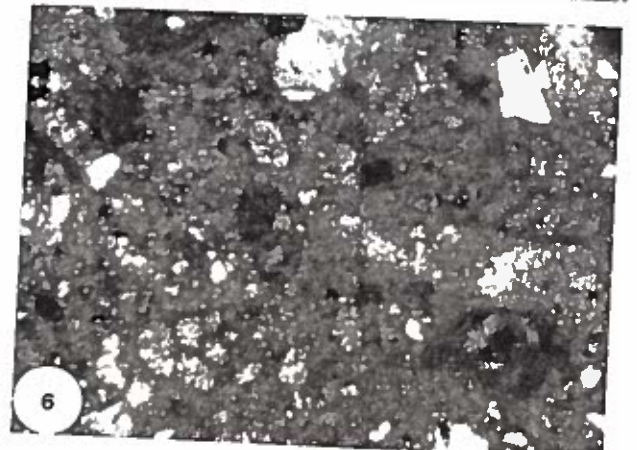
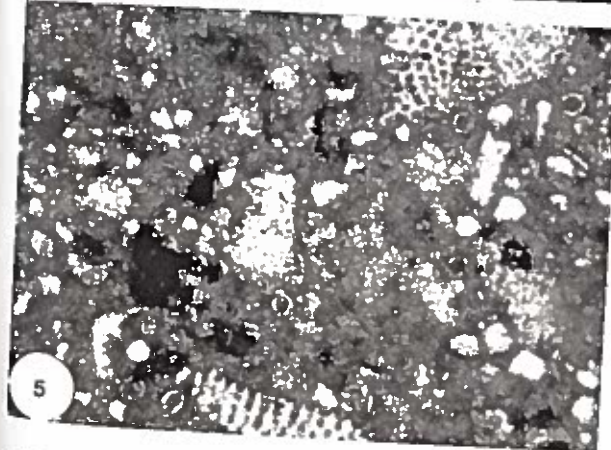
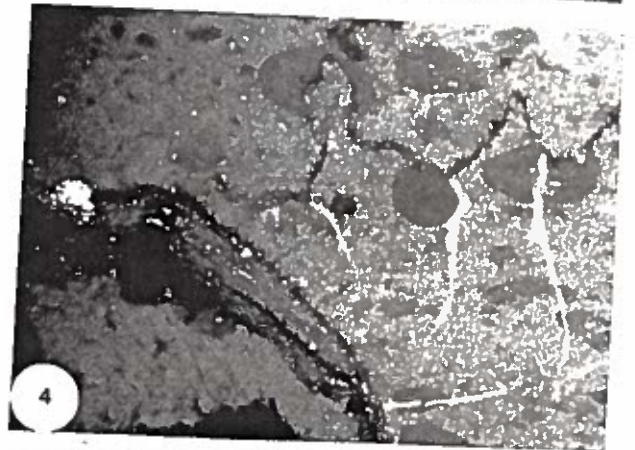
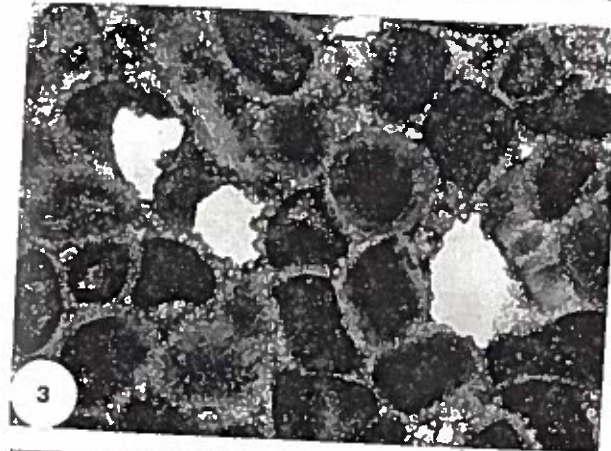
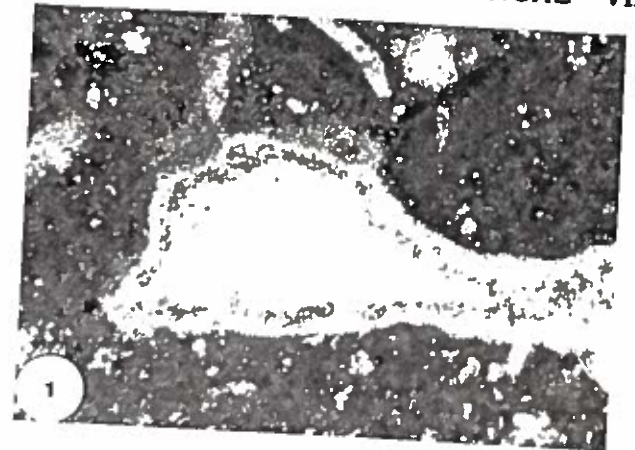
**Fig. 5 :** Calcaire gréseux à calpionelles (x 50). Berriasien supérieur. Formation d'Agroud Ouadar.

**Fig. 6 :** Calcaire gréseux à textularidés (x 50) , Berriasien, Formation d'Agroud Ouadar.

**Fig. 7 :** Feurtillia frequens MAYNC (x 100). Tithonique terminal, Formation de Cap Tafelney (coupe de Tamri).

**Fig. 8 et 9 :** Ammobaculites cf. coprolithiformis (SCHWAGER) (x 40). Berriasien supérieur. Formation d'Agroud Ouadar (coupe d'Ahmed Lous).

## PLANCHE VII



# PLANCHE VIII

**Fig. 1 :** Discontinuité D4 à Ait Amouch.

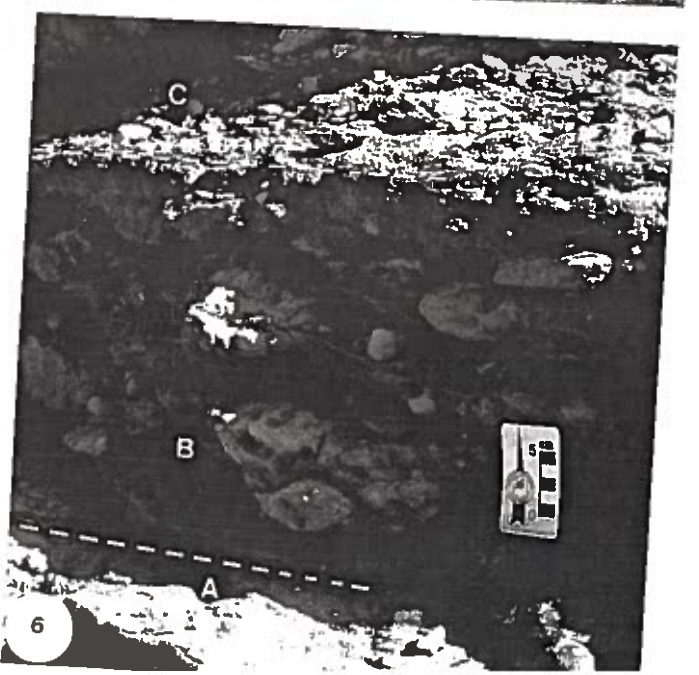
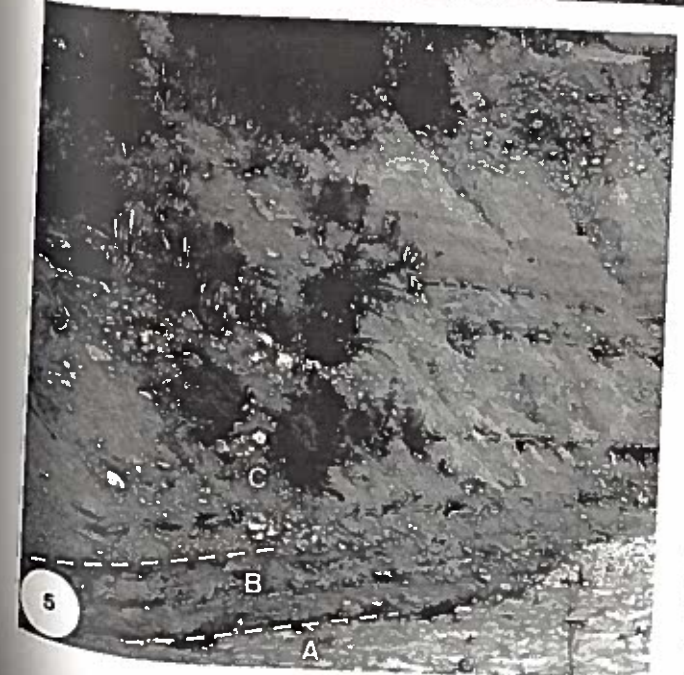
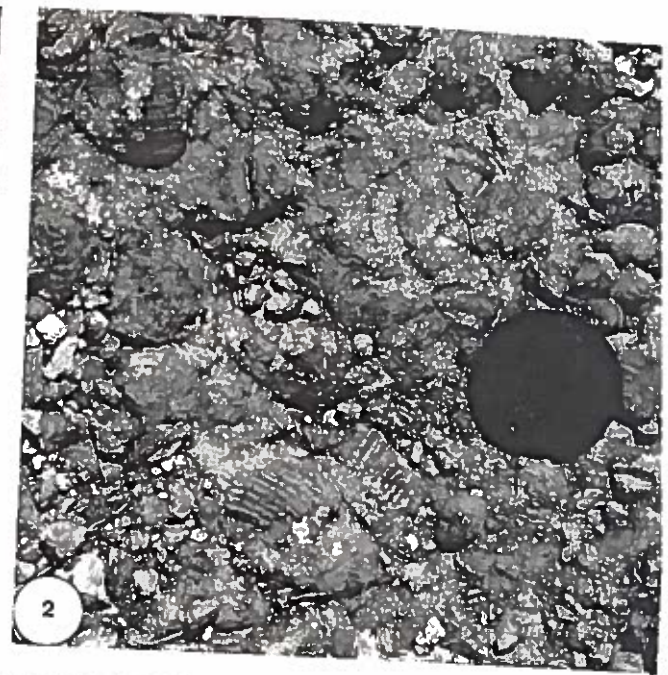
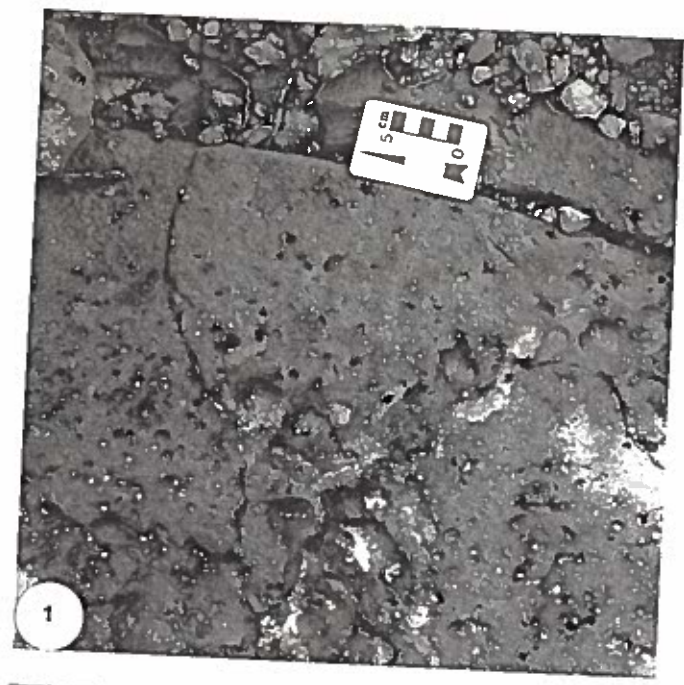
**Fig. 2 :** Surface Sc4 à Ait Amouch.

**Fig. 3 :** Discontinuité D8/9 à Ait Amouch.

**Fig. 4 :** Discontinuité D4 à Id Boujama.

**Fig. 5 :** Coupe de Tamri: **A:** discontinuité D4  
**B et C :** Formation de Sidi Lhousseine avec respectivement la partie inférieure (**A**) et supérieure (**B**) de la séquence **SX**.

**Fig. 6 :** Detail de la figure 5.



## PLANCHE IX

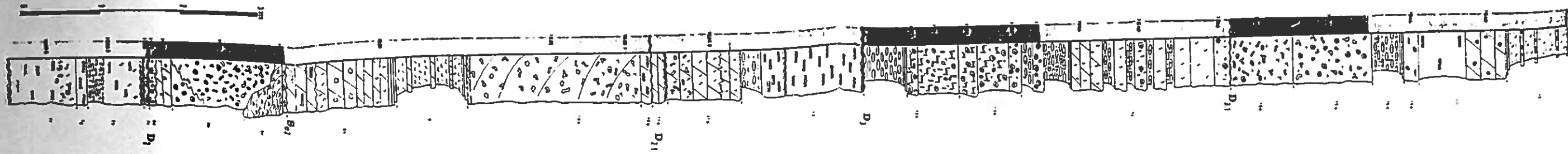
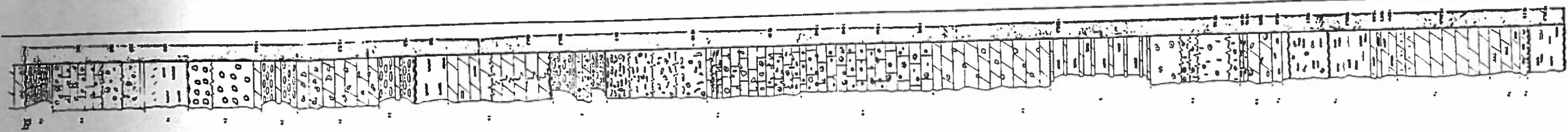
**Fig. 1 :** Les Formations de Cap Tafelney, A. (partie supérieure) et d'Agroud Ouadar, B. dans la coupe d'Imouane.

**Fig. 2 :** Partie inférieure de la Formation de Cap Tafelney, dans la coupe de Sidi Bouseckri.

**Fig. 3 :** Coupe de Sidi Bouseckri: A et B: partie supérieure de la Formation d'Agroud Ouadar (séquences SVI et SVIII)  
C: partie inférieure de la Formation de Sidi Lhousseine (séquence SIX).

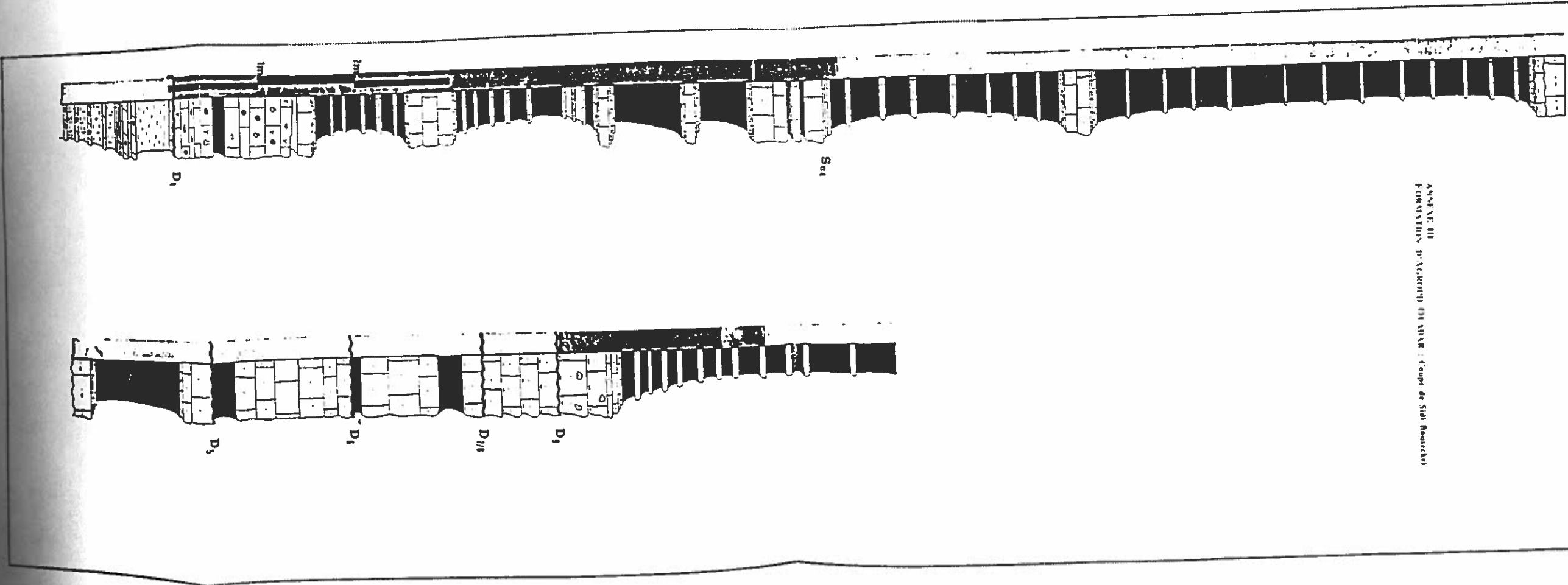
**Fig. 4 :** Coupe d'Ait Amouch: A: sommet de la Formation de Cap Tafelney (discontinuité régionale D4)  
B et C: Formation d'Agroud Ouadar  
D: Formation de Sidi Lhousseine (partie basale de la séquence SIX)

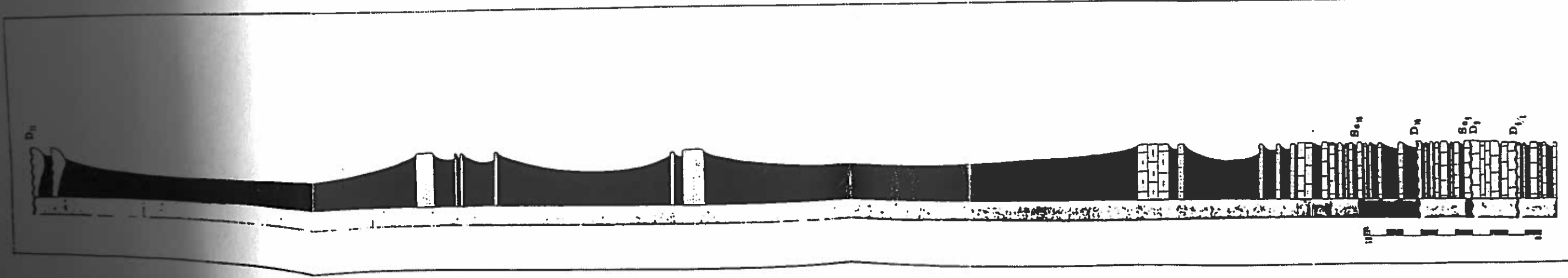






ANNEXE III  
POMMES DE TERRE EN SÈVE - Coupe de Sida Boucchafi





ANNEXE 4  
 FONDATIONS DE SUIE I BARRAGES (1) Corps d'Appui