



HAL
open science

Téledétection géologique et analyse structurale des tectoniques superposées dans le Haut Atlas occidental (Maroc)

Fida Medina

► **To cite this version:**

Fida Medina. Téledétection géologique et analyse structurale des tectoniques superposées dans le Haut Atlas occidental (Maroc). Planète et Univers [physics]. Université Pierre et Marie Curie, 1983. Français. NNT: . tel-03029724

HAL Id: tel-03029724

<https://theses.hal.science/tel-03029724>

Submitted on 28 Nov 2020

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

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

T H E S E présentée

pour l'obtention
du

DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE

à

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité: SCIENCES DE LA TERRE

Mention: GEOLOGIE STRUCTURALE

par Mr. Fida MEDINA

sujet: TELEDETECTION GEOLOGIQUE ET ANALYSE STRUCTURALE DES
TECTONIQUES SUPERPOSEES DANS LE HAUT ATLAS OCCIDENTAL
(MAROC)

soutenue le...: 18 Novembre 1983 devant la commission composée de:

Mr. Jacques ANGELIERPrésident
Mr. Jean CHOROWICZ.....Rapporteur
Mr. Pierre CHOTIN.....Examineur
Mr. Guy TAMAIN.....Examineur

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

REPORT ON THE PROGRESS OF WORK

FOR THE YEAR 1954

BY THE FACULTY

AND THE STUDENTS

CHICAGO, ILLINOIS

1955

1955

CHICAGO, ILLINOIS

CHICAGO, ILLINOIS

CHICAGO, ILLINOIS

AVANT-PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étroite collaboration entre le Département de Géotectonique de l'Université Pierre et Marie Curie et le Département de Télédétection de l'Institut Scientifique de Rabat, dans ce domaine relativement nouveau qu'est la télédétection appliquée à la géologie structurale.

Je remercie en premier Monsieur le Professeur Jean AUBOUIN pour m'avoir accepté dans son laboratoire.

Je remercie également Monsieur le Professeur Jacques ANGELIER, qui m'a fait l'honneur de présider le Jury de thèse.

Monsieur le Professeur Jean CHOROWICZ s'est chargé de diriger, de surveiller et de corriger ce travail. Son expérience en photointerprétation et ses visites sur le terrain m'ont apporté une aide efficace. Je lui en suis profondément reconnaissant.

Monsieur Guy TAMAIN, grand connaisseur du Domaine Atlasique, a accepté d'examiner ce travail. Nos discussions sur les basaltes d'Argana m'ont été très utiles. Qu'il reçoive ici toute ma gratitude.

J'exprime également ma gratitude à Monsieur Pierre CHOTIN, il y a peu de temps Professeur à l'Université de Rabat, et connaisseur de la géologie marocaine, pour avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur Michel TIXERONT, à qui revient en premier l'étude et la cartographie des formations rouges du couloir d'Argana, pour avoir accepté de former partie du Jury de thèse.

Au Maroc, Monsieur Hajjoub MSOUGAR, Directeur de l'Institut Scientifique de Rabat, m'a toujours accordé toutes les facilités pour mener à terme ce travail. Qu'il reçoive ici mes sincères remerciements.

Monsieur El Mehdi ALEM, Chef du Département de Télédétection, m'a toujours fourni une grande aide, tant matérielle que morale. Je lui en suis profondément reconnaissant.

Je ne saurais oublier les autres personnes qui ont collaboré à la réalisation de ce travail: MM. Michel JAFFREZO (Stratigraphie), Abdesslam EL KOCHRI (analyse structurale) et Alain BOTHOREL (minéralisations).

J'ai toujours bénéficié de l'aide surtout logistique fournie par le Service Géologique de Marrakech lors de mes passages. Que MM. Hamid CHARIAI (Délégué régional) et Hassan DRIOUICH (Chef de Service) reçoivent ici toute ma gratitude.

La partie technique a été efficacement réalisée par Mme Michèle DANREE (tirage des images spatiales), A. BERTHET (impression), Mme COPIER (photocopie) et Mme S. SANTAROSSA (reliure). Qu'ils reçoivent ici mes vifs remerciements.

Au Maroc, ont collaboré Mr. A. EL KASMI (Instituteur au Département), qui m'a accompagné maintes fois sur le terrain, Melle N. CHERKAOUI (frappe d'un manuscrit préliminaire) et MM. LACHHEB, DAKKA, OUAREG, EL BARAKY, ALAOUI (chauffeurs à l'Institut), M. INZANE (Chauffeur au S.G.R. de Marrakech), BOUDHIM, LHADJ LARBI, NABIL et HAMMADI (chauffeurs au BRPM) et M. LAAMI (chef d'atelier). Je leur en suis reconnaissant.

Je tiens finalement à remercier les autorités locales d'Imi n'Tanoute, Argana, Ait Melloul et Imouzzer pour l'aide qu'elles nous ont fourni, ainsi que le personnel du barrage de Tamzaourt et la Maison forestière du Jbel Am-sittène.

RESUMÉ

MOTS-CLÉ: Maroc, Haut Atlas occidental, Trias, Jurassique, Couloir d'Argana, Télé-détection, Tectonique synsédimentaire, Atlas, Atlantique, tectoniques superposées.

Le Haut Atlas occidental, terminaison ouest de la chaîne atlasique, a fait l'objet dans ce travail, d'une étude par télédétection et analyse structurale.

L'observation des images LANDSAT a permis de dresser une carte géologique téléanalytique au 1/500 000, où l'on peut dégager les principales structures y apparaissant. Des secteurs-clé ont été choisis pour l'étude de détail, menée sur le terrain, utilisant les photographies aériennes et les méthodes de l'analyse structurale.

Dans toute la région, au moins deux phases tectoniques ont pu être reconnues:

-la première est une extension, orientée en général NW-SE, allant du Trias inférieur à l'Hauterivien. Elle se manifeste par des failles normales à caractère parfois synsédimentaire, accompagnées de brèches, de biseaux stratigraphiques et de discordances progressives.

-la deuxième est une compression orientée N-S à NE-SW, d'âge post-Eocène. Elle est à l'origine des plis observables dans la couverture carbonatée, et reprend partiellement les structures créées par la phase antérieure.

Le style tectonique est variable. Au Nord, la couverture jurassique et crétacée reste solidaire du socle paléozoïque et son tégument triasique (cas d'AMZRI), et suit les mouvements de ceux-ci. Au Sud, elle tend à se décoller suite à la présence de gypses à la base du Lias supérieur (cas d'Anklout, Imouzzer-Doutama, Lgouz).

L'interférence entre l'ouverture de l'Atlantique central et l'évolution de l'Atlas est marquée par le jeu de deux systèmes de failles conjuguées: le premier est de direction NNE-SSW, à composante normale dextre; le deuxième est ENE-WSW à composante normale senestre, reprenant d'anciennes failles tardihercyniennes.

SUMMARY

The Western High Atlas,atlantic ending of the Atlas range,had been studied in this work by Remote Sensing and structural analysis methods.

The observation of LANDSAT images parmitted to draw up a "geological analytic map"at the scale of 1/500 000th,where new structures appear,completing existing classical geological maps.Key-regions were chosen for detailed field studies.

In the whole region,at least two tectonic events appear clearly:

-the first is an extension trending NW-SE,starting from lower Triassic and ending in lower Cretaceous (Hauterivian).Synsedimentary normal faults,accompanied by breccia,stratigraphic bevelments and progressive unconformities are linked to this event.

-The structures created during the extensive event were remobilized by a post-Eocene compression,trending N-S to NE-SW.This compression also created folds and reverse faults.

The tectonic style is variable.In the northern region;it's above all a "coating"style:the jurassic-cretaceous cover stays linked to the triassic tegument (AMZRI fault).In the southern region,the cover tends to get "decolled" because of gypsum layers at the basis of the upper-liassic (ANKLOUT anticline,IMOUZZER-DOUTAMA fault,LGOUZ anticline).

The interference between Central Atlantic opening and the evolution of the Atlas trough is marked by the activity of two conjugate fault systems; the first ,normal dextral,trends NNE-SSW;the second is normal sinistral, trending ENE-WSW,and remobilizes pre-existing late hercynian faults.

الاستشعار الجيولوجي عن بعد
و دراسة البنيات المتتالية في الأطلس
الكبير الغربي (المغرب)

هذه الدراسة استهدفت الأطلس الكبير الغربي أي المنطقة المتواجدة عموماً بين مدينتي الصويرة وأكادير. وقد تم خلالها وضع خريطة "تحليلية" (عن بعد) جيولوجية لهذه المنطقة بعد دراسة الصور الفضائية المأخوذة من المركبة الفضائية لانديسات الأمريكية. هذه الخريطة أنت بعدة بنيات جديدة لم تكن توجد بالخريطة الجيولوجية العادية بمقياس 1/50,000.

بعد ذلك، قام المؤلف بدراسات ميدانية، استهدفت توضيح البنيات المتتالية في الأماكن التي تم اختيارها بعد دراسة الصور الفضائية. أما الاستنتاجات النهائية لتتابع المراحل فهي كما يلي:

- هناك مرحلة محددة مزمنة لانفتاح المحيط الأطلسي الأوسط، موجّهة شمال غرب - جنوب شرق. هذه المرحلة تتمدّد من الترياسي الأسفل إلى الكريتاكي الأسفل وتواجهها على الأعلى انكسارات موجّهة شمال غرب إلى شمال شرق (أطلسية و أطلنطية)، مزمنة للتربسب.

- المرحلة الثانية ضغظية، كانت بعد الإيوسين وتبنت في إهدث انفلاقات عكسية وطيات موجّهة شمال شرق. ملّت نفس البنيات المحدثّة أثناء المرحلة السابقة.

من جهة أخرى، تمت دراسة العلاقة بين الغطاء الجوراسي والقاعدة الباليوزوية. ففي المنطقة المتواجدة بين قريتي إيميون تامون وأركانة، يبتئ الغطاء ملتصقاً بالقاعدة، أما جنوبها فيميل إلى الانفصال بسبب تواجد مادة الجبس في الطبقات ما تحت اللبائية العليا.

SOMMAIRE

<u>INTRODUCTION GENERALE</u>	1
I-Cadre géologique général.....	3
II-But du travail.....	5
III-Méthode de travail.....	7
<u>GENERALITES SUR LE HAUT ATLAS OCCIDENTAL</u>	9
I-Aperçu géographique de la région.....	11
II-Subdivisions structurales.....	13
III-Bref historique.....	15
<u>CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE</u>	19
I-Le Paléozoïque du Massif ancien.....	21
II-Le Trias.....	23
III-Le Jurassique.....	33
IV-Stratigraphie succincte du Crétacé.....	41
V-Le Tertiaire.....	42
VI-Le Quaternaire.....	42
VII-Remarques sur les milieux de dépôt et sur le taux de sédimentation.....	43
VIII-Conclusions.....	44
<u>ANALYSE DES IMAGES-SATELLITE</u>	45
I-Documents utilisés.....	47
II-Caractéristiques des principales formations.....	47
III-Méthodologie.....	51
IV-Géomorphologie.....	52
V-Résultats.....	52

<u>COMPARAISON AVEC LES DONNEES GEOPHYSIQUES ET DE FORAGE.....</u>	61
I-Comparaison avec les données géophysiques.....	63
II-Données de forage.....	63
III-Conclusion.....	65
<u>ETUDE STRUCTURALE</u>	67
<u>A-LE SECTEUR NORD-ATLASIQUE</u>	
I-Structure des terrains triasiques de la vallée des Irohalène.....	71
II-Structure de la série jurassique et crétacée.....	95
III-Conclusions d'ensemble.....	102
<u>B-LA FAILLE D'AMZRI</u>	105
I-Description.....	105
II-Interprétation.....	109
<u>C-L'ACCIDENT DE BIGOUDINE</u>	111
I-Dans le Trias.....	111
II-Dans la couverture:l'accident Imouzzar-Doutama.....	133
III-Conclusions d'ensemble.....	138
<u>D-LA ZONE AXIALE</u>	
I-Structures dans le Trias de la basse vallée de l'Oued Issène.....	141
II-Structures dans la couverture jurassico-crétacée.....	145
III-Conclusions d'ensemble sur la zone axiale.....	159
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	161
I-Les différentes phases.....	163
II-La tectonique extensive synsédimentaire.....	163
III-La tectonique compressive.....	165
IV-Rapports socle-couverture.....	166
V-Evolution géotectonique.....	167
VI-Apport de la télédétection.....	170
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	171

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre général de la chaîne atlasique.....	4
Fig. 2 -Le secteur d'étude dans le cadre structural général.....	5
Fig. 3- Méthode de travail.....	8
Fig. 4- Accès principaux.....	10
Fig. 5- Morphologie et hydrographie.....	12
Fig. 6 -Subdivisions structurales.....	14
Fig. 7 -Couverture cartographique.....	16
Fig. 8 -La série triasique, colonne synthétique.....	22
Fig. 9 -Schéma géologique du couloir d'Argana.....	25
Fig.10 -Coupe du Trias de la région des Irohalène.....	26
Fig.11 -Log synthétique du t7 de la région d'Argana.....	28
Fig.12 -Colonne synthétique du Jurassique.....	32
Fig.13 -Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien de la région de Tiqqi.....	34
Fig.14 -Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien du flanc sud de l'anticlinal d'Anklout.....	36
Fig.15 -Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien du flanc nord-ouest de l'anticlinal d'Imouzzer.....	38
Fig.16 -Localisation des coupes.....	39
Fig.17 -Colonne synthétique du Crétacé de la région d'Agadir.....	40
Fig.18 -Variations du taux de sédimentation et milieux probables de sédimentation.....	43
Fig.19 -Localisation des images spatiales.....	47
Fig.20 -Relief des différents terrains observés sur les images.....	50
Fig.21 -Diagrammes de distribution de la fracturation dans le socle..	53
Fig.22 -Diagramme de distribution de la fracturation dans les Mouissat.....	54
Fig.23 -Diagramme de distribution de la fracturation dans la Zone des dômes.....	54
Fig.24 -Diagramme de distribution des axes de pli.....	57
Fig.25 -Diagramme de distribution de la fracturation dans le domaine plissé.....	57
Fig.26 -Localisation des principaux secteurs d'étude choisis d'après la téléanalyse.....	58
Fig.27 -Superposition des données géophysiques à celles de la téléanalyse dans le secteur septentrional.....	62
Fig.28 -Fonctionnement des accidents suggérés par l'étude des isopaques, pendant le Jurassique et le Crétacé.....	64

Fig.29	-Carton géologique de la région d'Imi n'Tanoute.....	72
Fig.30	-Carte géologique photointerprétative de la région des Irohalène.....	74
Fig.31	-Histoire sédimentaire du bassin triasique des Irohalène.....	76
Fig.32	-Coupe au niveau de la faille du Tizi n'Machou.....	79
Fig.33	-Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies sur la faille de Tizi n'Machou.....	79
Fig.34	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Aït Alla..	80
Fig.35	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site de Zawya.....	82
Fig.36	-Jeu de la faille du Tizi n'Machou au Trias et au Tertiaire..	83
Fig.37	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site de Talaïnt..	84
Fig.38	-Croquis de terrain près de Talaïnt.....	85
Fig.39	-Diagrammes des mesures microtectoniques aux sites de Had Rohala et Ameznas.....	86
Fig.40	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site de T.Oudmane..	87
Fig.41	-Diagrammes des mesures microtectoniques au Nord de Talaat Oudmane.....	88
Fig.42	-Microstructures observées sur la surface d'un banc de t4.....	89
Fig.43	-Coupe au niveau de la crête d'Aguerd Oumzil.....	90
Fig.44	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Izarifène..	91
Fig.45	-Coupes à travers la faille d'Amsissène.....	92
Fig.46	-Bloc-diagramme du système de failles d'Amsissène-A.Oumzil....	93
Fig.47	-Carte géologique photointerprétative de la région d'Ichemrarène	94
Fig.48	-Bloc-diagramme et modèles de la flexure bordière.....	96
Fig.49	-Coupes à travers la bordure nord de la vallée des Irohalène..	97
Fig.50	-Distribution des directions de contrainte dans la vallée des Irohalène.....	100
Fig.51	-Carte géologique de la région d'Amzri.....	104
Fig.52	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Amzri.....	106
Fig.53	-L'accident d'Amzri dans l'espace et dans le temps.....	108
Fig.54	-Carte géologique photointerprétative de la région d'Argana..	110
Fig.55	-La faille d'Argana en coupe,et structures associées.....	112
Fig.55c	-Schéma des jeux successifs de la faille d'Argana.....	114
Fig.56	-Carte géologique de la région des Ait Moussi.....	115
Fig.57	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'A.Moussi..	116
Fig.58	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Imdouane..	117
Fig.59	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Adrar n'Tament sur la faille du Tizi Oudrar.....	118

Fig.60	-Bloc-diagramme de la région de Tizi Oudrar.....	119
Fig.61	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Adrar n'Tament dans la région du Tizi Oudrar.....	119
Fig.62	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site de Talount.....	120
Fig.63	-Découpage du t7 en lentilles tectoniques près d'Argana.....	122
Fig.64	-Croquis de terrain des structures observées à Imi n'Taïoukht...	123
Fig.65	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Imi n'Taïoukht.....	124
Fig.66	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Irhzer Boualfane.....	125
Fig.67	-Coupes de l'accident de Bigoudine.....	126
Fig.68	-Bloc-diagramme des structures observées à Asserdrar.....	127
Fig.69	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site d'Asserdrar.....	127
Fig.70	-Distribution des contraintes dans le secteur d'Argana.....	129
Fig.71	-Carte géologique photointerprétative de la région de Tiqqi.....	132
Fig.72	-Coupe de l'accident Imouzzar-Doutama au niveau de Tiqqi.....	133
Fig.73	-Pli-faille disharmonique dans l'Oxfordien.....	134
Fig.74	-Distribution des directions des fentes de tension à Tiqqi.....	135
Fig.75	-Carte géologique photointerprétative de la région de Doutama...	136
Fig.76	-Coupe de l'accident d'Imouzzar-Doutama à son extrémité Est.....	137
Fig.77	-Comportement des différentes assises le long de l'accident d'Imouzzar-Doutama.....	138
Fig.78	-Schéma géologique du secteur de la basse vallée de l'O.Issène..	140
Fig.79	-Variations d'épaisseur et discordances observées dans la région de Tizi el Hajaj.....	142
Fig.80	-Panorama près d'Ikkis.....	143
Fig.81	-Diagrammes des mesures microtectoniques au site de Tirkou.....	144
Fig.82	-Localisation du secteur d'étude (zone axiale,couverture).....	146
Fig.83	-Esquisse géologique du flanc sud de l'anticlinal d'Anklout.....	146
Fig.84	-Coupe synthétique du flanc sud de l'anticlinal d'Anklout.....	148
Fig.85	-Structures dans le Kimmeridgien.....	150
Fig.86	-Flexure à amortissement sommital dans le Portlandien.....	151
Fig.87	-Structures observées dans le Crétacé.....	152
Fig.88	-Coupe et panorama de l'anticlinal d'Imouzzar.....	154
Fig.89	-Carte géologique de l'anticlinal de Lgouz.....	156
Fig.90	-Coupes à travers l'anticlinal de Lgouz.....	158
Fig.91	-Géométrie de l'anticlinal de Lgouz.....	158
Fig.92	-Compartimentage des blocs pendant le Trias et le Jurassique....	162
Fig.93	-Répartition de la déformation dans le Haut atlas occidental....	166
Fig.94	-Etat du domaine et fonctionnement des accidents au Trias.....	168

Fig.95 -Etat du domaine et fonctionnement des accidents au Jurassique.....168
Fig.96 -Etat actuel,et fonctionnement des accidents lors de la compression
tertiaire:.....169

LISTE DES TABLEAUX

I-Nomenclature des différents termes du Trias.....24
II-Résultats de l'analyse chimique de quelques échantillons minéralisés
dans le Trias du couloir d'Argana.....30
III-Corrélations et nomenclature des formations jurassiques.....39
IV-Documents LANDSAT utilisés.....46
V-Caractéristiques des formations,d'après les images spatiales.....48
VI-Aspect des différentes formations de la vallée des Irohalène.....73

LEGENDE DES FIGURÉS

Figurés des colonnes stratigraphiques.....20
Figurés des diagrammes microtectoniques.....70

INTRODUCTION GENERALE

I- Cadre géologique général.

1- La chaîne atlasique

Située au coin nord-occidental de l'Afrique, la chaîne atlasique, longue de 2000 km et large de 60 km en moyenne, forme la bordure septentrionale d'une partie stable du globe, le continent africain, le séparant ainsi d'une partie mobile: la zone mobile maghrébine, qui groupe les mésétras marocaine et oranaise (fig.1)

C'est une chaîne intracontinentale symétrique à double déversement, orientée ENE-WSW à E-W, à partir de laquelle se détachent des branches orientées NE-SW, notamment le Moyen Atlas.

Le matériel armant la chaîne est constitué en grande partie par une couverture mésozoïque. Le socle précambrien et paléozoïque apparaît surtout près de sa terminaison occidentale, là où se trouvent les points culminants (4165m au J. Toubkal).

L'architecture de l'Atlas reste assez simple dans l'ensemble, issue d'une structuration surtout tertiaire, imprimant à la couverture un style particulier en anticlinaux éjectifs séparés par de larges synclinaux à fond plat; et au socle, par le jeu de failles, un style en "marches d'escalier".

SCHAER

Suivant sa position géographique, la chaîne porte le nom d'Atlas tunisien, Atlas saharien en Algérie ou Haut Atlas au Maroc.

Dans ce dernier pays, la chaîne a une longueur de 800 km et une largeur de 40 à 80 km, et est classiquement subdivisée en trois portions: Haut Atlas oriental, Haut Atlas central et Haut Atlas occidental. Le Moyen Atlas, branche se détachant suivant une direction NE-SW, est considéré à part, bien que paléogéographiquement et structurellement il soit très comparable à la chaîne principale.

Les segments oriental et central sont très semblables, comportant surtout une couverture mésozoïque plissée et faillée qui, parfois, laisse entrevoir un socle précambrien et paléozoïque très déformé (boutonniers de Mougueur et Tamlelt); par contre, la portion occidentale est très dissemblable et comporte une grande partie du socle: le Massif ancien, ainsi qu'une épaisse couverture mésozoïque. Le Massif ancien est lui-même scindé en deux blocs: un bloc oriental à matériel éruptif, et un bloc occidental à matériel schisteux.

Les auteurs ont toujours groupé sous le terme "Haut Atlas occidental" le bloc occidental du Massif ancien et sa couverture plus à l'Ouest. Dans ce travail, on appellera Haut Atlas occidental la partie comprenant la couverture seule. Le socle sera dénommé "bloc occidental du Massif ancien" ou "socle du Tichka", du nom de l'élément structural dominant: le massif granito-dioritique de Tichka.

Le Haut Atlas est limité à ses bordures Nord et Sud par un ensemble de failles et/ou de flexures groupées respectivement sous les termes d'Accident Nord et Sud-atlasiques.

L'accident Nord-atlasique n'est pas toujours bien individualisé; il est très visible seulement en quelques endroits, près de Marrakech et Midelt. Par contre, l'accident Sud-atlasique apparaît comme un élément majeur de l'édifice.

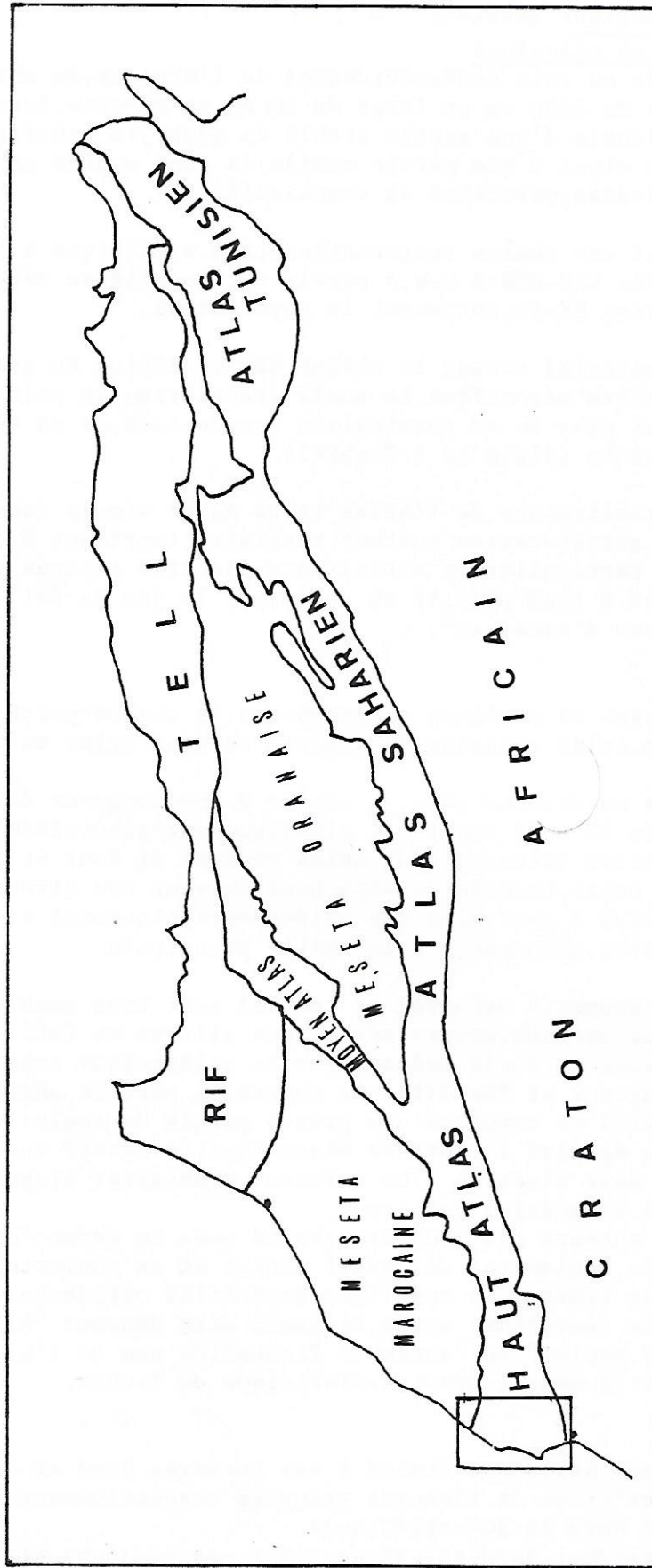


Figure 1: Cadre général de la chaîne atlasique

L'évolution de la chaîne peut se résumer à deux grandes périodes: une période extensive au cours du secondaire créant des bassins subsidents où se déposent les sédiments, et une période compressive au cours du tertiaire, qui déforme et soulève les séries.

2-Le bassin du Sud-Ouest marocain.

Les formations sédimentaires mésozoïques se sont déposées dans un bassin, "le bassin du Sud Ouest marocain", auquel correspondent maintenant d'une part le Haut Atlas occidental, partie très déformée de ce bassin, et d'autre part les plateaux et plaines de la région d'Essaouira-Safi, à peine déformées, et siège de nombreux phénomènes halocinétiques.

Le bassin est subdivisé en plusieurs grandes unités structurales d'importance variable et différemment nommées suivant les auteurs (cf. infra).

3-Originalité du Haut Atlas occidental

On se trouve donc confronté à un domaine ayant été paléogéographiquement une dépendance atlantique, et qui structuralement et géographiquement fait partie du reste de l'Atlas, dont il prolonge les traits jusqu'à la marge continentale.

Sa double dépendance s'est traduit par la présence de deux directions structurales principales: une direction sensiblement E-W, désignée comme "atlasique", et une direction NE-SW dite "atlantique".

II-But du travail

1-Etude des mécanismes géodynamiques d'ouverture des bassins au Trias.

De nombreux travaux (F. PROUST, 1962; P. HUVELIN, 1973; R. BROWN, 1974; M. MATTAUER et al., 1977; J. P. PETIT et al. 1980; E. LAVILLE, 1981; P. E. BIRON, 1982; E. LAVILLE et al. 1982) montrent qu'un peu partout dans le Haut Atlas, il y a des arguments en faveur de l'existence d'une forte activité extensive triasique, dont résulte l'apparition de grands bassins recueillant d'épais sédiments détritiques rouges. Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les mécanismes d'ouverture attribuant presque toujours un rôle important au jeu décrochant des fractures, considérées alors comme des "transformantes".

Sur la base de ces données, nous avons essayé d'abord de démontrer l'existence de mouvements extensifs dans le Permo-Trias du Haut Atlas occidental puis d'en dégager le mécanisme d'ouverture du bassin.

2-Evolution du bassin au cours du Jurassique.

Dans le Haut et Moyen Atlas, les premières transgressions marines ont eu lieu au cours du Jurassique, suite à la subsidence des bassins. Les études montrent qu'au cours de cette période, et jusqu'au début du Crétacé, la sédimentation est, en partie, régie par une tectonique synsédimentaire (E. LAVILLE, 1981, 1982). Ceci a pour conséquence une répartition inégale des épaisseurs et des faciès des sédiments.

Nous avons donc tenté de dégager, dans l'édifice du Haut Atlas occidental, la part de la tectonique synsédimentaire jurassique du bassin et son influence sur la répartition des faciès et des épaisseurs.

3-Géométrie des déformations tertiaires.

L'Atlas doit sa forme actuelle à des mouvements compressifs tertiaires et, en moindre mesure, à des soulèvements récents. Ces mouvements, ébauchés dès la fin du Crétacé supérieur et apparemment continus pendant le Cénozoïque (E. LAVILLE et al. 1977) sont responsables du style actuel de la chaîne: un socle compartimenté et une couverture plissée et faillée reflétant parfois le compartimentage sous-jacent (J. P. SCHAEER, 1967). Quelques études précisent que certaines structures, autrefois considérées comme le résultat exclusif de la compression tertiaire, sont en réalité issues d'une reprise tardive de structures mésozoïques pré-existantes (F. PROUST, 1962; J. CHOROWICZ et al. 1982); d'autres, attribuent le style à des soulèvements volcaniques synsédimentaires mésozoïques (E. LAVILLE et al., 1982) minimisant la part de la compression tertiaire.

Dans le Haut Atlas occidental, les mouvements tertiaires restent très faibles, et il sera donc possible d'étudier les déformations, et de voir si cette tectonique tertiaire reprend les structures mésozoïques.

4-Rapport socle-couverture.

Les considérations citées ci-dessus nous amènent à nous demander dans quelle mesure la couverture reste-t-elle solidaire et dépendante des mouvements du socle, et dans le cas où il y aurait décollement quelles seraient les assises qui le permettraient.

De telles questions ont déjà été abordées dans plusieurs segments de l'Atlas (J. P. SCHAEER, 1967; A. EL KOCHRI, 1981; A. BAHMAD et al. 1982). Dans la partie occidentale, ce problème n'a pu être qu'effleuré par certains auteurs (R. AMBROGGI, 1963; A. MICHAUD, 1975), ce qui nous a amené à nous pencher sur ce point particulier.

III-Méthode de travail

1-Etude par Télédétection

En conservant la même quantité de travail de terrain qu'une thèse de troisième cycle de géologie structurale classique, cette méthode permet de faire des études régionales sur de grandes surfaces.

Une carte dite téléanalytique est dressée à partir d'images spatiales LANDSAT, de données disponibles, cartes géologiques notamment, et d'observations personnelles.

La téléanalyse conduit à repérer certains secteurs présentant des problèmes particuliers. (cf. Chap. Données de l'analyse des images spatiales)

Ensuite, dans la mesure du possible, nous avons eu à détailler ces secteurs à partir des photographies aériennes, qui peuvent résoudre une partie des problèmes ou en poser d'autres.

2-Verification sur le terrain.

Après la photointerprétation préliminaire, nous avons procédé aux travaux de terrain pour détailler encore plus les secteurs d'étude les plus significatifs. Ces travaux utilisent des méthodes classiques tels la stratigraphie et la géologie structurale régionale, et des méthodes plus modernes tels l'analyse structurale de détail.

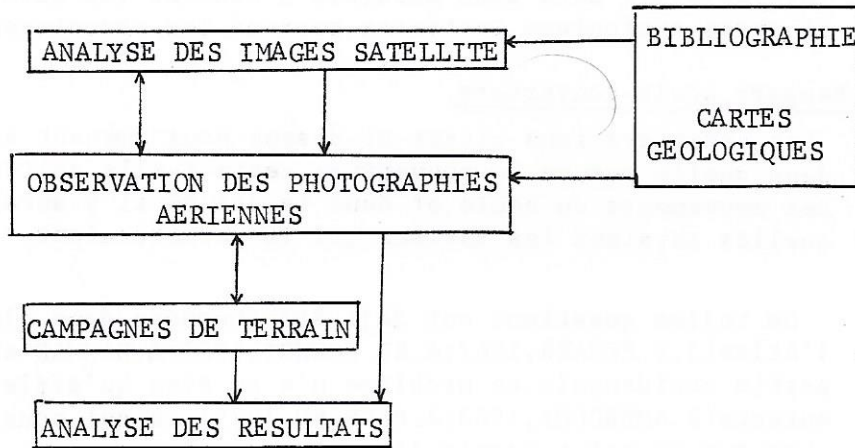


Fig.3: Méthode de travail.

GENERALITES SUR LE HAUT ATLAS OCCIDENTAL

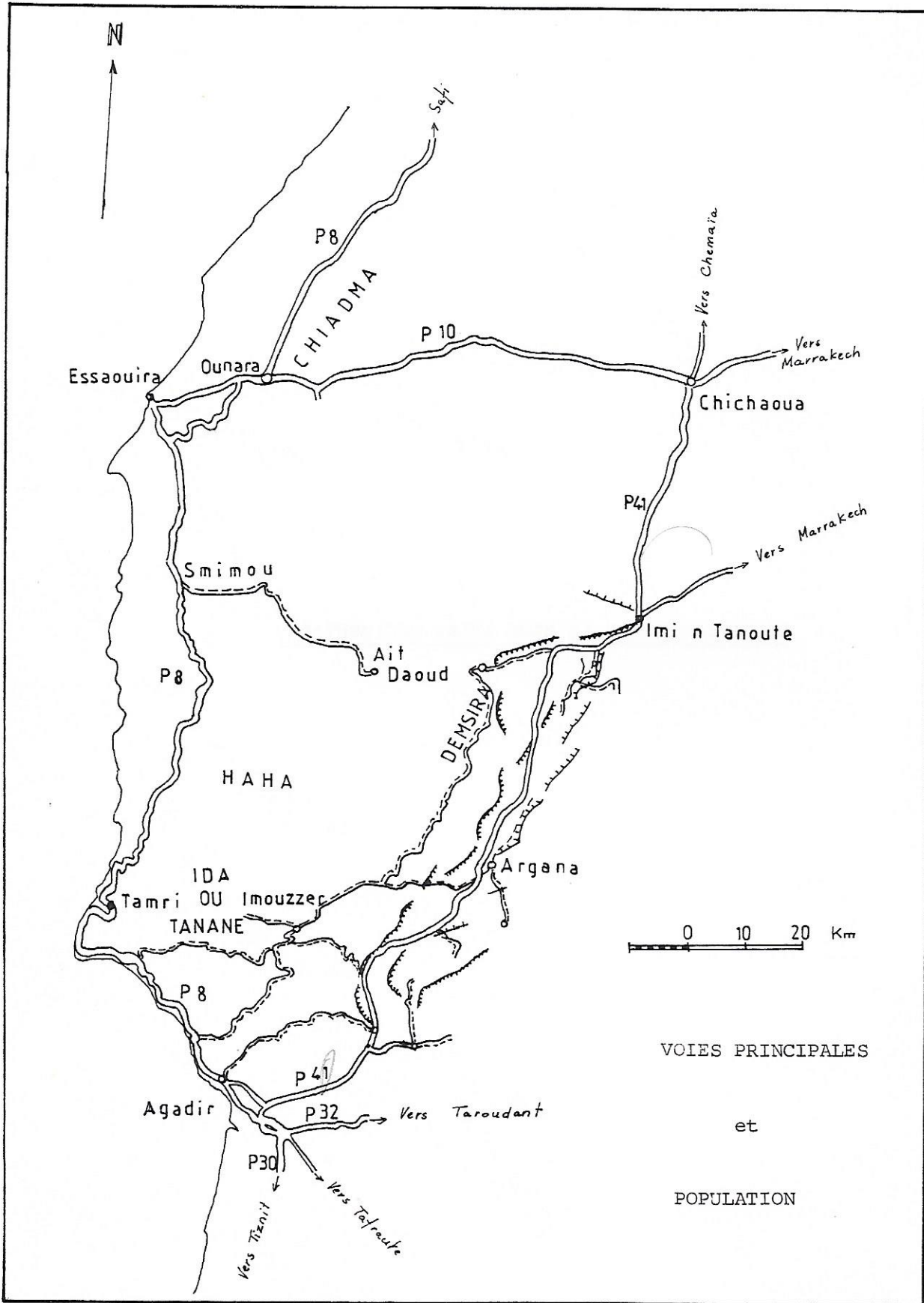


Figure 4: Accès principaux

I-Aperçu géographique de la région

1-Situation

La région étudiée est, en gros, comprise entre les parallèles $30^{\circ}30'N$ et $32^{\circ}N$, et entre le méridien $9^{\circ}30'W$ et l'Océan atlantique (Fig.2).

Elle est morphologiquement limitée vers l'Est par les premiers hauts reliefs du Massif ancien et au Sud par la plaine du Souss. Au Nord, où aucune limite naturelle n'apparaît, nous avons arrêté le secteur d'étude juste après le J.Hadid.

2-Accès (Fig.4)

Trois routes principales encadrent la région: la R.P.10, de Marrakech à Essaouira, la R.P.8 d'Essaouira à Agadir, et la R.P.41 de Chichaoua à Agadir. Le reste de la région est couvert par quelques routes secondaires, dont la plus importante relie Agadir à Imouzzer des Ida ou Tanane, et par un réseau assez dense de pistes, dont la qualité reste moyenne, et qui est parfois inutilisable par période hivernale.

3-Divisions administratives

Quatre provinces partagent la région, celles de Marrakech, Agadir, Essaouira et récemment, Taroudante.

Les villages de Tamanar (Essaouira) et d'Imi n'Tanoute (Marrakech) sont les sièges de Cercles, et ceux d'Argana (Taroudante), Tamri et Imouzzer (Agadir) abritent des annexes (Qafdots).

4-Climat

Il reste assez variable dans un contexte général semi-aride. Doux et humide le long de l'année sur la côte atlantique, il devient progressivement sec en pays montagneux. L'hiver, à partir de 1500 m, il peut parfois neiger, mais contrairement aux montagnes se trouvant plus à l'Est, la neige se conserve rarement au delà de quelques jours.

Le couloir d'Argana constitue quant à lui une zone très particulière, à climat très chaud et très sec presque tout le long de l'année (moins de 200 mm de pluie par an). Les températures estivales atteignent souvent plus de 40° , voire 45° . En hiver, le ciel est rarement couvert, et pluies peu abondantes, bien que parfois torrentielles. Ces caractéristiques sont dues surtout à une morphologie en cuvette, dominée par de hauts reliefs.

La période optimum pour mener les campagnes de terrain se situe en général entre les mois d'Octobre et d'Avril, l'été étant trop chaud.

5-Morphologie et hydrographie (Fig.5)

En gros, le Haut Atlas occidental est une région sédimentaire surélevée entre deux plaines (Haouz et Souss), situées au Nord et au Sud. Cette région est basculée vers l'Ouest, et entaillée par de nombreux cours d'eau, temporaires en général.

A sa bordure Est apparaît une combe creusée dans le Trias, dominée à l'Ouest par un crêt de dolomies jurassiques (1400 m) et à l'Est par les hauts reliefs schisteux du Massif ancien, culminant à 3551 m. C'est le classique "couloir d'Argana".

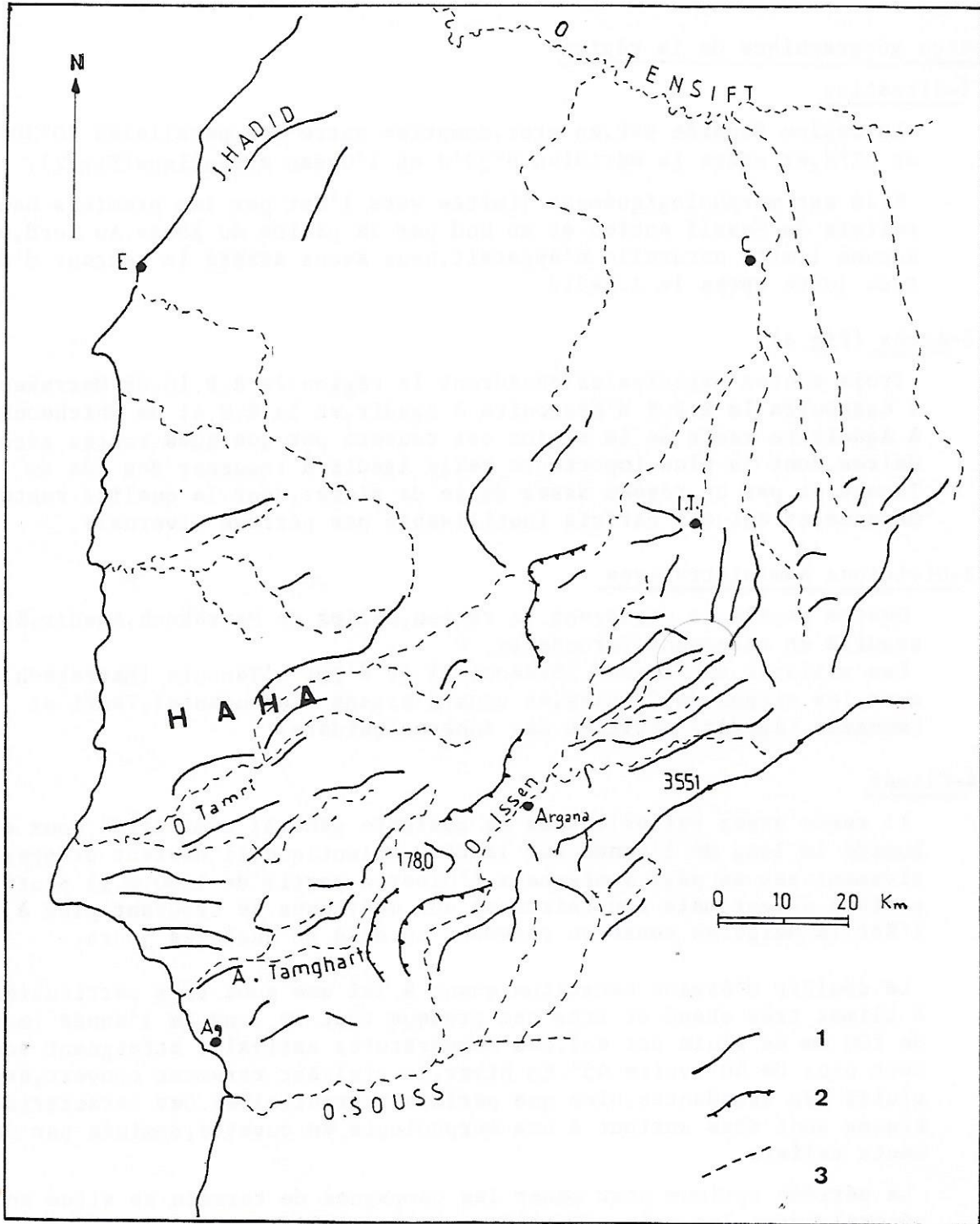


Figure 5: Morphologie et hydrographie
 1. Cretes 2. Crêts 3. Drainage.

A noter l'absence de plaine cotière dans la région, et l'importante surélévation au Sud, atteignant 1800 m (Taourirt My Ali).

Le relief est généralement conforme et reflète intimement la géologie, et la lecture de la carte topographique permet aisément de ressortir les grands traits de la structure. Les anticlinaux se présentent fréquemment en combes suite à l'ablation par érosion des voûtes et au creusement des assises inférieures tendres, se rapportant presque toujours au Trias ou à l'infra-Lias sup.

Dans le couloir d'Argana, le Trias est modelé en "Badlands", subissant une forte érosion due en partie à la faible couverture végétale.

D'importants glissements de terrain ont lieu pendant les périodes de pluie, mettant parfois en danger certains villages construits sur les pentes.

Hydrographiquement, le Haut Atlas occidental est limité au Nord par l'O. Tensift, au Sud par l'O. Souss et à l'Est par l'O. Issen, affluent du précédent. Les autres cours d'eau sont, en général, moins importants et creusent de profondes gorges avant de se jeter dans l'Océan Atlantique (A. Tamghart, A. Ait Aneur).

6-Flore et faune

La flore est dominée par un arbre endémique, l'Arganier, adapté à la sécheresse de la région. Néanmoins, il est soumis à une forte surexploitation humaine, ses feuilles et ses fruits étant utilisées pour l'alimentation du bétail caprin, et ses branches comme combustible domestique. Sa graine, en outre, fournit une huile comestible. L'Arganier disparaît en montagne pour laisser la place au Thuya (Tetraclinis articulata).

La faune est également dominée par le sympathique Rat d'Arganier qui préfère les cavités des parois rocheuses. Les reptiles ne manquent pas, et nous avons rencontré nombre d'espèces de lézards et de serpents dont certaines vipères, surtout dans les ravins asséchés par période estivale.

7-Population

L'ensemble de la région est peuplé par des tribus berbères sédentaires s'adonnant à la petite culture et à l'élevage caprin. La langue parlée est le Berbère de type Tachelhit. L'arabe est couramment parlé, et du fait qu'une partie de la population travaille à l'étranger, le français l'est également.

Les tribus les plus importantes sont les Ida-ou-Tanane, les Haha et les Demsira. Le nombre réel est beaucoup plus important, et la consultation de la carte topographique permet de s'en rendre compte.

II-Subdivisions structurales (Fig. 6)

Les auteurs ont distingué au sein du Haut Atlas occidental en particulier et du bassin du Sud-Ouest marocain en général plusieurs zones. Ces zones portent des noms différents suivant les chercheurs mais se rapportent toujours au même modèle. Nous nous réferrons aux

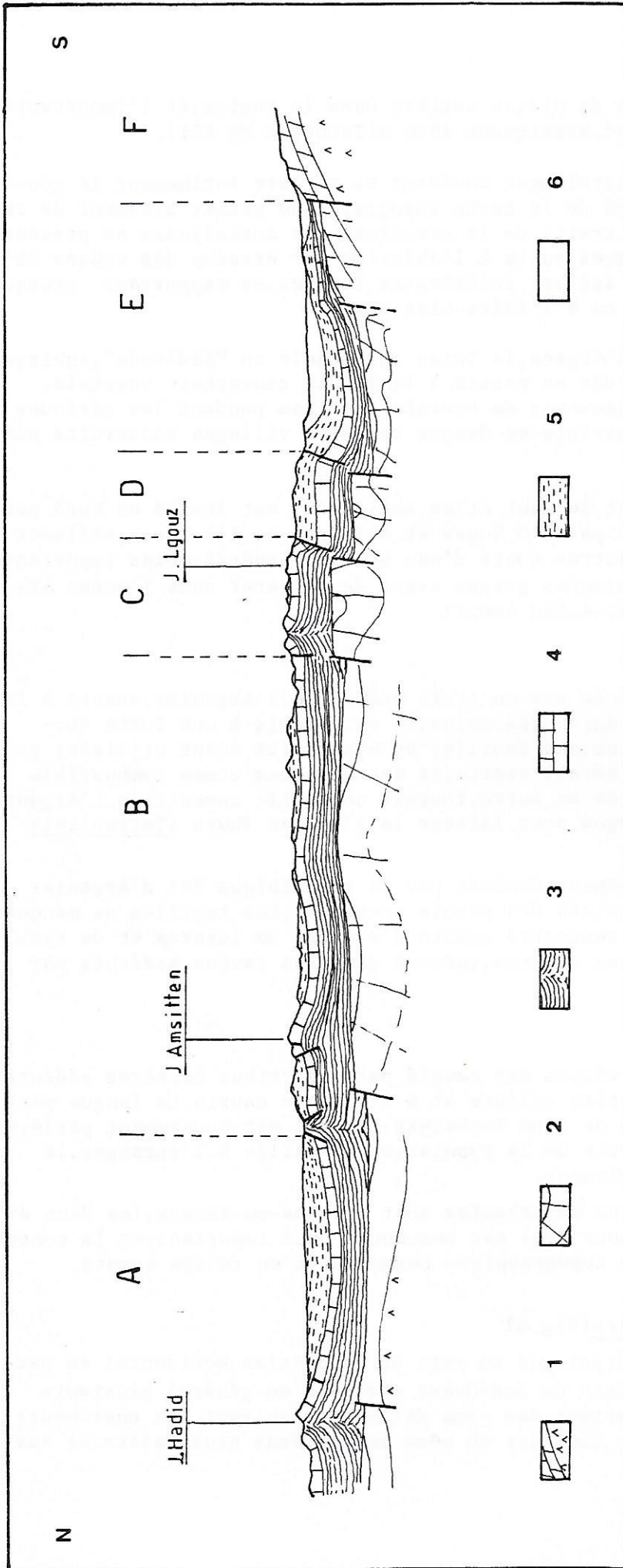


Figure 6: Subdivisions structurales (d'après Ambroggi, 1963 et Michard, 1975)

- 1. Précambrien; 2. Paléozoïque; 3. Trias; 4. Jurassique; 5. Crétacé
- 6. Tertiaire à actuel. A: Zone synclinale d'Essaouira; B: Zone préatlasique septentrionale. C: Zone axiale. D: Zone préatlasique méridionale. E: Bassin du Souss. F: Anti-Atlas.

subdivisions adoptées par R.AMBROGGI,1963 et A.MICHARD,1975.

Une coupe générale du domaine montre ces différentes zones,et permet de constater la dissymétrie de l'ensemble.

La Zone axiale est en fait un étroit anticlinorium bordé par les autres zones,vastes synclinoriums de largeur inégale.

Ces zones sont séparées,en partie artificiellement,par des limites structurales de direction E-W,que les auteurs relient à ceux observés plus à l'Est dans le Massif ancien.

III-Bref historique.

1-Travaux anciens(1900-1970)

Ce sont des travaux classiques,concernant principalement l'exploration géologique régionale,la paléontologie et la stratigraphie,dûs à A.BRIVES(1902),P.LEMOINE et L.GENTIL (1905) et surtout à E.ROCH(1930) qui a établi la stratigraphie de la région.L'étude du socle paléozoïque du Massif ancien est l'oeuvre surtout de L.NELTNER (1938).

A partir de 1950,le relève est assuré par R.AMBROGGI,qui en 1963 présente une étude stratigraphique détaillée et tectonique du versant méridional de la chaîne.

Des études de micropaléontologie stratigraphique ont été effectuées par F.DUFFAUD(1960),d'autres,concernant la paléontologie des Vertébrés triasiques,l'ont été par J.M.DUTUIT(1962)- 1976

2-Travaux récents (1970-1982)

Avec l'essor de la tectonique globale,les études se font dans une autre optique,et nombre de géologues d'outre-atlantique et d'Angleterre commencent à s'intéresser à la région,en tant qu'étape importante de l'histoire de l'ouverture de l'Atlantique central.On citera les synthèses de E.BROWN (1974),D.V.AGER (1974),W.MANSPEIZER et al. (1978),F.B.VAN HOUTEN (1976),et de A.E.ADAMS et al.(1980),introduisant des données nouvelles situant la région dans le cadre plus général de la tectonique globale.

D'autres études,d'ordre métallogénique et pétrographique,furent effectuées sur le Trias par M.TIXERONT (1973) et sur les bassins gazeux près d'Essaouira par F.DUFFAUD au sein de la Société Chérifienne des Pétroles (1966).

On doit également citer le travail de A.L.E.WEISROCK (1980),sur la morphologie et les déformations récentes de la région.

En Offshore,des forages ont été tentés par la C.F.P. et le programme IPOD,fournissant des données précieuses concernant le prolongement du domaine atlasique en mer,dont certaines furent publiées sous forme de thèse par D.FLAMANT-LIEFFRIG (1979).

3-Couverture cartographique (Fig.7)

La région est couverte par un certain nombre de cartes géologiques de petite et moyenne échelle.Les cartes de détail font défaut,exception faite du secteur d'Agadir,dont l'intérêt provient du seisme de 1960.

Les feuilles disponibles sont les suivantes:

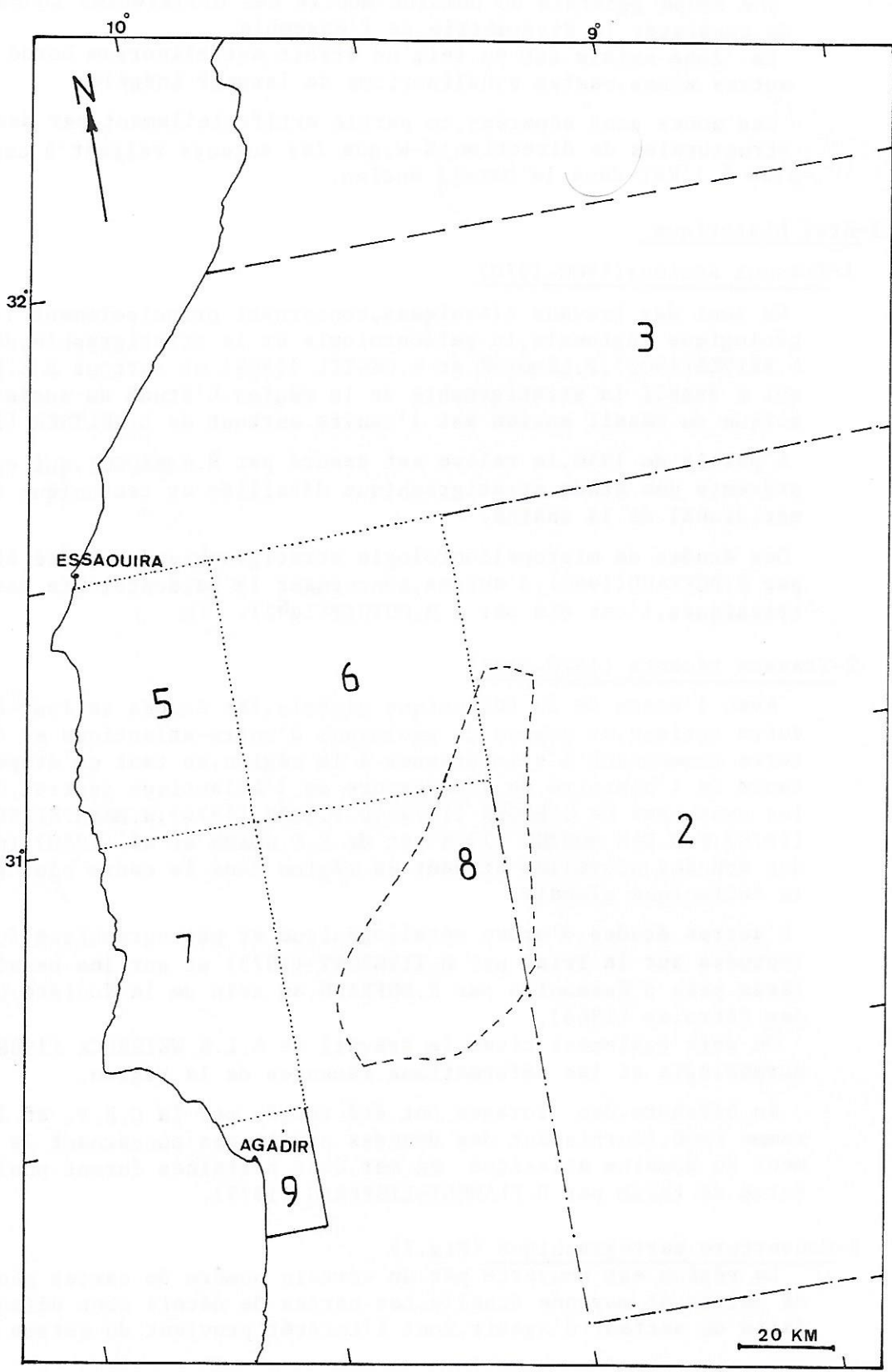


Figure 7 Couverture cartographique
(Les chiffres correspondent à ceux du
texte).

Cartes au 1:500 000e

- C.Géol.provisoire du Maroc occidental (1)
E.Roch,1930
- C.Géol.provisoire du Maroc au Sud de Marrakech (2)
L.Neltner,1938
- C.Géol. du Maroc,feuille Marrakech (3)
B.Choubert,directeur,1955
- C.Géol.et structurale du versant méridional du Haut Atlas
occidental
R.Ambroggi,1963.

Cartes au 1:100 000e(régulières)

- C.Géol du maroc au 1:100 000e
F.Duffaud,1971
- feuilles:
- +Tamanar (5)
 - +Khemis Meskala (6)
 - +Tarhazoute (7)

Cartes au 1:100 000e thématiques)

- Carte géologique et minéralisations du couloir d'Argana (8)
M.Tixeront,1974.

Cartes au 1:50 000e

























- Carte géologique d'Agadir, publiée par l'O.N.I.(9)
R.Ambroggi,sans date.
- Carte géologique de la région d'Agadir
F.Duffaud et al.1962.

LEGBOND IN RIGIDITY

1	1	1
2	2	2
3	3	3
4	4	4
5	5	5
6	6	6
7	7	7
8	8	8
9	9	9
10	10	10
11	11	11
12	12	12
13	13	13
14	14	14
15	15	15
16	16	16
17	17	17
18	18	18
19	19	19
20	20	20
21	21	21
22	22	22
23	23	23
24	24	24
25	25	25
26	26	26
27	27	27
28	28	28
29	29	29
30	30	30
31	31	31
32	32	32
33	33	33
34	34	34
35	35	35
36	36	36
37	37	37
38	38	38
39	39	39
40	40	40
41	41	41
42	42	42
43	43	43
44	44	44
45	45	45
46	46	46
47	47	47
48	48	48
49	49	49
50	50	50

CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE.

LÉGENDE DES FIGURÉS

	Basaltes		Calcaire lumachellique
	} Argiles, Marnes		Lumachelle
			Calcaire à Brachiopodes
	Pélites		Calcaire à polypiers
	} Grès		Calcaire oolithique
			Calcaire gréseux
	Grès à stratification entrecroisée		Calcaire à silex
	Conglomérat		Calcaire à fentes
	Gypse		Calcaire cristallin
	Calcaire		Marnocalcaires
	} Dolomies		Calcaire marneux
			Brèche

I-Le Paléozoïque du Massif ancien

La stratigraphie du Paléozoïque du Massif ancien se doit surtout à L.NELTNER (1938) et à G.DE KONING (1957).

La série primaire est un ensemble varié, composé surtout de schistes. La succession est la suivante, d'après DE KONING:

Cambrien:

- +Schistes calcaires à lentilles de marbre (2100 m) Géorgien
 - +Tufs remaniés.....(1200 m) Géorgien-Acadien.
 - +Schistes violacés, schistes verts, puis quartzites, grès et schistes gréseux.....(1800 m) Acadien
- Le Potsdamien n'existe pas.

Ordovicien:

- +Schistes dits "demi-deuil".....(600 m) Tremadoc-Llandeilo inf.
 - +Quartzite, localement.....(20 m) Llandeilo
 - +Schistes noirs tendres.....(200 -500 m) Llandeilo sup.
- Ensemble varié, puis schistes gréseux.....(600 m) Caradoc.

Silurien:

Il est composé de 30 à 40 m de schistes noirs argileux et de nodules calcaires.

Dévonien:

C'est un ensemble surtout gréseux, de quelque 200 m de puissance.

Carbonifère:

On ne connaît que le Stéphano-autunien. Tous les autres termes, sauf peut-être le Viséen, sont absents.

Les formations correspondantes sont les suivantes, de bas en haut:

- +Conglomérat rouge.....(5 à 500 m)
- +Schistes gréseux verdâtres à Pecopteris, Neuropteris, Walchia, et grès à interlits de schistes noirs.

Ces terrains sont plissés et granitisés, le batholite du Tichka étant l'élément le plus marqué du plutonisme hercynien.

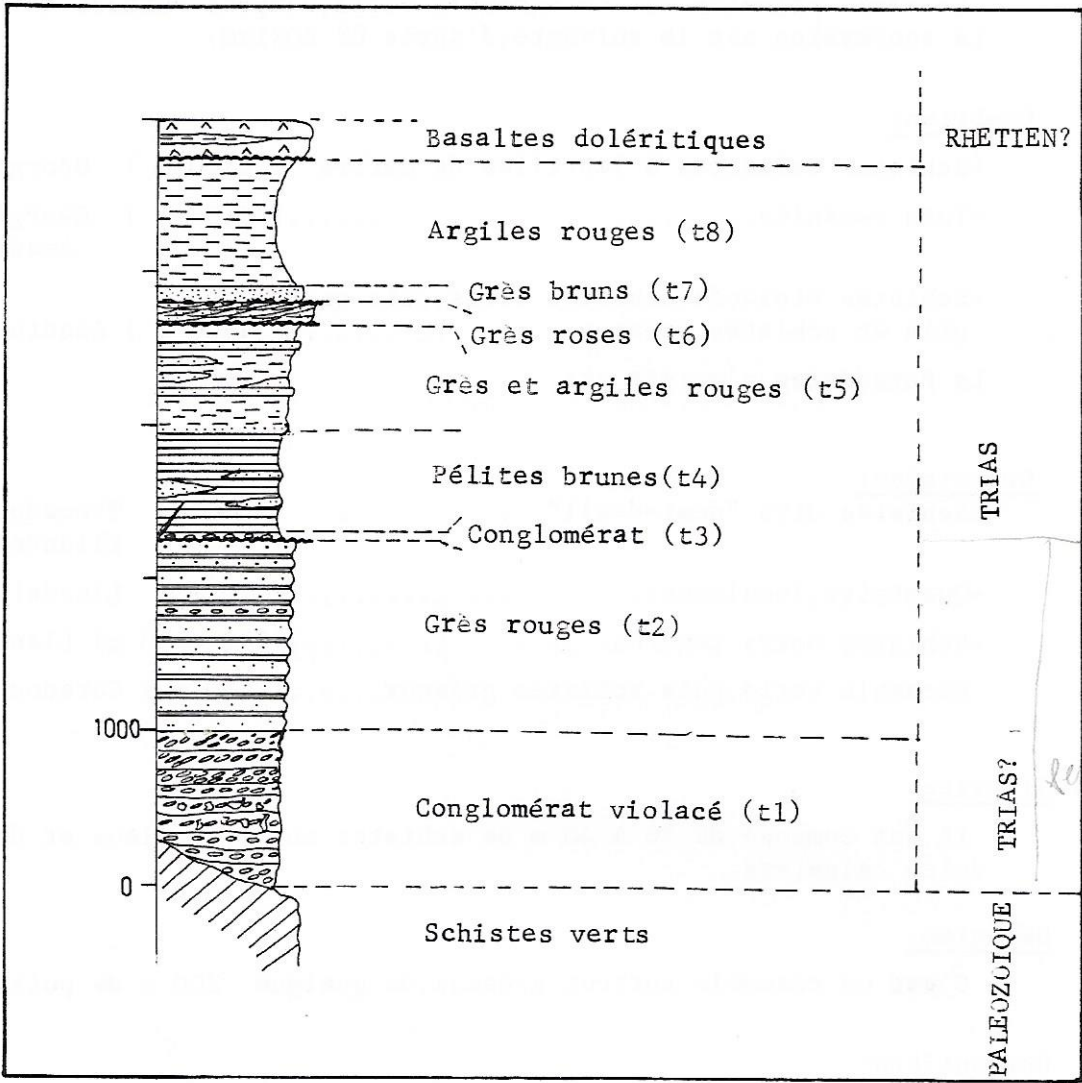


Figure 8: La série triasique
colonne synthétique.

II-Le Trias

On attribue au Trias les terrains rouges affleurant dans le couloir d'Argana, et au coeur de différents anticlinaux.

C'est un ensemble très puissant (6000 m au maximum) de conglomérats, grès et pélites rouges, qui repose en discordance angulaire sur le socle paléozoïque, et couronné à son sommet par une coulée de basaltes doléritiques.

L'âge de la formation a toujours posé des problèmes, mais la découverte de fossiles dans quelques niveaux a permis de l'attribuer, du moins en majorité, au Trias (cf. infra).

Plusieurs termes constituent cette série, de haut en bas (Fig.8):

+Basaltes doléritiques.....	200m
+Argiles rouges.....	800m
+Grès bruns.....	100m
+Grès roses.....	150m
+Grès et argiles rouges....	500 à 1500m
+Pélites brunes.....	750m
+Conglomérat.....	30m
+Grès rouges.....	0 à 1500m
+Conglomérat violacé.....	0 à 2000m

Ces différents termes ont été affectés d'une nomenclature lithostratigraphique, variant selon les auteurs. Le tableau I récapitule cette nomenclature. Pour éviter un encombrement de noms régionaux, nous caractériserons chaque terme décrit par sa nature lithologique, par sa couleur et par l'indice utilisé par M. TIXERONT. Ex: Grès roses (indice t6).

La série est classiquement subdivisée en trois ensembles, d'après la couleur et la nature lithologique des terrains.

1-L'ensemble inférieur:

Il comporte les conglomérats violacés et les grès rouges.

1.1-Le conglomérat violacé(t1)

Ce conglomérat affleure largement entre les villages de Timezgadiwine et Argana⁽¹⁾, formant de faibles reliefs, très ravinés et complètement dépourvus de végétation. Il imprime au paysage une couleur violacée légèrement satinée à contrejour.

Il disparaît au Nord de Timezgadiwine pour ne réapparaître qu'à l'extrême Nord du couloir, dans la région des Irohalène.

Il est polygénique, hétérométrique à la base, homométrique au sommet. Les galets sont essentiellement de nature schisteuse ou quartzitique, provenant du paléozoïque à proximité. Nous y avons également trouvé des galets de quartz laiteux, équivalents à celui qu'on voit

(1) Voir fig.9, page 25

M. Tixeront 1973	R. Ambroggi 1963	J. M. Dutuit 1964 <i>DUFFAUD</i>	F. Duffaud 1966
t8 Pélites sableuses	Pél. des Ait Hasseine	Marnes rouges supér.	Argiles d'Argana
t7 Grès bruns	} Grès de l'Askal	Série des grès roses	Grès de Tadrart-Ouadou
t6 Grès roses			
t5 Grès et argiles rouges	Série d'Ansir Skour	Série des schistes marrons et grès bruns	Argiles de l'A. Irohalene
t4 Arénolutes brunes	Pélites inférieures		Argiles de Timezgadiwine
t3 Conglomérat	Grès d'Igousoullil		Congl. violacé
t2 Grès rouges		Congl. de base	
t1 Conglomérat			Congl. de l'A. Ait Driss

Tableau I: Nomenclature des différents termes du Trias.

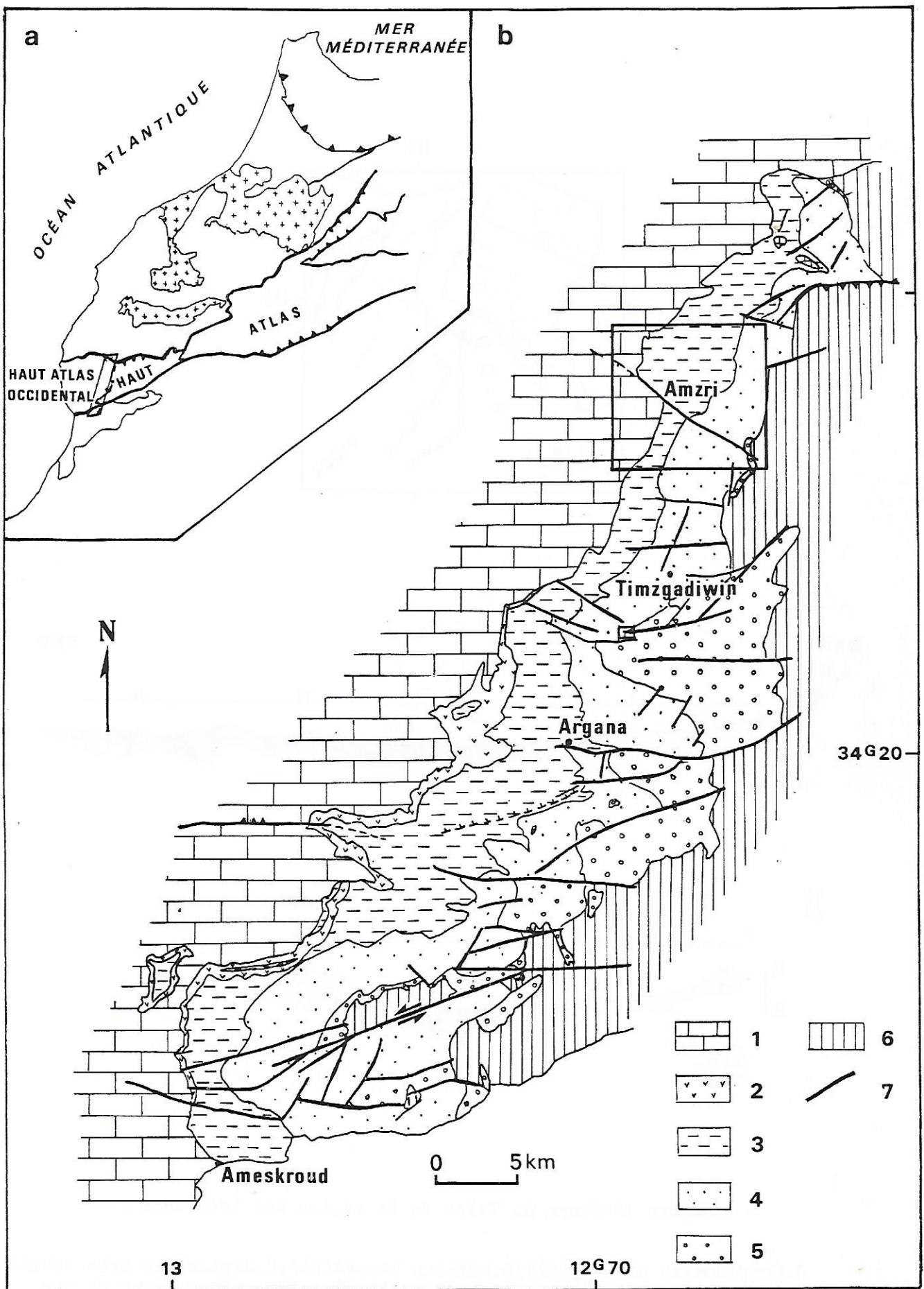


Figure 9: Schéma géologique du couloir d'Argana. (en a, localisation).
 1, Jurassique et Crétacé; 2, basaltes; 3, ensemble supérieur (t6 à t8); 4, ensemble intermédiaire (t3 à t5); 5, ensemble inférieur (t1, t2); 6, socle paléozoïque; 7, accidents principaux.

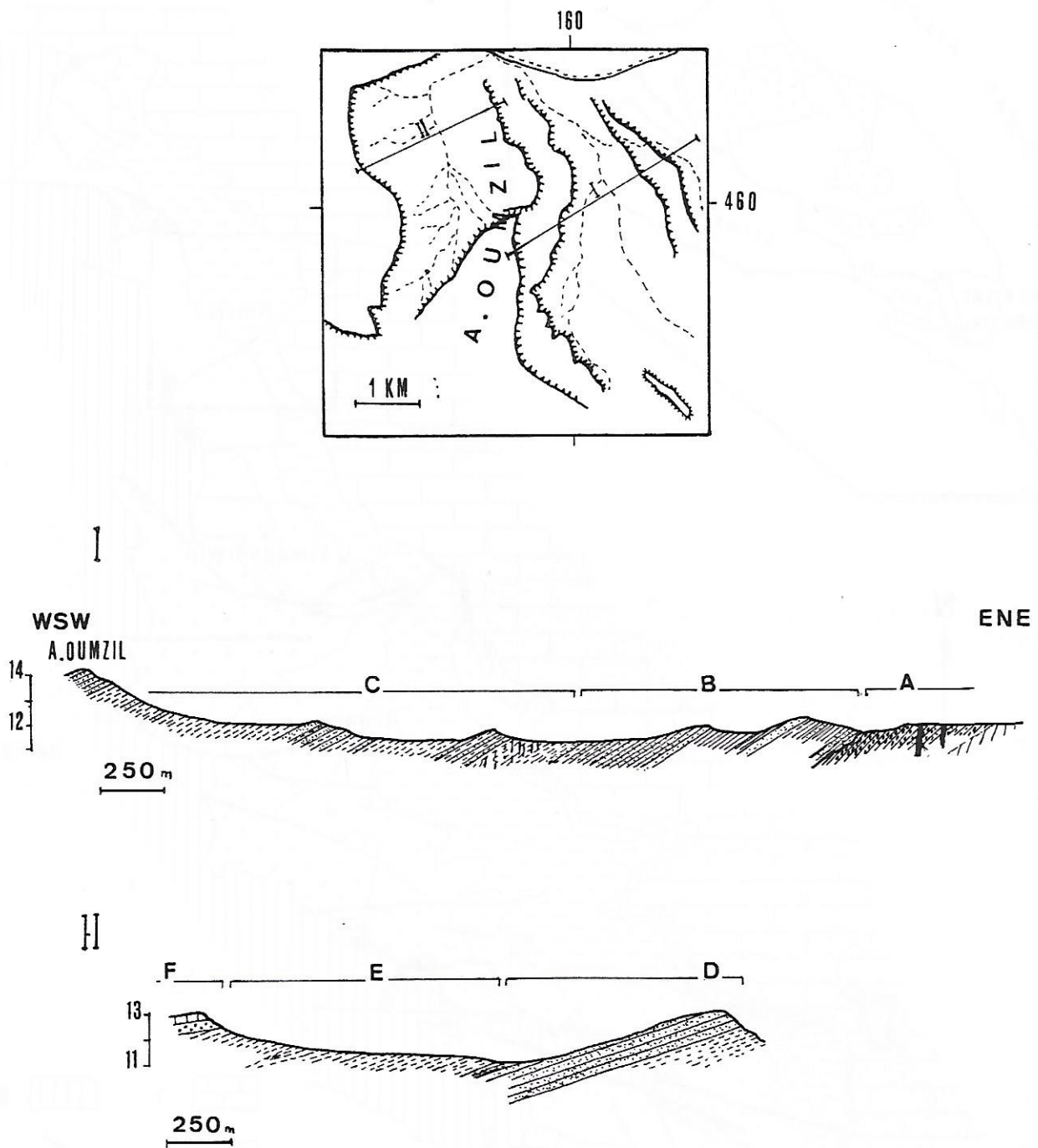


Figure 10: Coupe du Trias de la région des Irohalène

A. Conglomérat violacé (t1); B. Pérites brunes (t4); C. Argiles et grès rouges (t5); D. Grès roses (t6); E. Argiles rouges (t8); F. Jurassique moyen et sup.
 (En encadré, localisation des deux coupes)

dans les veines qui traversent les schistes.

Les galets sont de grande taille à la base du terme (quelques centimètres) et plus réduits au sommet (quelques millimètres) Leur classement indique une origine fluviatile. Le sens du courant indiqué est d'Est en Ouest, ou du Nord-Est au Sud-Ouest. → BROWN

Le conglomérat est traversé parfois de veines minéralisées de Barytine blanche ou rose, de 20 cm de largeur maximum, équivalentes à celles observées par G. de KONING plus au Sud.

→ inclusion
ou?

Aucun fossile n'a été trouvé dans ce terme, le seul d'ailleurs dont l'âge reste incertain. → DUTUIT 76

1.2-Les grès rouges. (t2)

Ils n'apparaissent qu'au Sud de Timezgadiwine, où ils se développent de manière considérable, atteignant plus de 1500m d'épaisseur, et forment l'armature de la crête d'Igguï Ouffa, 5 km à l'Est d'Argana (fig. 70). Ces grès ont fourni des fragments de Voltzia heterophylla BR. (G. de KONING, 1957) qui datent déjà le Trias. Ils présentent fréquemment à la surface des ripple-marks, et peuvent parfois offrir des passées conglomératiques. En général, le matériel est peu évolué, les grains de quartz étant peu ou pas usés par un transport faible.

→ BROWN, DUTUIT

2-L'ensemble intermédiaire.

Cet ensemble, faisant suite ou non au premier, est constitué de trois termes: un conglomérat, des pélites brunes et des grès et argiles rouges.

2.1 Le conglomérat (t3)

Peu épais (1 à 30m), il surmonte ou non l'ensemble inférieur, parfois en discordance angulaire faible, visible de la piste Argana-Iferd.

Conglomérat hétérométrique, polygènie, à éléments quartzitiques et schisteux millimétriques à centimétriques, il est présent dans tout le couloir sauf dans le secteur Nord (Irohalène) où les pélites brunes reposent directement sur le conglomérat violacé.

2.2-Les pélites brunes (t4).

Ces pélites plus ou moins gréseuses de couleur foncée sont continues le long du couloir, et reposent soit sur le Paléozoïque, soit sur l'ensemble inférieur.

Elles sont intercalées de lits gréseux ou microconglomératiques formant des barres dans le relief. Le secteur Nord en montre deux (Fig. 10); par contre, dans le reste du couloir, les barres ne sont que lenticulaires et disparaissent latéralement.

Le terme est entrecoupé de quelques veines ferrugineuses ou de Barytine.

La surface des bancs gréseux présente parfois des structures sédimentaires entrecroisées, des mudcracks et plus rarement des ripple marks.

Aucun fossile n'a été livré par ces pélites. → DUTUIT (1976)

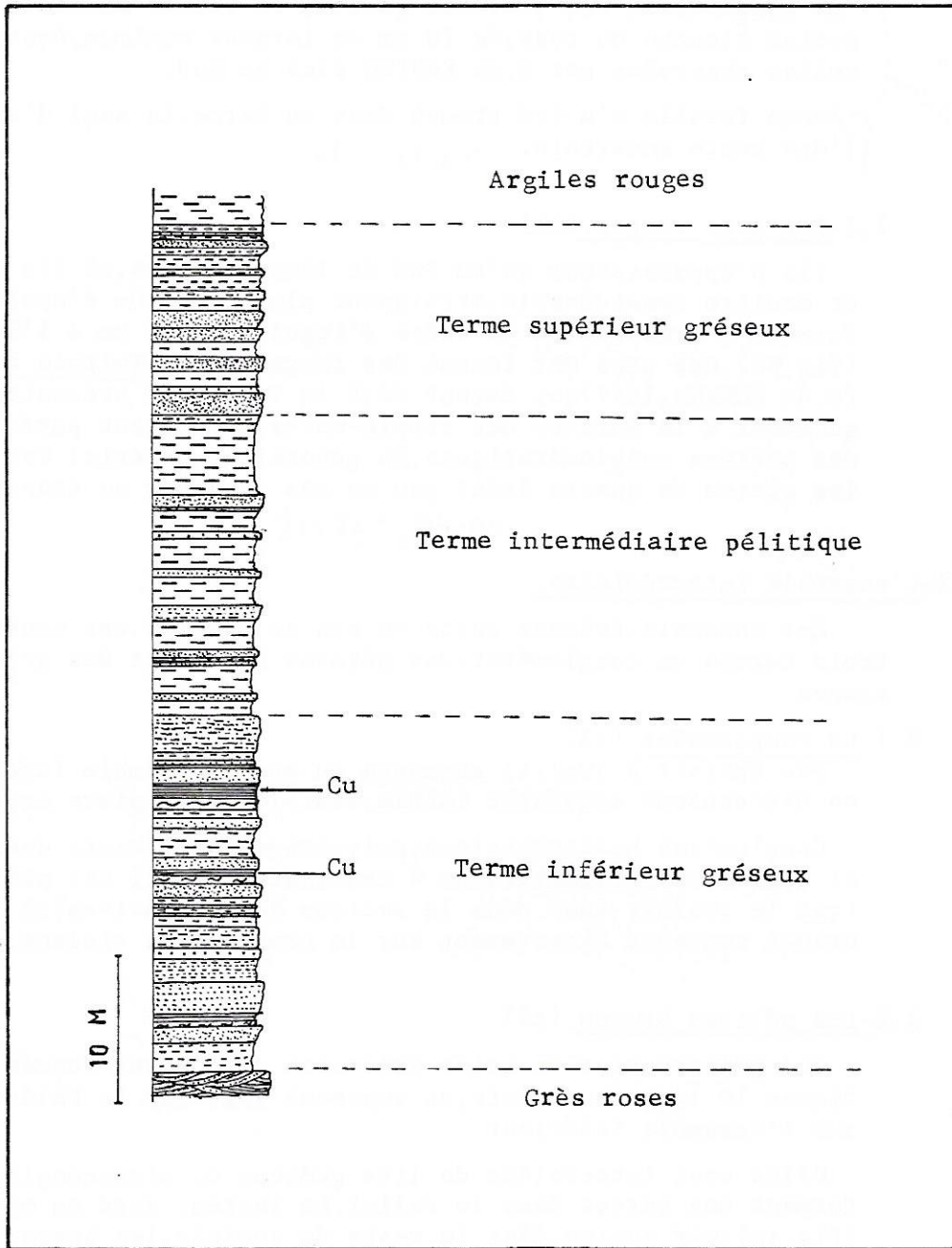


Figure 11: Log. synthétique du t7 de la région d'Argana

2.3-Les grès et argiles rouges (t5)

Ce terme forme les pentes raides sous la barre la plus puissante visible dans le Trias. Son épaisseur est de 600m en général.

Il est à dominante argileuse, avec parfois intercalation d'une barre gréseuse rouge, très nette dans le paysage du secteur Nord. Au Sud, le terme est beaucoup plus gréseux, et il n'y a plus de différenciation de barres.

La surface des bancs gréseux est colorée en vert pâle. Nous y avons observé des pistes d'animaux, des restes d'ossements mal conservés et des structures sédimentaires. En outre, les bancs renferment des nodules verdâtres, ou sont recoupés par des veines, également de couleur verte.

Dans ces grès, F. DUFFAUD découvrit pour la première fois des restes de vertébrés, déterminés par J. ARAMBOURG comme appartenant à des Stégocéphales et à des Thérapsidés. Les recherches furent ensuite reprises par J. M. DUTUIT (1962-1970), qui découvrit une faune riche et variée de Vertébrés (Dipneustes, Stégocéphales, Dicynodontes...), confirmant l'âge triasique de ce terme. → *Carrière ?*

Les grès rouges sont minéralisés en malachite et azurite parfois uranifères (cf. §5)

3-L'ensemble supérieur.

Trois termes principaux le constituent: les grès roses, les grès bruns et les argiles rouges.

3.1-Les grès roses (t6).

Terme le plus résistant, il forme toujours des crêtes dominant les dépressions creusées dans les couches sous-jacentes relativement tendres. L'épaisseur est de 50 à 150m.

Ces grès de couleur rosacée et à grains assez grossiers surmontent en discordance partielle les grès rouges, et présentent une stratification entrecroisée très nette.

Dans le secteur d'Argana, ils montrent des passées de conglomérat polygénique à galets roulés, et sont affectés de multiples micro-failles synsédimentaires.

3.2-Les grès bruns. (t7)

Reposant en concordance ou non sur les grès roses, ils se caractérisent surtout par une couleur très foncée et des lits pélitiques très cuprifères (Fig. 11).

L'épaisseur est faible, de 60 à 100 m, et en gros, ce terme présente à la base et au sommet des lits gréseux grossiers, parfois colorés en vert, tandis qu'au milieu, il est à dominante pélitique.

3.3-Les argiles rouges (t8).

C'est le terme final de la série sédimentaire attribuée au Trias. Très épaisse le long du couloir (800m en moyenne), elles forment les pentes de sa muraille Ouest. Les pélites dominent bien que parfois, certains bancs de grès puissent s'exprimer.

ECHANTILLON	%					ppm		
	% MnO	Cu	Fe O	Fe2O3	U	Th		
IZARIFENE 1	0.07	0.05	n.d.	2.75	-	-		
	0.07	0.01	,,	2.33	-	-		
ARGANA	0.06	0.01	?	2.13	-	-		
	0.17	4.52	,,	1.98	-	-		
	0.11	2.33	,,	2.70	-	-		
	0.18	100ppm	0.70	2.47	-	-		
	0.08	100ppm	n.D.	0.81	-	-		
AMLAL	n.d.	32.82	n.d.	0.54	690	11.4		
D	0.07	48.10	12.40	11.18	431	7		

Tableau II: Résultats de l'analyse chimique de quelques échantillons minéralisés. Les dosages U et Th ont été effectués au C.E.A. Laboratoire Pierre Scié.

Nous avons pu y observer dans le secteur Nord des discordances internes. Le contact avec les termes plus anciens se fait quelquefois par faille.

Ces argiles ont livré les premiers fossiles déterminables, trouvés par Mme S. DEFRETIN (1951): quelques spécimens d'Estheria minuta ALB, [→] ^{DS} ^{t4} [!]
E. destombesi DEF., qui datent le Keuper moyen.

4-Les basaltes doléritiques.

Couronnant les formations rouges triasiques, les basaltes du couloir d'Argana posent d'importants problèmes d'ordre pétrographique, structural et chronologique.

Leur pétrographie est complexe, suite à leur forte altération. Néanmoins, certains échantillons moins altérés montrent une composition minéralogique riche en andésine, biotite et séricite. La chlorite d'altération est très abondante. La structure est doléritique.

Ils se présentent sous forme d'une ou deux coulées de 200m d'épaisseur maximum, près d'Argana, séparées par des niveaux argileux ou gréseux. Ils affleurent selon une bande allant d'Ameskroud à la latitude de Timezgadiwine et au coeur de certains anticlinaux: Anklout, J. Hadid, O. Tidzi.

Aucune bouche d'émission n'a été jusqu'ici trouvée.

Les basaltes ont été l'objet de discussions quant à leur gisement en sill (J. WESTERFELD, 1948) ou en coulées (G. CHOUBERT et al.), et apparemment, il semble que les théories penchent vers cette dernière interprétation.

Les mesures géochronologiques faites sur les feldspaths, fournissent des âges autour de -197 Ma, correspondant au sommet du Trias et à la base du Jurassique (Rhétien).

5-Minéralisations.

Les niveaux triasiques sont moyennement minéralisés, le Cuivre étant l'élément principal (malachite et azurite). L'étude des gisements se doit à M. TIXERONT, 1973.

Certains échantillons minéralisés dans les niveaux t4, t5 et t7 ont été l'objet d'une étude récemment menée (A. BOTHEREL), ainsi que d'une étude spectroradiométrique (J. CHOROWICZ et al., projet C.N.E.S.).

Les résultats de l'analyse chimique, faite au Laboratoire de minéralogie-cristallographie sont donnés au tableau II.

Les échantillons les plus riches proviennent d'une ancienne mine (Amlal) dont l'emplacement est sur une pente très raide (J. Askal⁽¹⁾, fig 78).

(1) Encore appelé Jbel Ouaskal.

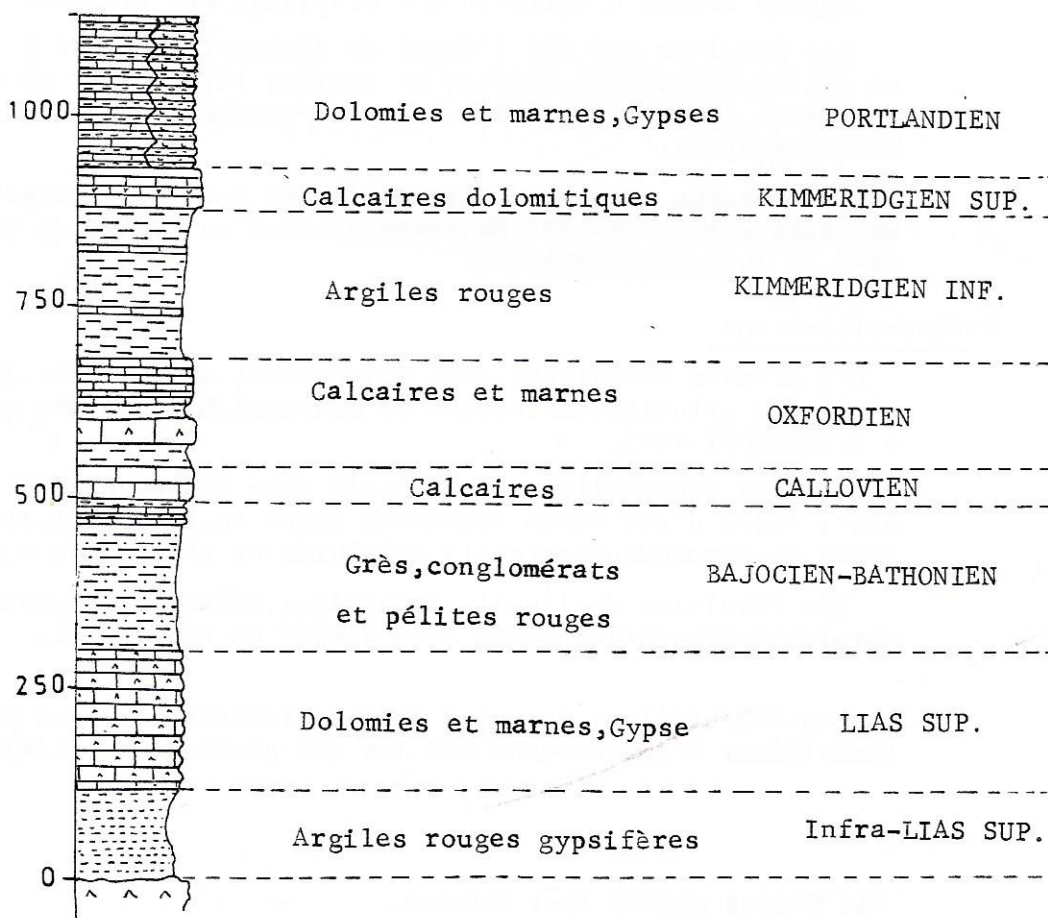
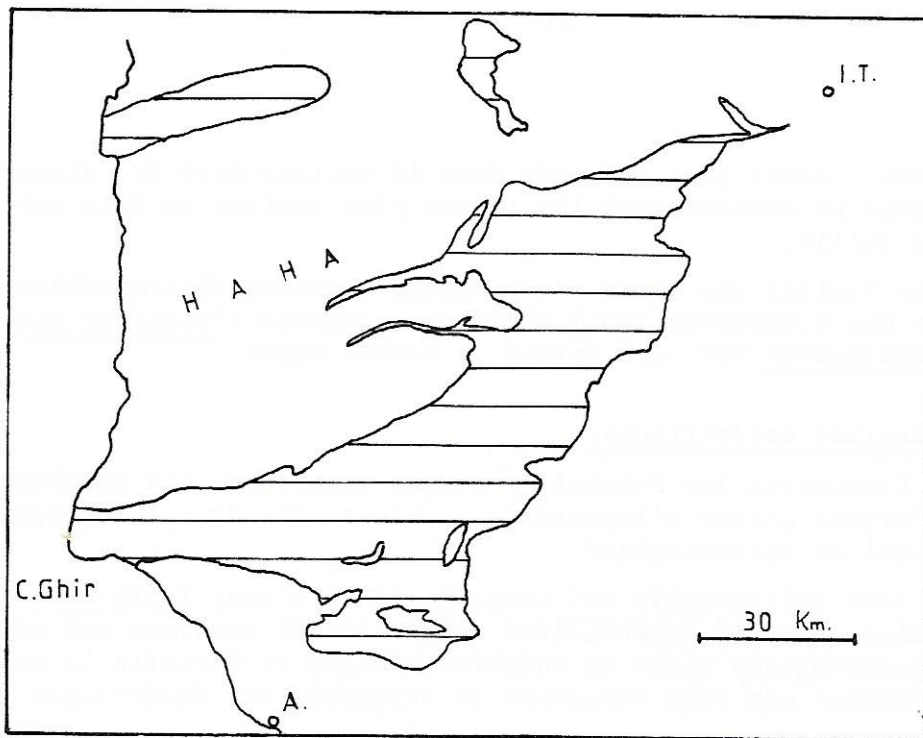


Figure 12: Colonne synthétique du Jurassique (en bas) et affleurements (en haut, zone hachurée)

II- Le Jurassique

1-Introduction

Les formations du Jurassique affleurent dans tout le domaine (fig.12).

Des unités lithostratigraphiques ont été différenciées dès 1960 par DUFFAUD. La corrélation bio- et chronostratigraphique est due à DUFFAUD par la microfaune et à AMBROGGI (1963) par la macrofaune. Le tableau III résume ces corrélations (p.39). Des noms d'unités lithostratigraphiques plus en accord avec la nomenclature stratigraphique internationale furent proposés par AGER et al. (1980), substituant ceux adoptés par DUFFAUD.

2-Le Lias

On lui attribue une puissante formation dolomitique blanche, de 200 m d'épaisseur maximum, et les argiles rouges sous-jacentes. Il est présent au coeur de tous les anticlinaux ainsi qu'au bord ouest du couloir d'Argana.

L'infra-Lias supérieur est surtout formé d'argiles rouges, tendres, à passées conglomératiques, renfermant de nombreuses lentilles de gypse. Quelques niveaux cargneuliformes y apparaissent.

L'âge liasique de ces formations reste assez discutable, les dolomies n'ayant pas fourni de fossiles déterminables, mis à part des fragments probables de Zeilleria anglica OPP. et de Terebratula whitakeri WAL.

A l'Amsittène (fig.6), F. DUFFAUD (1960) a signalé des dolomies récifales contenant une faune peu conservée de brachiopodes et lamelli-branches, mais qui daterait quand-même le Pliensbachien.

Les coupes faites montrent que si les dolomies restent l'élément lithologique principal, les interlits marneux et argileux sont très nombreux, de même que les lentilles de gypse, abondantes au Sud. Le sommet de la formation montre des bancs plus calcaires, à structure oolithique.

La structure interne des dolomies est en grande partie pelmicritique et offre de nombreux grains de quartz isolés ou en lentilles. Des tests de serpulidés et des coquilles de gastéropodes sont parfois observables dans certains lits.

3-Le Bajocien-Bathonien

Lui correspond la formation rouge intercalée entre les dolomies du Lias sup. et les premiers calcaires fossilifères du Callovien. Par extension, ou pour simplification, on appellera cette formation "Dogger", terme déjà employé par AMBROGGI pour la désigner.

Ensemble complexe, il est formé par l'alternance de conglomérats, grès et argiles rouges, couronnés au sommet par des dolomies brunes. *base*

L'épaisseur est très variable, de quelques mètres sur la bordure nord à 200 m au coeur des différents anticlinaux de la zone axiale.

Présente dans l'ensemble de la région, cette formation rouge repose soit sur les dolomies liasiques, soit en discordance sur les terrains rouges du Trias, ou sur le Paléozoïque. ?

Aucun fossile n'y a été trouvé.

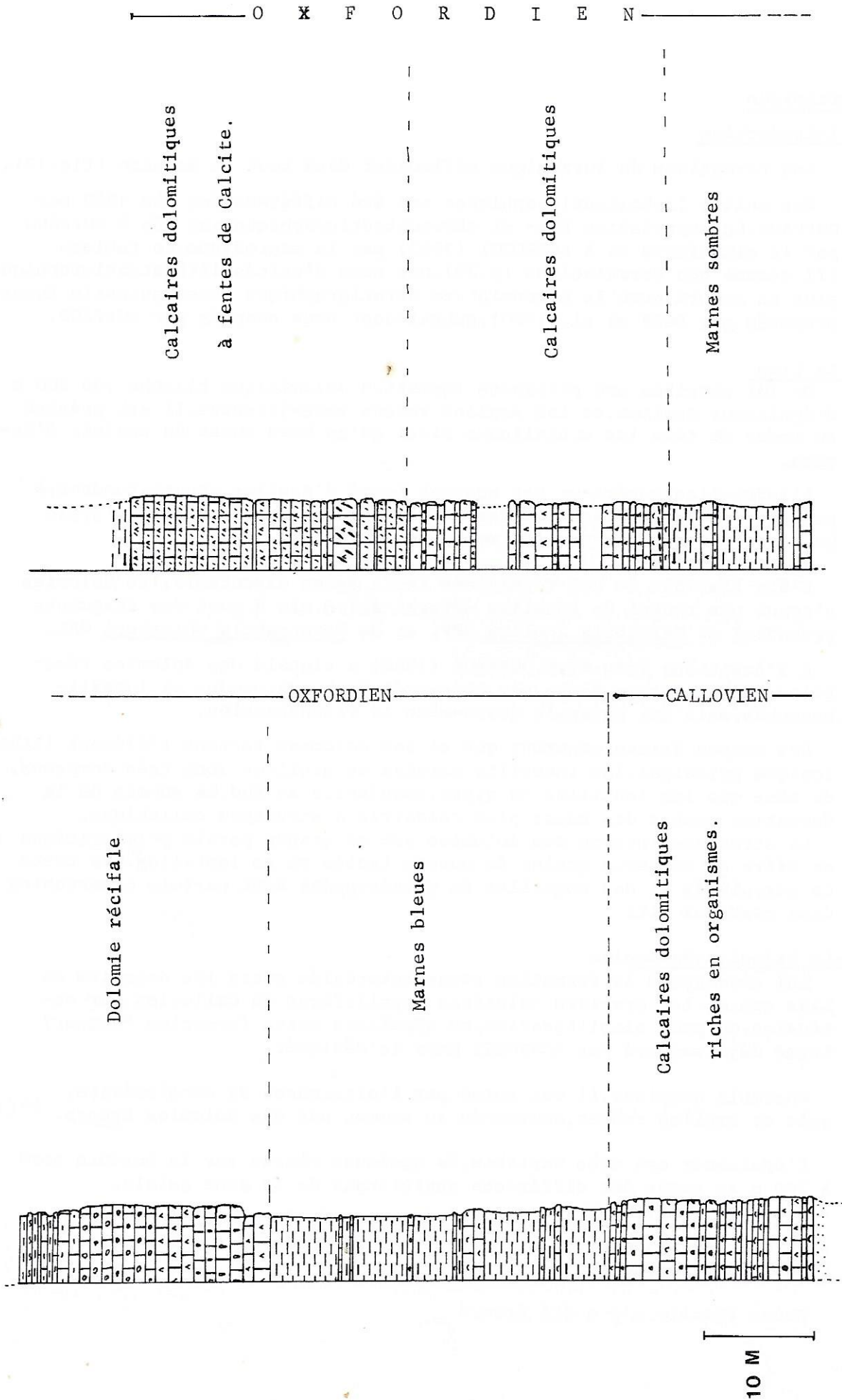


Figure 13: Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien de la région de Tiqqi

4-Le Callovo-oxfordien.

A partir du Callovien, et jusqu'à la fin de l'Oxfordien, une sédimentation calcaire franche s'installe dans tout le domaine. La macrofaune devient très abondante, formée principalement de brachiopodes, de lamellibranches, de Coraux et de gastéropodes ainsi que d'échinodermes.

La sédimentation calcaire est entrecoupée de deux épisodes marneux, modélant les trois barres presque toujours visibles à partir du parallèle de Timezgadiwine.

Nous avons levé plusieurs coupes sur les flancs des anticlinaux d'Imouzzer, d'Anklout et sur les flancs du pli-faille d'Imouzzer-Doutama.

4.1-Coupe de Tiqqi (pli-faille d'Imouzzer-Doutama). Fig. 13

Elle a été levée à travers la cluse de Doussoulil, à partir du bassin et en remontant le sentier menant à Tiqqi. On traverse les niveaux suivants:

-Callovien: Dolomies beige puis calcaires dolomitiques à rhynchonelles: Rh. trilobata MUNST, Rh. ampla DOUV, Rh. orbignana DOUV., en bancs décimétriques.
Au sommet, la surface structurale montre de nombreuses coquilles de nérinées (N. clavus DESH) et quelques polypiers.
L'épaisseur est de 20 m.

-Oxfordien: Quatre unités lithologiques le composent:

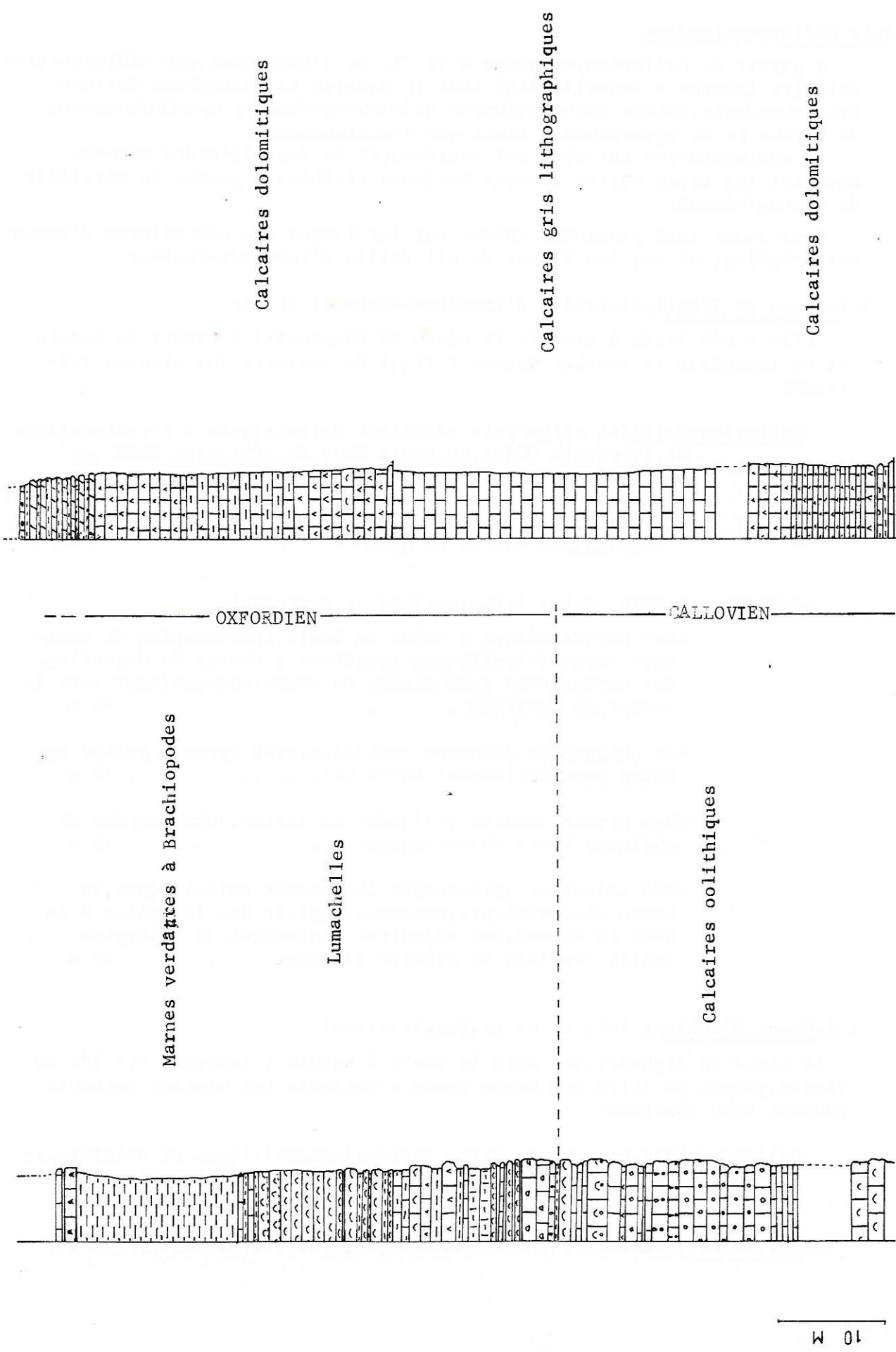
- + Des marnes bleues à débit en boule, entrecoupées de quelques bancs dolomitiques jaunâtres à débris de coquilles. Ces marnes sont très riches en macrofaune, surtout vers le sommet de la crête..... 30 m
- + De puissantes dolomies récifales, très dures, à patine rosâtre parfois, formant barre (B2)..... 20 m
- + Des marnes sombres, violacées et vertes, entrecoupées de quelques bancs dolomitiques..... 15 m
- + Des calcaires gris-sombre, légèrement dolomitiques, en bancs décimétriques, montrant parfois des laminites à la base. Au sommet, ces calcaires renferment de multiples fentes remplies de Calcite blanche..... 60 m.

4.2-Coupe d'Anklout (Fig. 14 et 16, localisation)

La cluse de Tighmert, que suit la route d'Agadir à Imouzzer des Ida ou Tanane, permet de faire une bonne coupe d'ensemble. Les niveaux suivants peuvent être observés:

-Callovien: Ensemble de calcaires variés, lumachelliques et oolithiques de couleur grise, en gros bancs à la base, puis en petits bancs..... 30 m.

-Oxfordien: +Lumachelle à brachiopodes, à interlits marneux.... 30 m.



Marnes verdâtres à Brachiopodes

Lumachelles

Calcaires dolomitiques

Calcaires gris lithographiques

Calcaires dolomitiques

OXFORDIEN

CALLOVIEN

Calcaires oolithiques

10 M

Figure 14: Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien du flanc Sud de l'anticlinal d'Anklout.

- +Marnes verdâtres à brachiopodes.....15 m
- +Calcaires dolomitiques en petits bancs.....10 m
- +Calcaires gris lithographiques, en bancs décimétriques ou centimétriques, très réguliers, facilement cassables sans faune apparente.....30 m
- +Calcaires dolomitiques et marneux.....25 m

4.2. Coupe d'Imouzzer

Elle a été levée à la cluse de Tidili (voir Fig.88) suivant la piste d'Imouzzer à Tamanar.

La série est ici moins épaisse (60 à 90 m) et les niveaux franchement marneux n'existent plus.

La succession suivante est observée (fig.15):

- Callovien: Calcaires dolomitiques ou récifaux alternant en partie avec des marnes bleues.....25 m
- Oxfordien: Calcaires variés, surtout dolomitiques, parfois récifaux entrecoupés de quelques lits de marnes bleuâtres.

Le Callovo-oxfordien a livré une microfaune assez pauvre, où seul se distingue Alveosepta jaccardi SCHRODT, apparaissant dans les niveaux moyens et datant déjà l'Oxfordien supérieur. (Dét. M. JAFFREZO).

5- Le Kimmeridgien

Il regroupe deux formations: A la base, des marnes rouges, et au sommet des dolomies et des calcaires dolomitiques. La première est rapportée au Kimmeridgien inf., la seconde au supérieur.

Les marnes rouges; encore appelées "Marnes chocolat" sont présentes dans presque tout le domaine. Leur épaisseur est de 120 m en moyenne. Elles sont plus ou moins sableuses, entrecoupées de quelques bancs dolomitiques centimétriques à décimétriques brèchoïdes parfois. Leur couleur varie au vert vers la bordure méridionale du domaine. Aucun macrofossile n'a été livré -sauf à l'Ouest, cf. AMBROGGI, 1963-, et les lavages faits n'ont pas donné de microfaune.

La formation attribuée au Kimmeridgien sup. est essentiellement calcaréo-dolomitique à huitres, entrecoupée de lits d'argiles rouges. La puissance est de 75 m. Au Cap Rhir, elle fournit une microfaune assez riche suite à une dolomitisation moins forte. (AMBROGGI, 1963)

6- Le Portlandien

Longtemps groupé avec les séries de base du Crétacé sous le terme de Jurassico-crétacé (E. ROCH, 1930), le Portlandien a pu être différencié par R. AMBROGGI (1963) à partir de faunes découvertes au Cap Rhir. Ailleurs, les auteurs continuent de le grouper avec le Berriasien faute de faunes adéquates (Carte géologique du Maroc au 1:100 000e, feuilles Tamanar etc..)

La formation est constituée par des marnes et dolomies, parfois gypsifères, puissantes de quelque 200m.

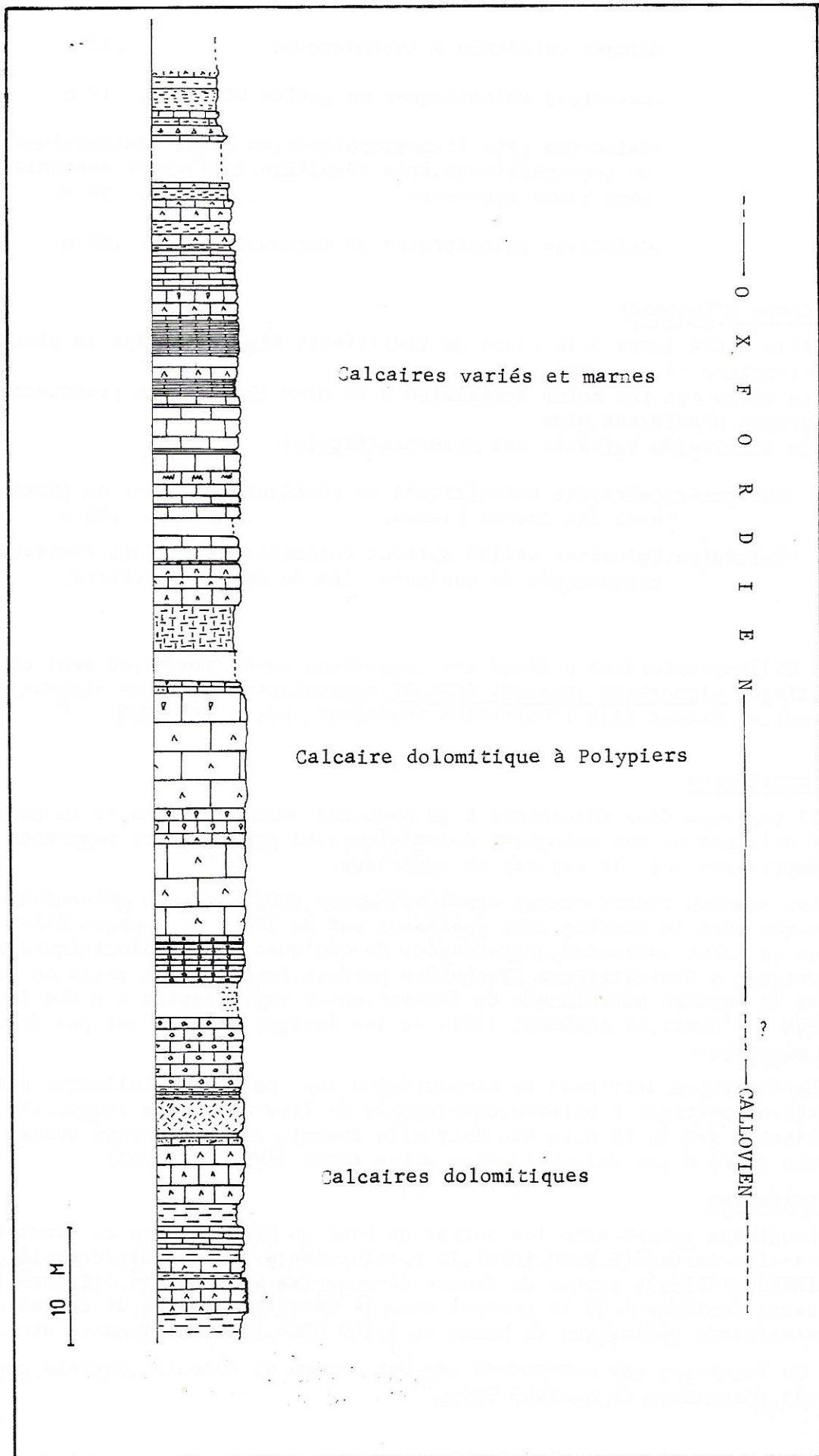
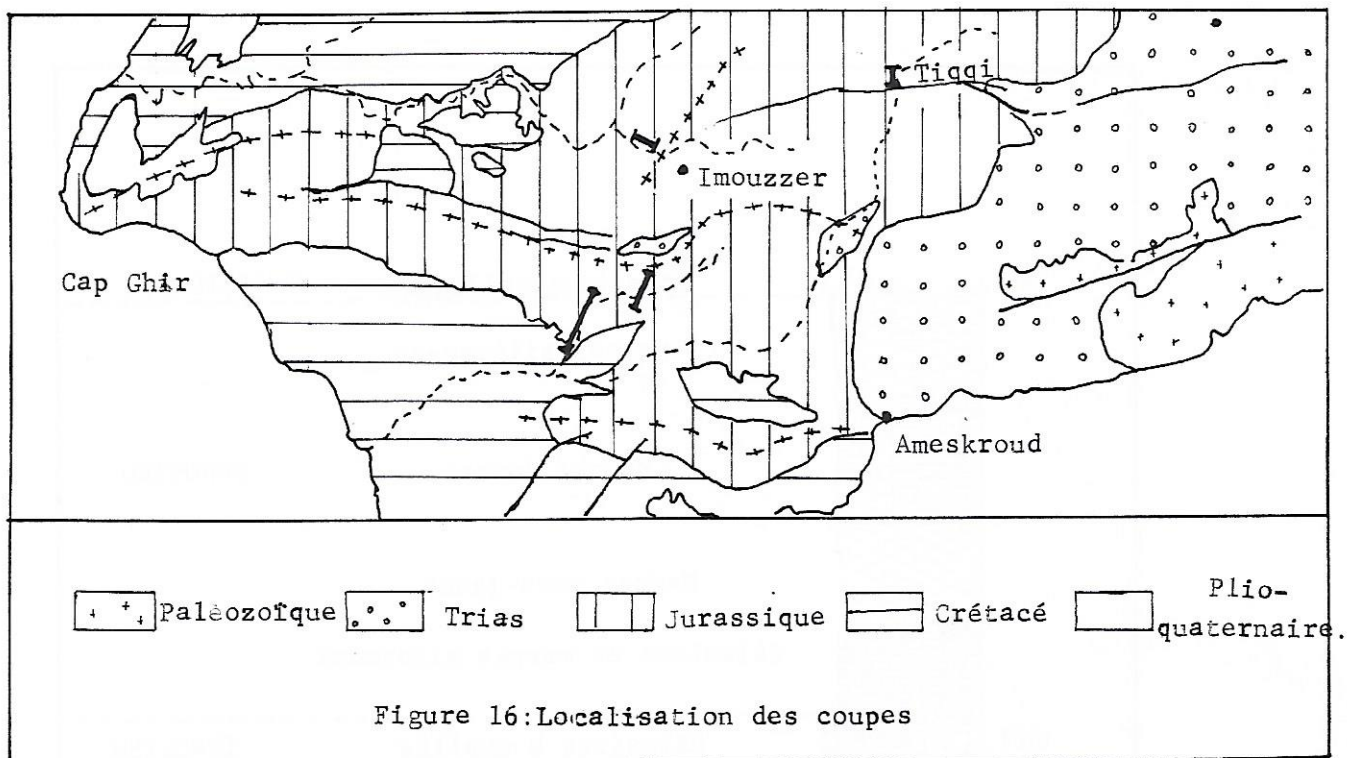


Figure 15: Colonne stratigraphique du Callovo-oxfordien du flanc Nord-Ouest de l'anticlinal d'Imouzzer (Tidili).



FORMATIONS d'après DUFFAUD 1966		FORM. d'après AGER 1980
Crétacé	Calcaires de Timsilline	Form. de Taghrat.
Portland.	Anhydrite de l'Ihchech.	Form. de Tismeroura.
Kimm. sup.	Calc. dolomit. de l'Ihchech	3,
Kimm. inf.	Marnes rouges d'Imouzzer	Form. d'Imouzzer
Oxfordien	Calcaires du Hadid	Form. d'Iggu el Behar
	Réservoir de Si. Rhalem	Form. de Lalla Oujja.
	Marnes d'Anklout	Formation d'Ouanamane
Callovien	Calcaires d'Anklout	Formation d'Ameskroud
Dogger	Dolomies de l'Amsittene	
	Grès rouges d'Ameskroud	Formation de Tamarout
Lias sup.	Dolomies d'Anklout	Formation d'Amsittene
Lias inf?	Grès rouges de l'Amsittene	
		Récif de l'Amsittene
Trias	Argiles d'Argana	

Tableau III-Corrélations et nomenclature
des séries jurassiques.
(d'après AGER, 1980)

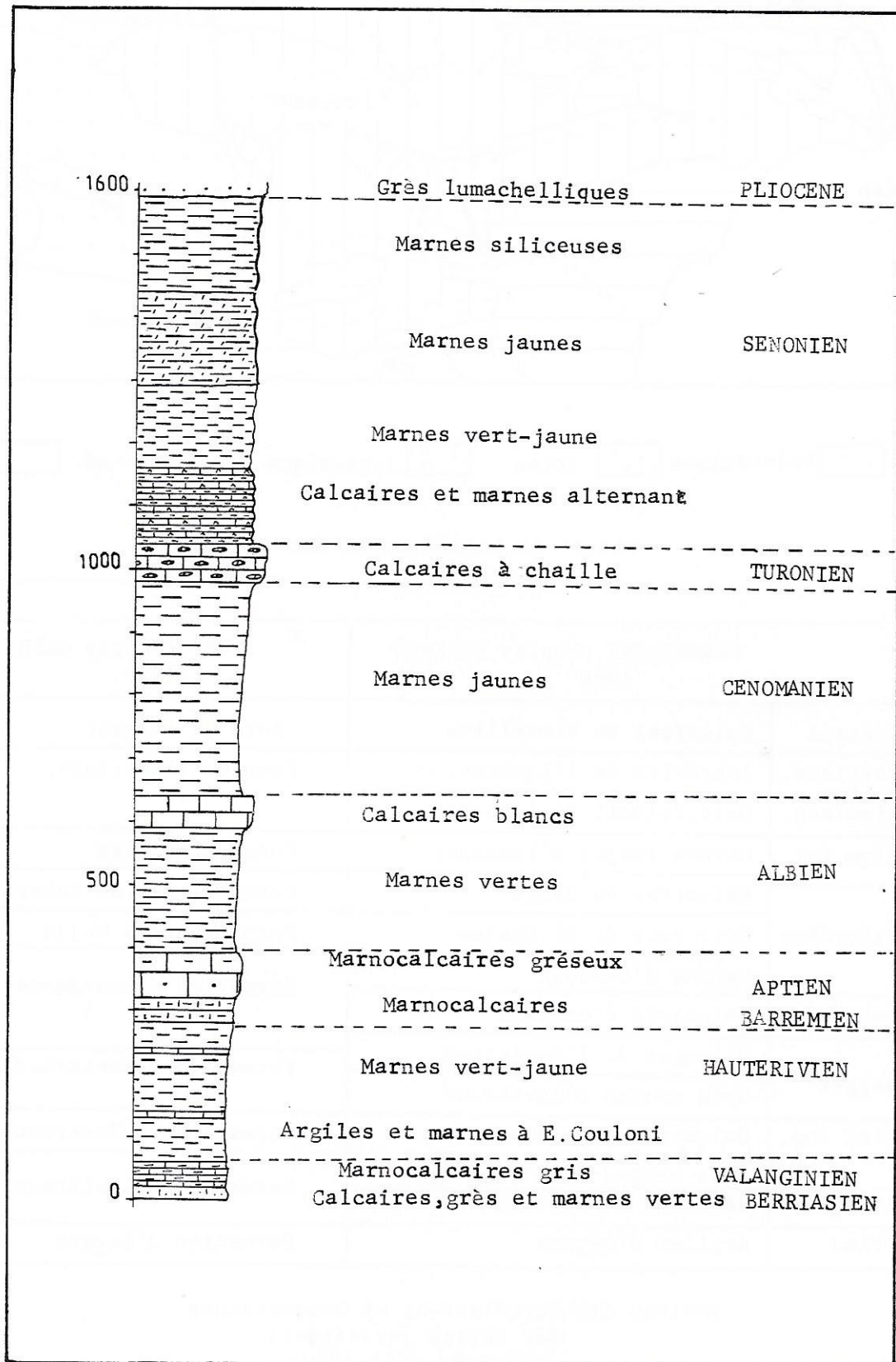


Figure 17: Colonne synthétique du Crétacé de la région d'Agadir.

7-Variations d'épaisseur et de faciès du Jurassique.

La série jurassique présente une augmentation sensible d'épaisseur suivant deux axes:

-Un axe Nord Sud: Les séries, très minces au Nord, Lias absent, Dogger très mince, Oxfordien réduit, s'épaississent progressivement vers le Sud, jusqu'à la latitude d'Ameskroud, puis s'amincissent vers l'anticlinal de Lgouz. Peu de données existent pour ce qu'il en est sous la plaine du Souss.

-Le deuxième axe est Est-Ouest. Les séries deviennent plus épaisses à l'Ouest, exception faite de la région d'Imouzzer, où elles s'amincissent.

Les faciès sont variables à différentes échelles. On se tiendra uniquement aux variations d'ordre régional.

-Le Lias, grésodolomitique au Nord (Amzri), devient marno-dolomitique à gypse vers le Sud.

-Le Bajocien-Bathonien passe d'être exclusivement conglomératique à être marneux ou argilo-gréseux.

-Le Callovo-oxfordien est beaucoup plus calcaire vers le Sud.

-Le Portlandien montre les variations de faciès les plus spectaculaires: Gypseux et marneux au Nord, il devient dolomitique à la latitude d'Anklout. Au Cap Rhir, des niveaux franchement calcaires peuvent être observés.

III-Stratigraphie succincte du Crétacé.

Le Crétacé se distingue surtout par les dépôts marneux. La stratigraphie est facilitée par l'abondance des faunes d'Ammonites et de Brachiopodes.

Nous ne nous sommes pas particulièrement penchés sur l'étude de la série crétacée, sa stratigraphie étant assez bien connue, et sa tectonique quasiment nulle, exception faite de la bordure Sud, près d'Agadir.

On se limitera à donner un aperçu succinct. Pour le détail, se référer à la thèse de R. AMBROGGI (1963).

Une colonne stratigraphique type, dressée près d'Agadir montre les formations suivantes; de haut en bas (fig. 17)

+Maestrichtien:	Marnes siliceuses	150 m
+Campanien:	Marnes jaunes	120 m
+Santonien	Marnes vert-jaune	130 m.
+Coniacien	Calcaires blancs et marnes jaunes en alternance	120 m
+Turonien	Calcaires blancs lités à chaille	60 m
+Cénomanién	Marnes jaunes	300-400 M.
+Albien	Marnes vertes et calcaires blancs	250 m.

+Aptien	Marnocalcaires gréseux et marnes vertes	70 m
+Barrémien	Marnes et marnocalcaires, grès.	40 m
+Hauterivien sup.	Marnes vert-jaunes et calcaires et marnes	125 m
+Hauterivien inf.	Argiles et marnes vertes à <u>E.couloni</u>	100 m
+Valanginien	Marnocalcaires gris,marnes vertes	20 m
+Berriasien	Calcaires,grès,marnes vertes	15 m

Variations d'épaisseur et de faciès:

Les épaisseurs et les faciès sont en général uniformes,sauf pour les termes de base,tels l'Hauterivien qui s'amincit sensiblement vers l'Est sauf à Ameskrout,où il est plus épais,mais son faciès est purement continental au sommet.

IV-Le Tertiaire

Les terrains d'âge tertiaire se localisent surtout dans la région d'Essaouira et au Sud d'Agadir(Pl.Hors texte,I)

L'Eocène est représenté par des calcaires dolomitiques et par des marnes siliceuses à Globorotalia crassata et Gl.angulata.

L'Oligocène affleurant à Agadir est gréseux et conglomératique à Mio-gypsinoïdes camplanata.

Le Pliocène,discordant ou non sur l'ensemble de la série jurassique et crétacée,affleure partout dans le domaine côtier.Assez épais (25 m par endroits),il est formé en grande partie par des grès lumachelliques.Son épaisseur au bassin du Souss,extrapolée par sondage,atteint les 600 m.

Les fossiles caractéristiques sont Chlamys excisa,Flabellipecten planomedius et Trochatella trochiformis.

V-Le Quaternaire

Représenté par des terrasses marines près de la côte,et par des tarrasses fluviatiles et par des épendages de piémont à l'interieur du continent,le Quaternaire du Haut Atlas occidental reflète les mouvements récents de l'ensemble du domaine.

Dans la région des Irohalène(cf.Infra:fig.)le Quaternaire continental est formé de cailloutis à galets divers et présente deux surfaces d'aplanissement.La plus ancienne à 1200 m,la plus récente à 1000 m.

Dans la région d'Argana,trois terrasses fluviatiles sont discernables, discutablement attribuées au Quaternaire ancien,moyen et récent;en plus des alluvions actuels.

La région côtière montre l'étagement de plusieurs niveaux,quatre au total,formés en majorité par des grès coquilliers(AMBROGGI,1963;WEIS-ROCK,1980)

VI-Remarques sur les milieux de dépôt et sur le taux de sédimentation

D'après les données recueillies, concernant épaisseurs et âges approximatifs, les observations suivantes s'imposent: (Fig. 18)

-Du début Lias à la fin du Dogger, le taux de sédimentation est resté stable de quelques 12,5 m/Ma, avec une transgression au Lias sup.

-A l'Oxfordien, un changement s'opère, le taux augmentant à 30 m/Ma, en milieu marin puis en milieu lagunaire jusqu'à la fin du Portlandien.

-Au début du Crétacé, la sédimentation est ralentie à 13 m/Ma en milieu marin puis subit une augmentation du Cénomano-turonien au Sénonien.

La plus grande partie du bassin émerge ensuite.

Si l'on admet que la sédimentation s'est faite en plateforme, les variations du taux de sédimentation sont proches de celles de la subsidence du bassin, et par conséquent, le domaine aurait subi une subsidence relativement plus lente au Lias-Dogger et au Crétacé inférieur qu'à l'Oxfordien et au Portlandien.

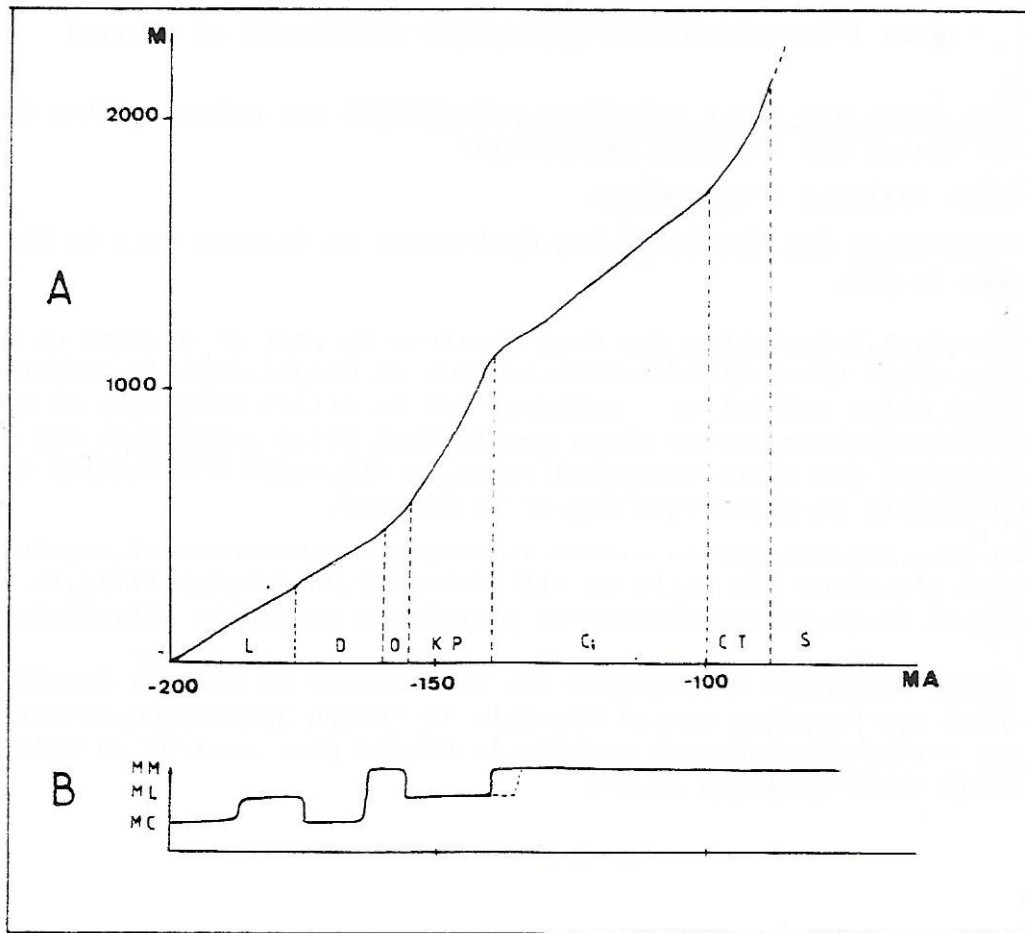


Figure 18: A, Variations du taux de sédimentation (courbe cumulative)
L, Lias; D, Dogger; O, Oxfordien; KP, Kimmeridgien et Portlandien;
Ci, Crétacé inférieur; CT, Cénomaniens et Turoniens; S, Sénonien.

B, Milieux probables de sédimentation.
MM, marin; ML, lagunaire; MC, continental.

VII-Conclusions:

La série stratigraphique du Haut Atlas occidental est originale par plusieurs caractères:

-C'est une série d'ouverture. La trilogie: détritique, évaporitique, carbonaté marin est bien observable respectivement au niveau du Trias, Lias inf. et Lias sup.

-C'est également une série de bordure atlantique par:

- +sa position actuelle, en bordure de l'Océan Atlantique,
- +l'augmentation considérable des épaisseurs vers l'Ouest,
- +les caractères corrélables avec la géodynamique atlantique:
 - .un rift continental, auquel correspondent les séries détritiques,
 - .une ouverture avec invasion marine franche au Callovien, correspondant à la première crise de subsidence: c'est le stade "Tethys atlantique".
 - .ensuite, une deuxième crise de subsidence, au Cénomaniens, corrélable avec l'ouverture de l'Atlantique méridional et central

-C'est aussi une série atlasique, ressemblant aux autres séries du reste de la chaîne par certains caractères:

- +Même trilogie d'ouverture,
- +Variations des faciès et des épaisseurs se faisant vers le Nord et vers le Sud.

Cependant, l'évolution des deux domaines de part et d'autre du Massif ancien s'est faite différemment, surtout au Dogger, période pendant laquelle le Haut Atlas central et oriental est un sillon subsident où se fait une sédimentation marine alors que le Haut Atlas occidental est émergé recueillant une série terrigène rouge. La disparité d'évolution est encore plus marquée au Jurassique sup. et au Crétacé.

En gros, pendant que le sillon atlasique centro-oriental voyait son évolution s'arrêter (on parle de "Rift avorté", R. du Dresnay, 1975), le bassin occidental évoluait "normalement" en plateforme marginale atlantique.

Cette disparité d'évolution met en évidence le rôle du Massif ancien en tant que barrière contre laquelle la Tethys jurassique, venant du NE s'est arrêtée, contournant ensuite la Méséta pour arriver au golfe de l'Atlas occidental par le NW.

ANALYSE DES IMAGES -SATELLITE

Image LANDSAT	E-1445-10383	E-2351-102 63	E-1247-10414	E-1103-10411	E-2010-10272	E-2369-10264
DATE	11-10-73	08-01-76	27-03-73	03-11-72	01-02-75	26-01-76
Coordonnées Centre	N 31°49' W 008°50'	N 31°40' W 008°53'	N 30°20' W 009°25'	N 30°05' W 009°14'	N 30°15' W 008°35'	N 30°12'
Canal utilisé	composition colorée	7	6	7	7+ comp. color.	7+ comp. color.
Couverture nuages	Faible	Faible	Très faible	Importante	Null	Faible
Couverture neige	nulle	Importante	Très faible	Null	Très faible	Faible
Qualité	Bonne	Assez bonne	Moyenne	Passable	Excellente	Excellente (document traité)
Domaines structuraux couverts	Rehamna (S) Jbilet (C,W) Haouz (W) Atlas (NW)	mêmes que E-1445-10383	Atlas occidental Souss Kerdouss	Atlas occidental (S) Souss Kerdouss Ifni	Anti-Atlas (W) Souss Atlas occidental (S)	Atlas occidental Souss Kerdouss

1

2

3

4

5

6

Tableau IV: Documents LANDSAT utilisés. Les chiffres en bas du tableau correspondent à ceux de la fig. 19.

I- Documents utilisés:

1- Données LANDSAT (tableau IV et fig.19)

La qualité de ces documents pris par le capteur MSS, canaux 4,5,6,7 est très bonne, les couvertures végétale et nuageuse étant nulles ou minimales. La grande surface couverte (185x185 Km), la faible déformation des bords et l'aptitude à l'agrandissement jusqu'au 1:250 000 permettent d'effectuer une bonne télé-analyse de l'ensemble des données morpho-structurales de la région, et d'aboutir par conséquent à une cartographie géologique relativement précise.

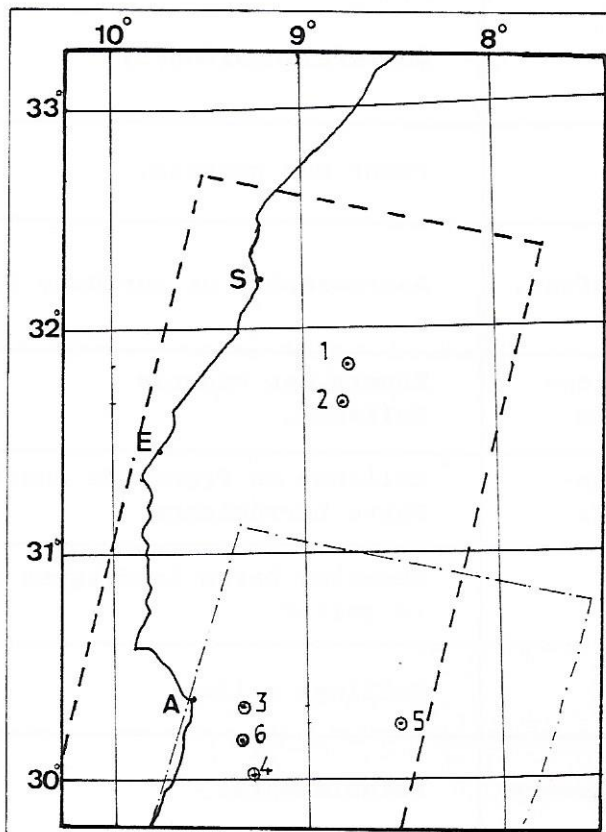


Figure 19: localisation des images spatiales. Les tiretés correspondent aux limites des images. Les chiffres renvoient à ceux du tableau IV, p.46.

2- D'autres données.

Depuis les missions APPOLLO et GEMINI, des photographies spatiales peuvent être utilisées. Les meilleurs documents proviennent de la mission GEMINI (photographie 5-1-5) couvrant la région du Jbel Ammsitten à la plaine du Souss et du couloir d'Argana à la côte atlantique.

La possibilité d'observer des teintes voisines de l'aspect naturel des terrains est offerte par ces photographies prises en couleur.

II- Caractéristiques des principales formations:

Nous avons différencié les formations par certains caractères distinctifs, notamment la lithologie, le relief qu'elles forment, la texture et la teinte observée sur les images-satellite en noir et blanc ou sur compositions colorées (tableau V et fig.20).

<u>LITHOLOGIE</u>	<u>AGE</u>	<u>RELIEF</u>
Schistes, quartzites (Massif anc., Jbilet)	Paléozoïque	Très fort dans le Massif anc. Faible dans les Jbilet.
Argiles, grès, conglom. (couloir d'Argana)	Permo(?) - Trias	Concave vers le Nord, fort vers le Sud.
Basalte (Argana)	Trias-Lias	Collines molles
Marnes, dolomies mar- neuses, gypse. (Argana, Ida ou Tanane)	Lias sup.	Barre(N), chainon(S)
Argiles, grès, conglom. (Ida ou Tanane)	Dogger	Front des cuestas.
Calcaires (Ida ou Tanane, Argana, Amsitten, Hadid)	Callovo-Oxford.	Barre-repère et surfaces struc.
Marnes, dolomies (Ida ou Tanane, Haha)	Kimmeridgien- Portlandien	Revers des cuestas Collines.
Marnes et dolomies (Haha)	Hauterivien- Albien inf.	Collines ou fronts de cuestas Barre barrémienne.
Dolomies (Haha)	Albien sup.	Deuxième barre importante dans le relief.
Marnes (Haha, N)	Cénomanién	Collines molles
Dolomies, marnes (Haha, N)	Turonien-Eocène	Entablements.
Grès, lumachelle (Côte)	Pliocène	Plaines et plateaux côtiers.
Limons, encroûtements, sables, alluvions. (Souss, Haouz, côte)	Quaternaire	Plaines, vallées, plages.

Tableau V: Caractéristiques des principales formations observées sur les images LANDSAT.

Teinte LANDSAT	Couleur GEMINI	Couleur naturelle à l'affleurement	TEXTURE
Gris foncé Vert-olive sur c.c.	Brun clair	Verdâtre	Très découpé. Cours subrectilignes dans le Massif anc.
Gris foncé	Rouge	Rouge	Assez homogène. Quelques bancs.
Gris foncé	Brun	Vert	Très découpé. Ravins subrectil.
Blanc	Blanc ou gris	Beige ou blanc	Ravins transversaux.
Gris	Brun	Rouge	Homogène
Gris foncé	Marron foncé	Gris ou beige	Surface très homogène
Gris foncé	Rouge, beige	Rouge, beige	Très découpé et raviné.
Blanc	Jaune	Vert ou jaune	Assez découpé dans les Haha
Grisâtre	Brun clair	Jaune	Surface très homogène. Quelques ravins.
Blanchâtre	Jaune	Jaune	Ravinement fréquent
Gris foncé, noir	Brun clair	Brun	Peu entaillé au S. Très entaillé au N.
Grisâtre	Brun, jaune	Jaune	Assez homogène dans l'ensemble
Claire à foncée suivant la source d'alimentation.	Variable	Variable	Variable.

Tableau V (suite)

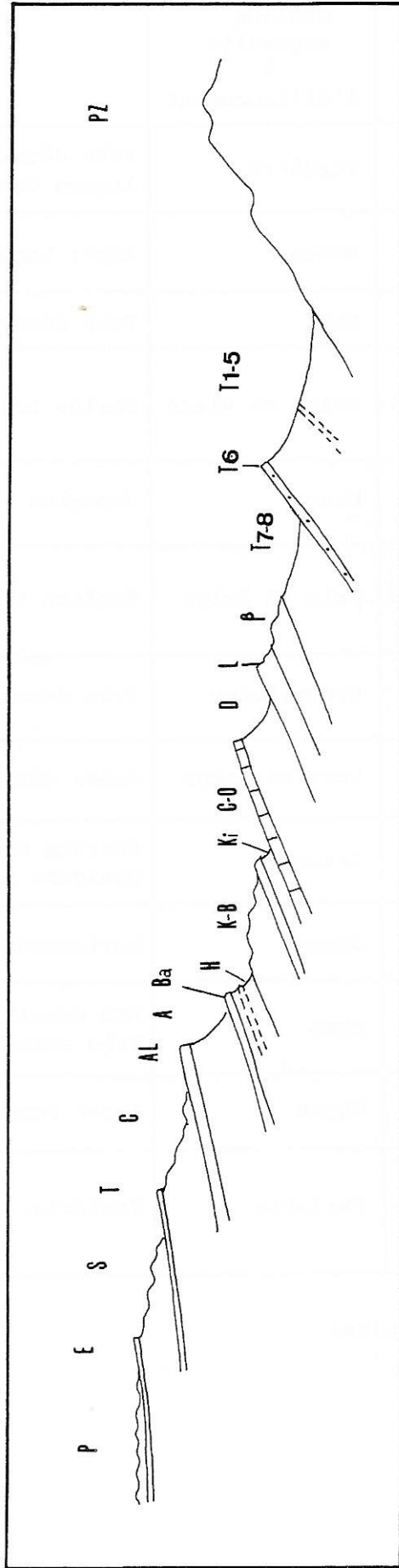


fig.20:Relief des différents terrains observés sur les images-satellite.

T, Trias; Basaltes; L, Lias sup.; D, Dogger, C-O, Callovo-Oxfordien;
 Ki, Kimmeridgien inf.; K-B, Kimmeridgien sup. à Berriasien; H, Haute-
 rivien; Ba, Barrémien; A, Aptien et Albien inf.; AL, Albien sup.; C, Cé-
 nomanien; T, Turonien et Eocène; P, Pliocène; PZ, Paléozoïque.

III-Méthodologie:

Nous avons adopté la méthode de "l'analyse intégrale" qui cherche à reconnaître tous les objets géologiques possibles observables sur les images spatiales, elle comprend:

- la définition et la caractérisation des formations lithologiques;
- le repérage des couches et leur représentation par les traces observables;
- l'estimation des pendages par l'intermédiaire des surfaces structurales et des chevrons
- l'analyse de la fracturation concernant notamment:
 - +la caractérisation des failles:cassures dont le rejet n'est pas nul à l'échelle d'observation.Elles s'expriment généralement dans la topographie par des contrastes lithologiques ou de teinte,bien marqués par des décalages de traces de couches ou de limites de formations,et sont assez souvent empruntées par le drainage.Le rejet visible n'est, en général,qu'apparent.
 - +la caractérisation des "fractures indéterminées":cassures à rejet trop faible pour s'exprimer à l'échelle des images-satellite,ou mal argumentées par des décalages ou des contrastes lithologiques.
 - +enfin,la caractérisation des linéaments:par ce terme,nous entendons "grands alignements de phénomènes variés,observables sur les images et sur le terrain".Ce sont de grandes structures linéaires,qui ne sont pas elles-mêmes des failles simples,mais des alignements de failles,crêtes,vallées,plis etc..

L'analyse de la fracturation est visualisée sur des rosaces dressées pour différentes régions ou secteurs d'étude pour les nuancer:socle et couverture, domaines plissés et tabulaires...

L'analyse intégrale comprend également la consultation des cartes géologiques existantes pour préciser l'âge des formations,connaître les interprétations des auteurs,procéder aux différentes corrections et établir d'éventuelles hypothèses

L'aboutissement final est l'élaboration d'une "carte géologique téléanalytique" au 1:1 000 000,au 1:500 000,et parfois même au 1:250 000.

Nous en avons élaboré une au 1:500 000,qui fait ressortir plus de détails que la carte géologique du Maroc établie à la même échelle par G.Choubert (1952-57).

Parmi ces détails on peut citer le plus grand nombre d'unités stratigraphiques cartographiées,les pendages des couches,les traces de bancs et la fracturation détaillée.

La technique utilisée comprend:

- l'observation des images sous stéréoscope à miroirs (WILD ST 4 et OLD DELFT SCANNING).pour cela,nous avons utilisé des scènes couvrant la région à étudier mais n'appartenant pas à la même orbite.
- l'observation en pseudostéréoscopie lorsque la possibilité d'utiliser des scènes d'orbites différentes n'est pas possible.Elle consiste à observer deux images d'une même scène de canaux différents.
- l'utilisation des compositions colorées,obtenues sur visionneuse multispectrale en attribuant à chaque canal une teinte donnée:canal 4 en bleu,canal 5 en vert,canal 7 en rouge.

IV-Géomorphologie:

Les limites entre les formations lithologiques coïncident souvent avec des traits topographiques nets dans le paysage. A un contraste lithologique correspond un contraste topographique. Quelques exemples serviront à illustrer ce fait (fig.20):

- la limite Jurassique-Crétacé correspond presque toujours à une dépression assez profonde creusée par les cours d'eau dans les assises tendres du Crétacé basal.
- la limite Paléozoïque -Trias est également une dépression.
- la limite Dogger-Oxfordien est toujours représentée par une barre bien visible dans le relief, suite à l'érosion des assises tendres du Dogger et à la résistance des calcaires callovo-oxfordiens.

En outre, comme nous l'avons indiqué ci-dessus, les surfaces structurales des formations permettent de déterminer le sens du pendage et sa valeur approchée de même que l'observation des chevrons, bien que dans ce cas la fiabilité est limitée, surtout dans les pays marneux ou schisteux dont le modelé peut induire l'observateur en erreur.

Les failles s'expriment souvent par des limites topographiques nettes: si elles affectent une surface structurale, la limite entre les compartiments peut être visible; sinon, c'est à partir de l'observation des effets de l'érosion différentielle que souvent la reconnaissance des failles peut se faire. Les failles de socle des Jbilet montrent les meilleurs exemples ainsi que certains accidents dans la région d'Essaouira-Safi (cf. infra).

V-Résultats:

1-Domains de socle (cartes téléalalytiques h.t.)

1.1-Les Jbilet:

C'est un domaine hercynien plissé et granitisé. La direction des plis est la direction hercynienne classique N-S, s'infléchissant à l'Est et devenant en partie NE-SW.

Les contacts plats signalés par les auteurs apparaissent à peine, par contre, les failles subverticales sont très visibles, de direction dominante ENE-WSW (fig.21), et correspondent en grande partie à des décrochements, décalant visiblement certaines barres: strates ou filons.

L'accident le plus important, que nous appellerons "accident bordier septentrional", de direction ENE-WSW, délimite morphologiquement une région de collines au Sud, et une plaine au Nord. Structuralement, il délimite en partie, le socle paléozoïque et sa couverture mésozoïque et cénozoïque.

Il est constitué par deux branches rectilignes, légèrement décalées: dans la branche Est, le compartiment Nord formé de matériel récent, semble affaissé par rapport au compartiment Sud. A l'Ouest, l'accident semble plutôt décrochant à jeu dextre, affectant uniquement le socle.

La carte géologique des Jbilet au 1:200 000 de P. Huvelin montre que l'endroit de passage de cet accident correspond à la limite socle-couverture, sans signaler de contact tectonique.

Cet accident semble avoir joué au moins deux fois: d'abord en décrochement dextre d'âge tardihercynien, puis en faille normale à regard Nord, affaisant la couverture du bassin de Bahira-Tadla.

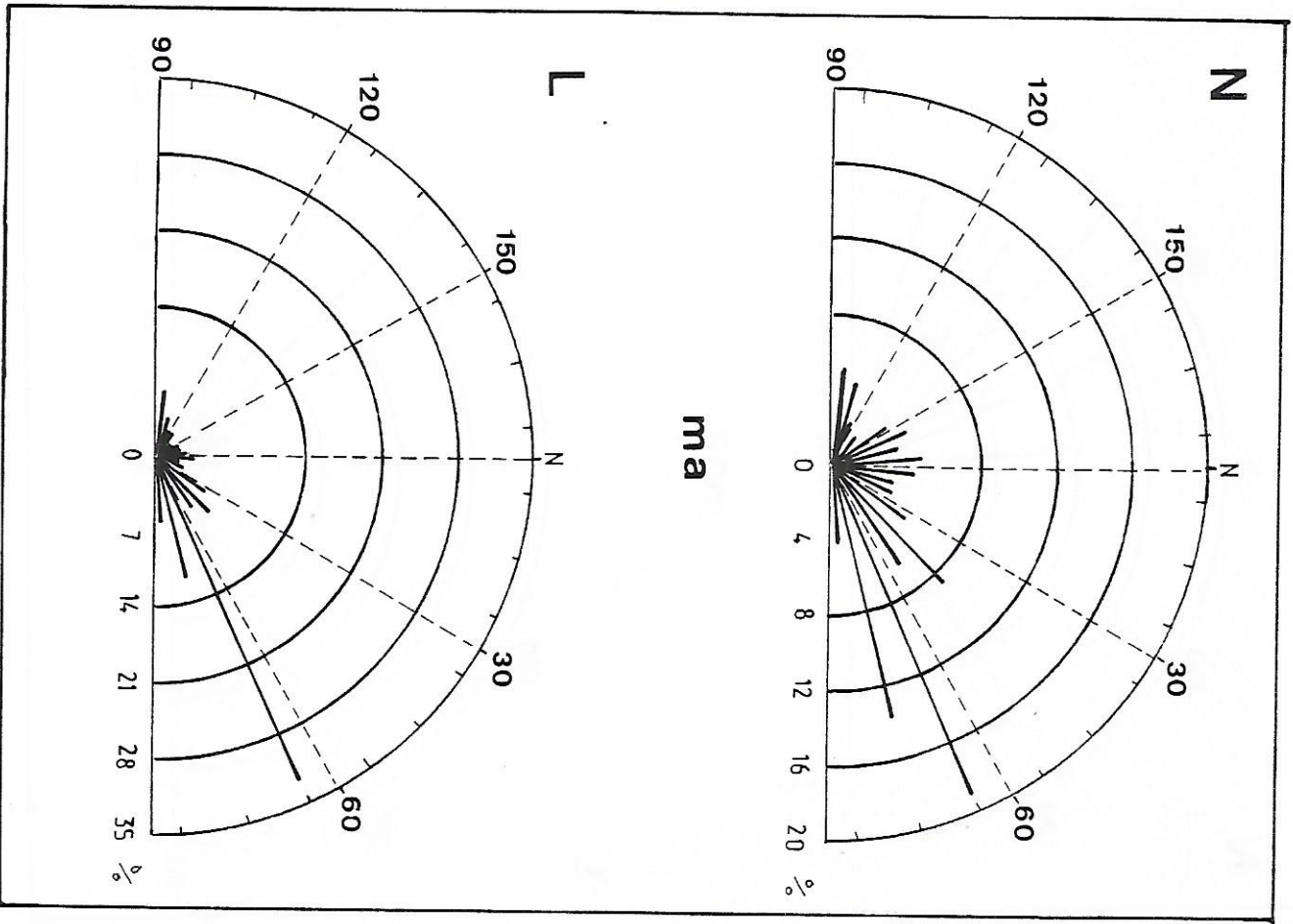
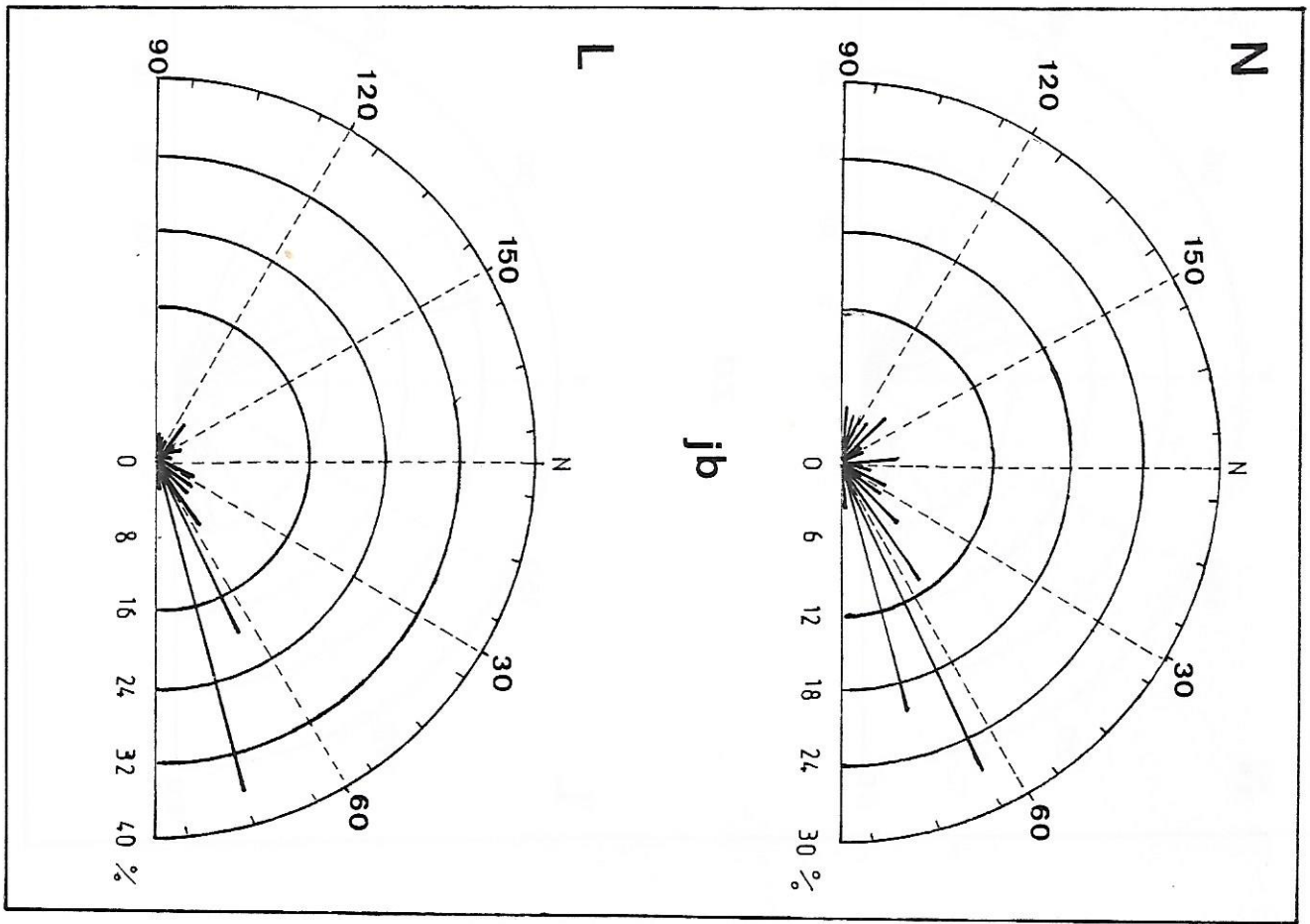


Fig.21:Diagrammes de distribution de la fracturation dans le socle
 N, en fréquence cumulée L, en longueur cumulée.

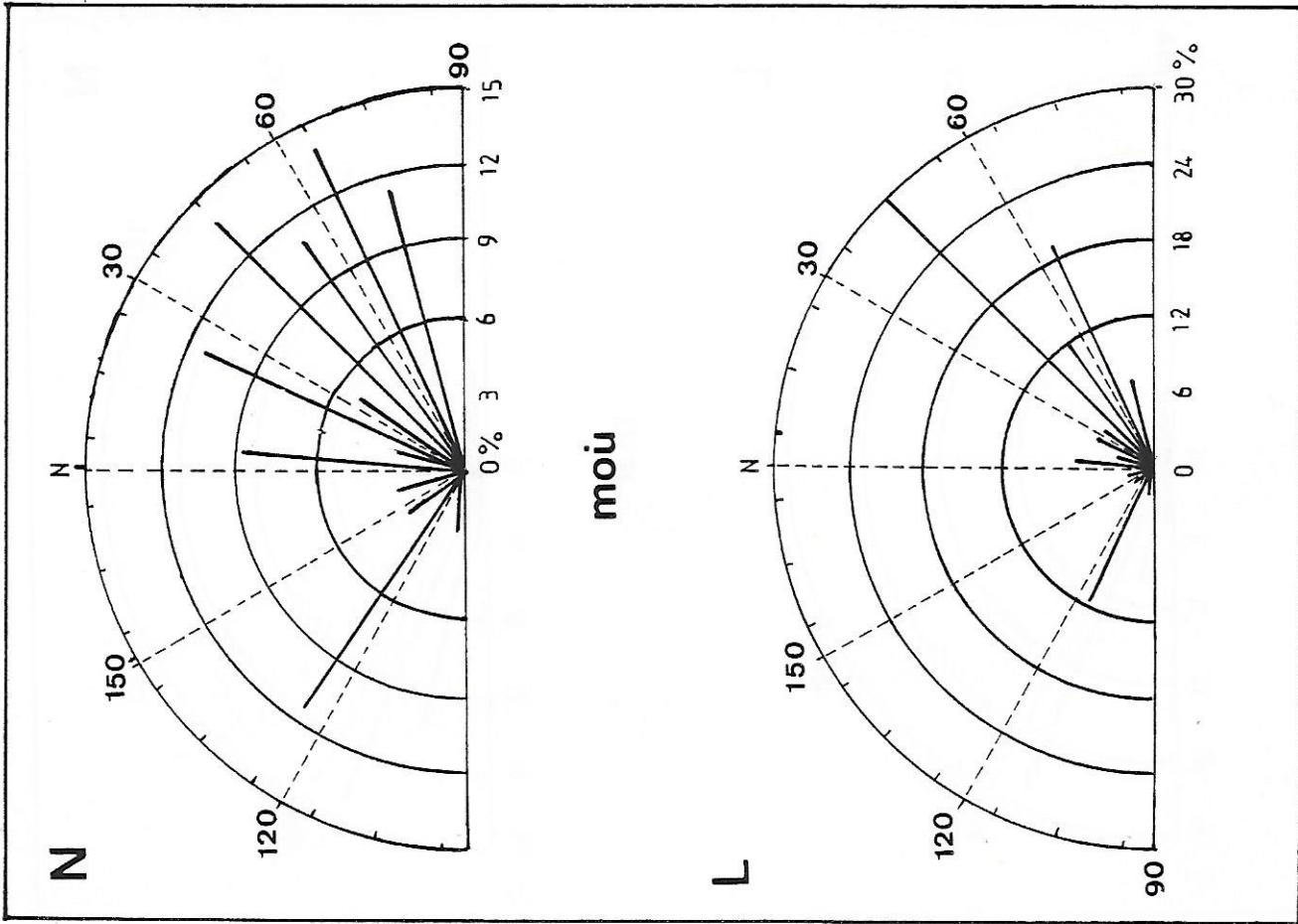


fig.22 Diagramme de distribution de la fracturation dans les Mouissat (même légende que fig.21)

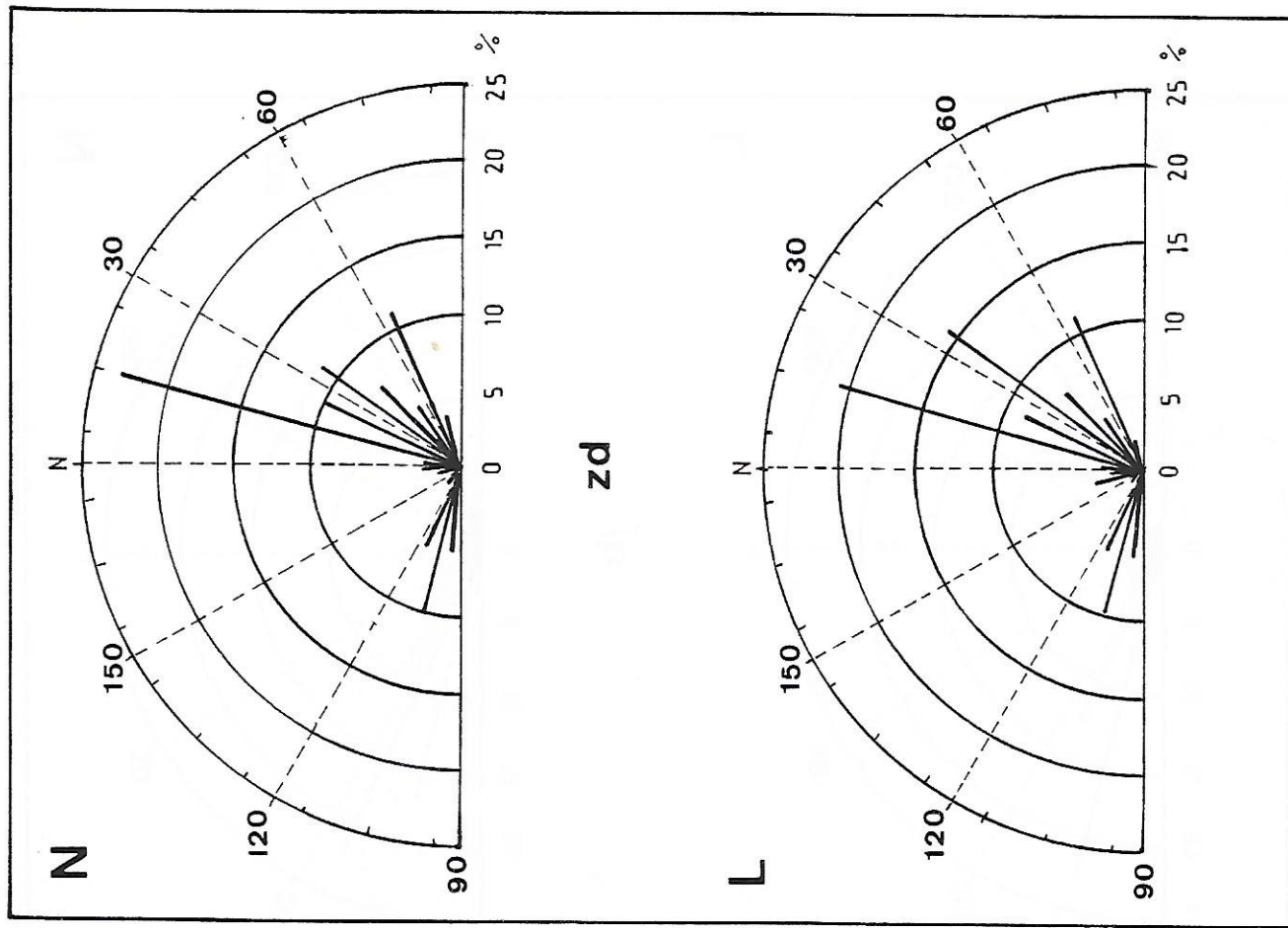


fig.23:Diagramme de distribution de la fracturation dans la zone des dômes (même légende que fig.21)

1.2.-Le Massif ancien

A ce massif correspond la plus grande partie de la haute chaîne. Ici, la direction des plis n'est plus observable sauf rares exceptions, le matériel plus ou moins schisteux et cristallin ne permettant pas l'observation des traces de couches. Quelques bancs de direction NE-SW peuvent être cependant repérés au Nord du domaine.

Les structures cassantes sont mieux exprimées, et limitent le massif à ses bords nord et sud. Les accidents les plus importants sont de direction ENE-WSW (fig. 21); certains se prolongent dans le Trias et même dans le Jurassique et le Crétacé. La retombée de la chaîne vers le Nord et vers le Sud se fait par paliers successifs, limités par des accidents selon un jeu inverse.

Ces accidents ENE-WSW ont eu, d'après plusieurs auteurs, une histoire complexe: décrochants dextres à la fin du Paléozoïque (tardihercyniens), décrochants senestres ou chevauchants au secondaire et au tertiaire. Le jeu le plus visible sur les images est inverse en général, les bancs se verticalisant près des failles.

2-Domains de couverture

2.1-Les bassins cénozoïques et quaternaires (Haouz, Souss):

Ces bassins montrent de grands épandages (cônes de déjection) au pied des grands reliefs. Les structures se limitent à quelques accidents plus ou moins rectilignes, courts, en bordure des pointements paléozoïques dans le Haouz.

2.2-La couverture mésétienne à l'Ouest des Jbilet: les Mouissat.

Elle correspond à un grand monoclinal à pendage Ouest. De multiples structures linéaires y sont visibles; la plus importante est un linéament long de 50 Km, de direction NE-SW, séparant morphologiquement au NW une région à relief mou, couverte de dépôts récents, et au SE une région plus en relief, très ravinée. La carte géologique au 1:200 000 (carte géologique de la Méséta entre Mechrâ Benâbbou et Safi, par M. GIGOUT) n'est pas explicite sur cette structure; le schéma structural indique simplement "flexure de la Méséta".

En fait, ce linéament peut être interprété comme une paléoligne de rivage (pliocène?), comme une flexuration des séries jurassico-crétacées, ou les deux à la fois. La présence marquée de dépôts pliocènes au NW, et leur absence au SE est un argument en faveur de ces hypothèses. Dans ce cas on pourrait envisager un profond accident de socle responsable de cet affaissement.

En outre, on a pu recenser de nombreux alignements interprétables comme des fractures probables, rectilignes en général, de direction très variable (fig. 22).

2.3-La zone des dômes

Elle s'étend de l'Oued Tensift au Nord, au Jbel Amsitten au Sud. Les dômes, au milieu du bassin apparaissent en structures circulaires ou légèrement allongées, séparées par des cuvettes. Les bordures Est et Sud montrent de nombreux plis, de direction générale E-W; la bordure Ouest, par contre, donne des plis NNE-SSW à NE-SW. Les plus remarquables sont ceux du Tidzi, diapir à percée linéaire, et du Jbel Hadid formé par trois plis en échelon.

La fracturation est importante, de direction générale NNE-SSW (fig.23) sauf près des plis bordiers, où la direction est E-W.

Un linéament important, "linéament Tafelney-Hadid", de direction NNE-SSW se situe à l'Ouest de l'anticlinal-diapir de Tidzi, et s'étend jusqu'au J.Hadid sur près de 50 Km. De même que celui décrit ci-dessus dans les Mouissat, ce linéament sépare deux zones: l'une à l'Est, en relief; l'autre à l'Ouest, plane, occupée en majorité par des dépôts pliocènes. Il s'agirait en fait de la même structure décrite antérieurement, mais qui s'exprime mieux ici. Il est intéressant de constater que le "pli" de Tidzi est parallèle à cette structure, d'où la probabilité d'une interdépendance faille-montée diapirique: le diapir serait monté à la faveur de la faille.

Il est à remarquer que ce linéament n'est identifiable sur aucune carte géologique établie à ce jour.

Les fractures NNE-SSW, très nombreuses près du linéament, correspondent très certainement à la continuité du pli de Tidzi vers le Nord. Ces fractures, qu'aucune carte géologique ne montre, sont soit des failles d'effondrement ou des fractures d'extension. Le secteur allongé qu'elles affectent rappelle fortement un bombement.

Les plis bordiers E-W sont interprétables comme issus d'une compression N-S; cependant, leur position relative, en échelon, suggère le jeu d'un accident sous-jacent (cf. infra). Pour l'anticlinal du J.Hadid, de direction NE-SW, on peut avancer trois hypothèses:

- une compression NW-SE, perpendiculaire aux plis;
- une montée diapirique perçante;
- un rejeu en décrochement sensstre d'une faille normale de socle, de direction NE-SW, se traduisant en surface par trois plis en échelon. La direction de compression est subméridienne.

L'hypothèse la plus tentante reste la troisième, d'autant plus que les trois plis se trouvent au point de concours de deux grands linéaments.

L'âge du rejeu serait post-crétacé, et peut être post-pliocène puisque SUTER (1951) mentionne la présence de pliocène sur la voûte d'un des trois plis.

2.4-Le domaine tabulaire des Haha:

C'est le domaine des plateaux évoqué antérieurement. Quasiment horizontal, il est un peu relevé vers l'Est, à l'approche du couloir d'Argana. Seules quelques failles perturbent l'ensemble, dans le Trias plus particulièrement.

Vers le NE, quelques structures intéressantes sont visibles, notamment un effilement de série jurassique sous le Crétacé, et quelques accidents WNW-ESE visibles au sein du même Crétacé.

2.5-Le domaine plissé:

Les plis sont ici très importants, formant une suite d'anticlinaux et de synclinaux de direction générale WNW-ESE, sauf quelques exceptions: Imouzzer, Anklout, de direction NE-SW (fig.24).

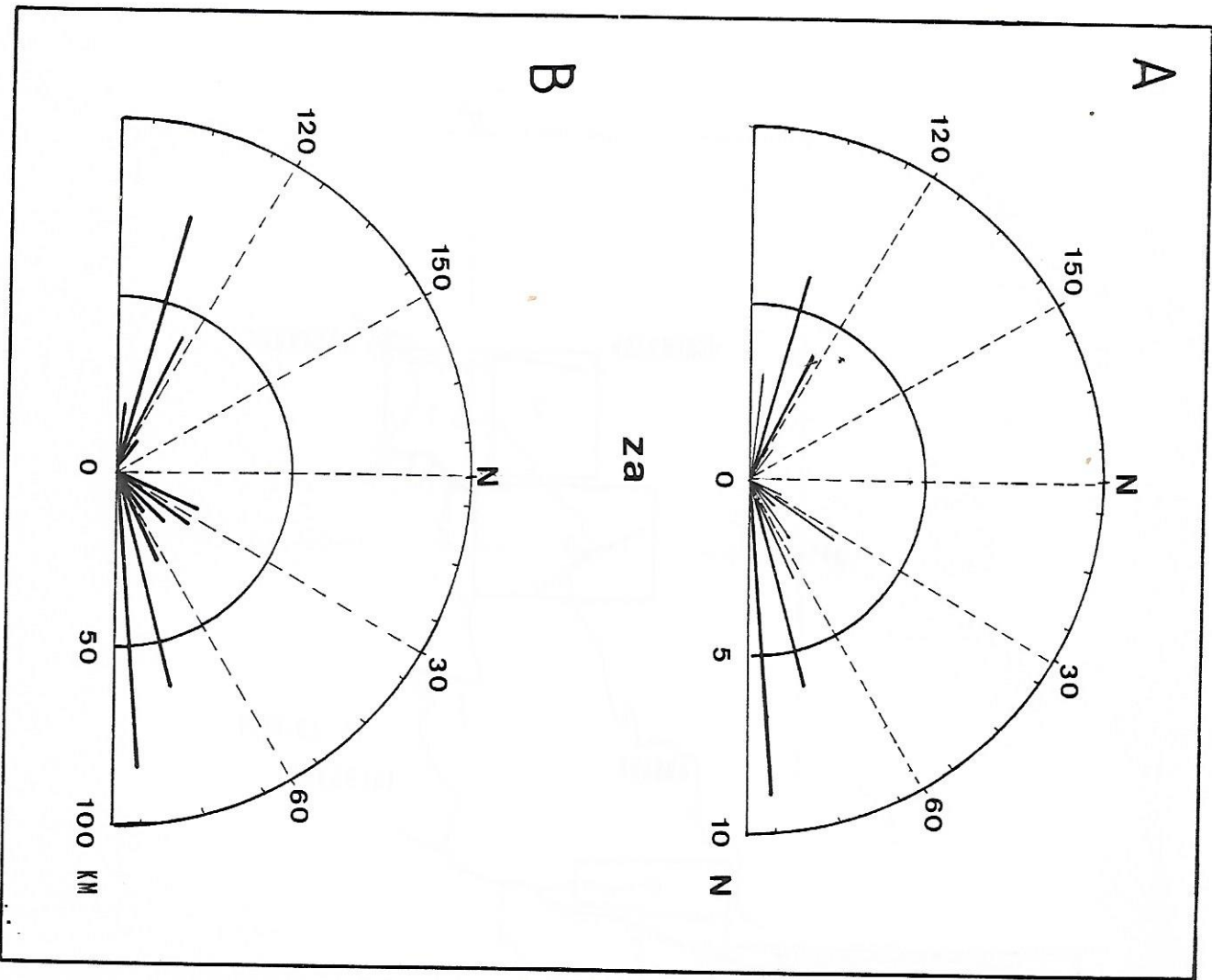


Fig.24: Diagramme de distribution des axes de pli.A, en fréquence cumulée; B, en longueur cumulée

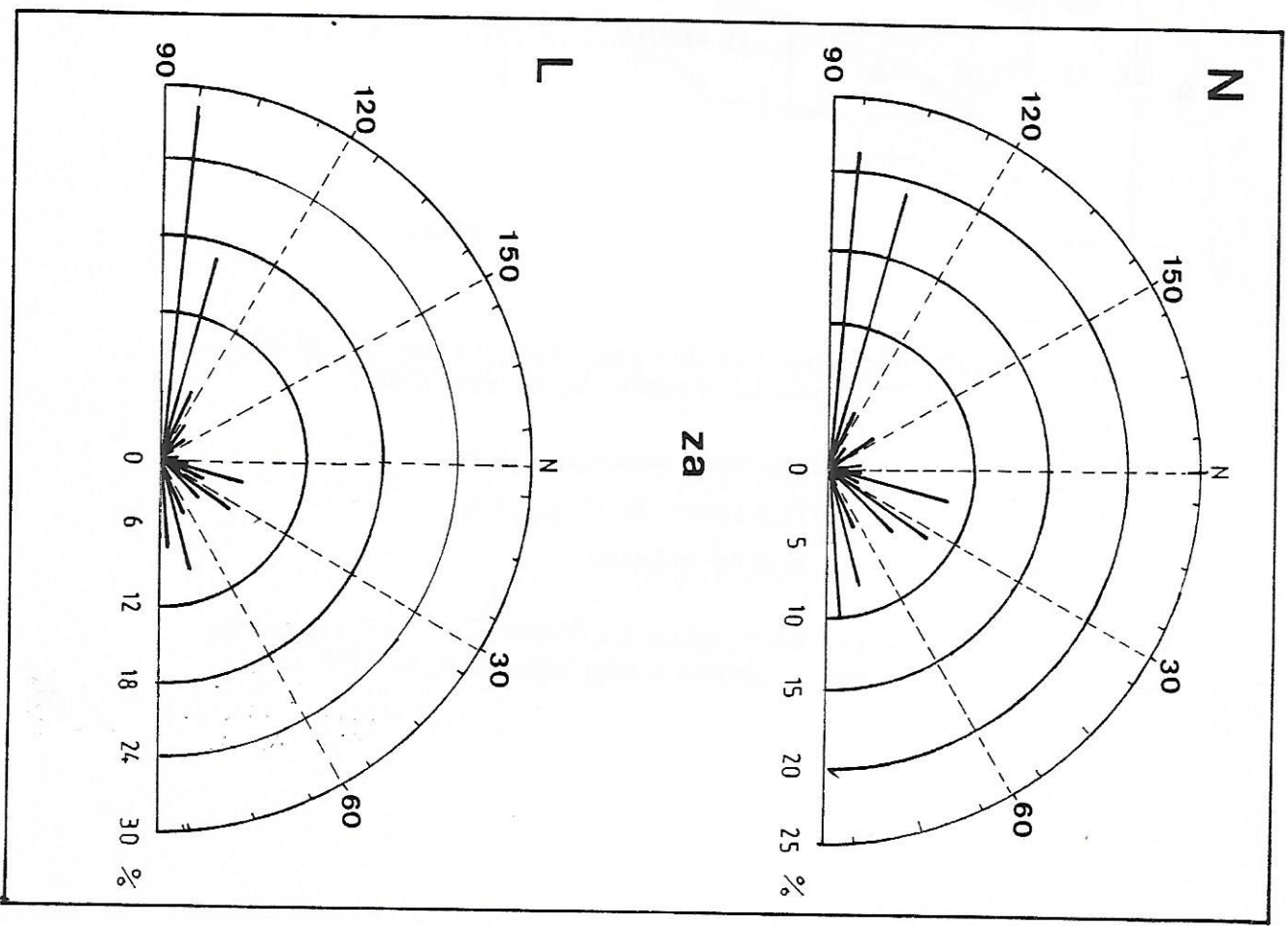


fig.25: Diagramme de distribution de la fracturation dans le domaine plissé. Même légende que fig.21.

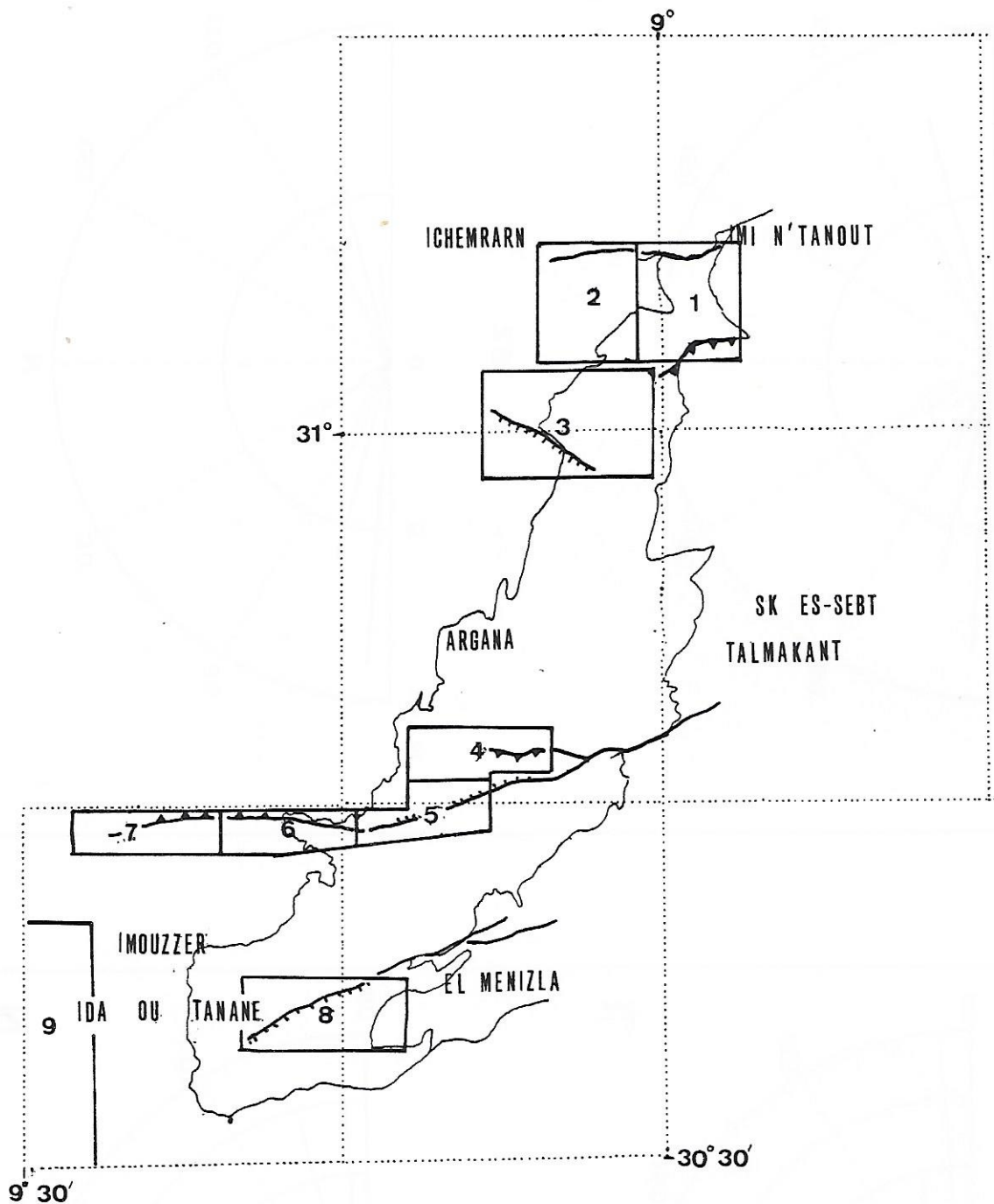


fig.26: Localisation des principaux secteurs d'étude choisis d'après la télédétection

- 1 à 3: Secteur Nord-atlasique
- 4 à 7: Accident de Bigoudine
- 8 et 9: Zone axiale.

-(les rectangles en pointillés correspondent aux coupures topographiques au 1:50 000).

La part des accidents est très importante (fig.25), la direction générale étant celle des plis sauf près d'Agadir, où les accidents sont selon une direction NE-SW.

Le Trias montre de nombreux accidents, se prolongeant dans le Paléozoïque et dans la couverture. Les plus importants sont ceux de Bigoudine et de l'Oued Issène.

Il est à remarquer le changement de direction des structures par rapport au domaine de socle passant, en partie, de N070-080 à N110-120. Nous nous pencherons sur ce problème en particulier.

3-Principaux problèmes mis en évidence par la téléanalyse.

- a-Certains accidents, prenant naissance dans le Paléozoïque ou dans le Trias "meurent" à l'approche de la couverture jurassico-crétacée (Imi n'Tanoute, Argana, O. Issène) ou s'y introduisent (Bigoudine, Amzri). S'agirait-il d'un simple amortissement latéral ou de failles synsédimentaires dont le rejet diminue avec le temps, c'est à dire avec l'âge des terrains affectés?
- b-Le socle et le Trias se comportent rigidement, montrant surtout des fractures par contre, la couverture montre de nombreux plis. Cette différence est-elle due à un décollement, et si oui, quelle est l'assise "savon"?
- c-Certains plis se distinguent par leur direction NE-SW, dite "atlantique" et coïncident mal avec une compression méridienne à l'origine des plis ENE-WSW. D'une manière plus générale deux grandes directions de fractures apparaissent: ENE-WSW (atlasique) et NNE-SSW (atlantique).

4-Secteurs d'étude (fig.26)

4.1-Secteur nord-atlasique (n°1,2,3)

C'est la limite Nord du couloir d'Argana, et du Massif ancien. Certaines structures y présentent un intérêt particulier: Imi n'Tanoute est le lieu de rencontre de plusieurs accidents importants, et de phénomènes stratigraphiques observés par téléanalyse. La plus importante structure est un accident de 60 Km de long, délimitant à sa partie orientale le bassin du Haouz au Nord et le Massif ancien au Sud; et à sa partie occidentale le Crétacé au Nord et le Trias ou le Jurassique au Sud.

4.2-La zone axiale (n°4 à 9)

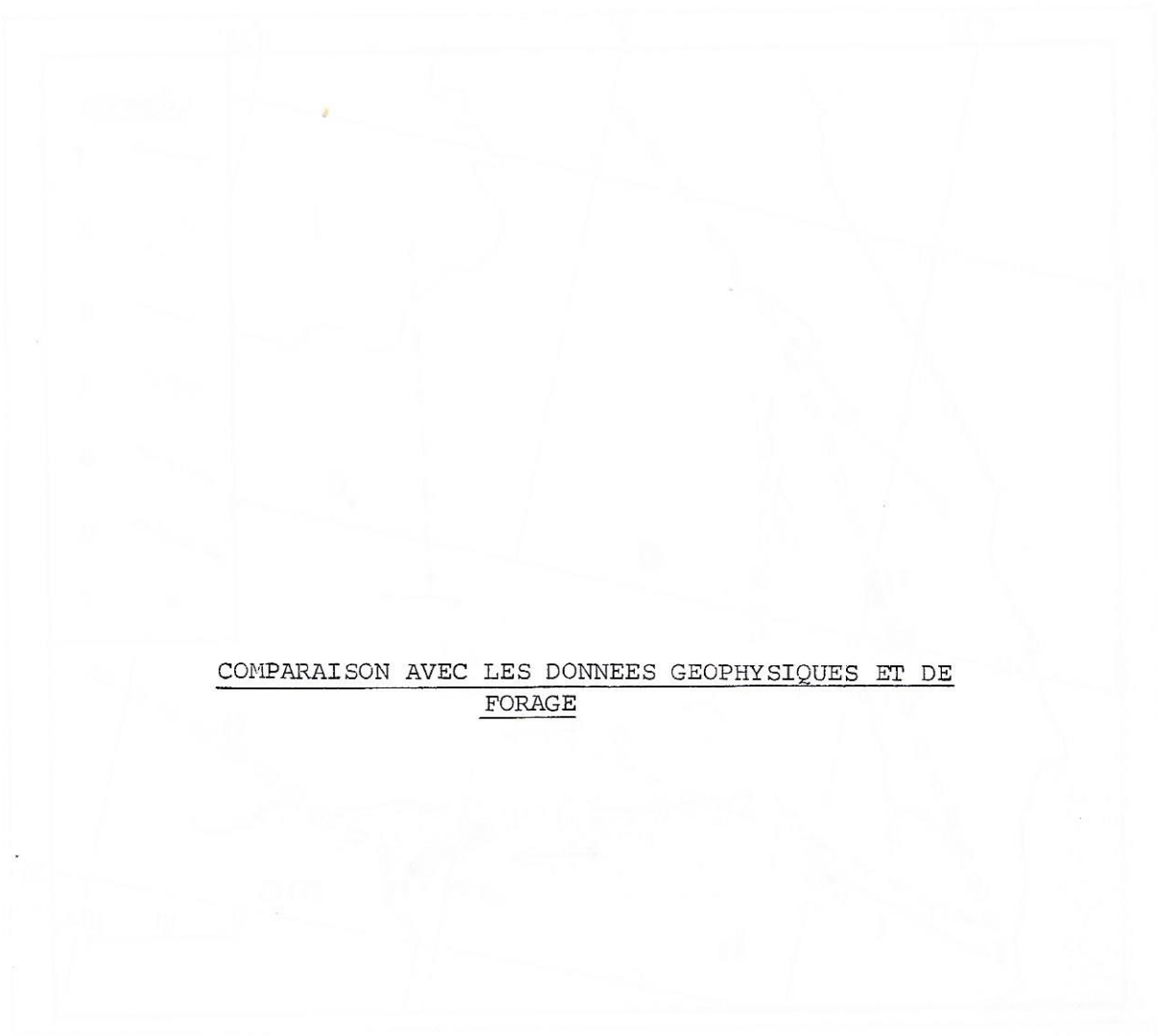
Elle présente également une faille s'arrêtant dans le Trias, se reliant à l'Est au décrochement senestre du Tizi n'Test (Mattauer et al., Petit).

D'autres secteurs ont fait l'objet d'une reconnaissance, notamment les différents plis pour résoudre les problèmes relatifs au plissement.

L'hypothèse que nous émettons dans le cadre général de l'étude se résume à ce qui suit:

Les accidents les plus importants observés sur les images seraient de profondes fractures du socle, "rhegmatisques" au sens de A. CAIRE, et qui auraient eu, en principe, une histoire complexe, jouant un rôle dans la formation des bassins mésozoïques. Ceci est suggéré par le fait qu'ils forment souvent des limites de bassins sédimentaires actuels ou de formations reconnues: Trias, Jurassique, Crétacé...

Les plis observables dans la couverture se placent souvent dans le prolongement latéral de structures de socle: horsts et grabens en particulier, donc il y aurait lieu d'envisager une interdépendance socle-couverture, comme il a été dit auparavant.



COMPARAISON AVEC LES DONNEES GEOPHYSIQUES ET DE
FORAGE

Figure 1. Carte géologique de la région de [illegible] montrant les zones de [illegible] et les [illegible].

Les données géophysiques et de forage ont été comparées pour [illegible] les [illegible] et les [illegible]. Les résultats indiquent que les [illegible] sont en accord avec les [illegible] géophysiques. Les [illegible] de forage ont permis de confirmer la présence de [illegible] dans les [illegible].

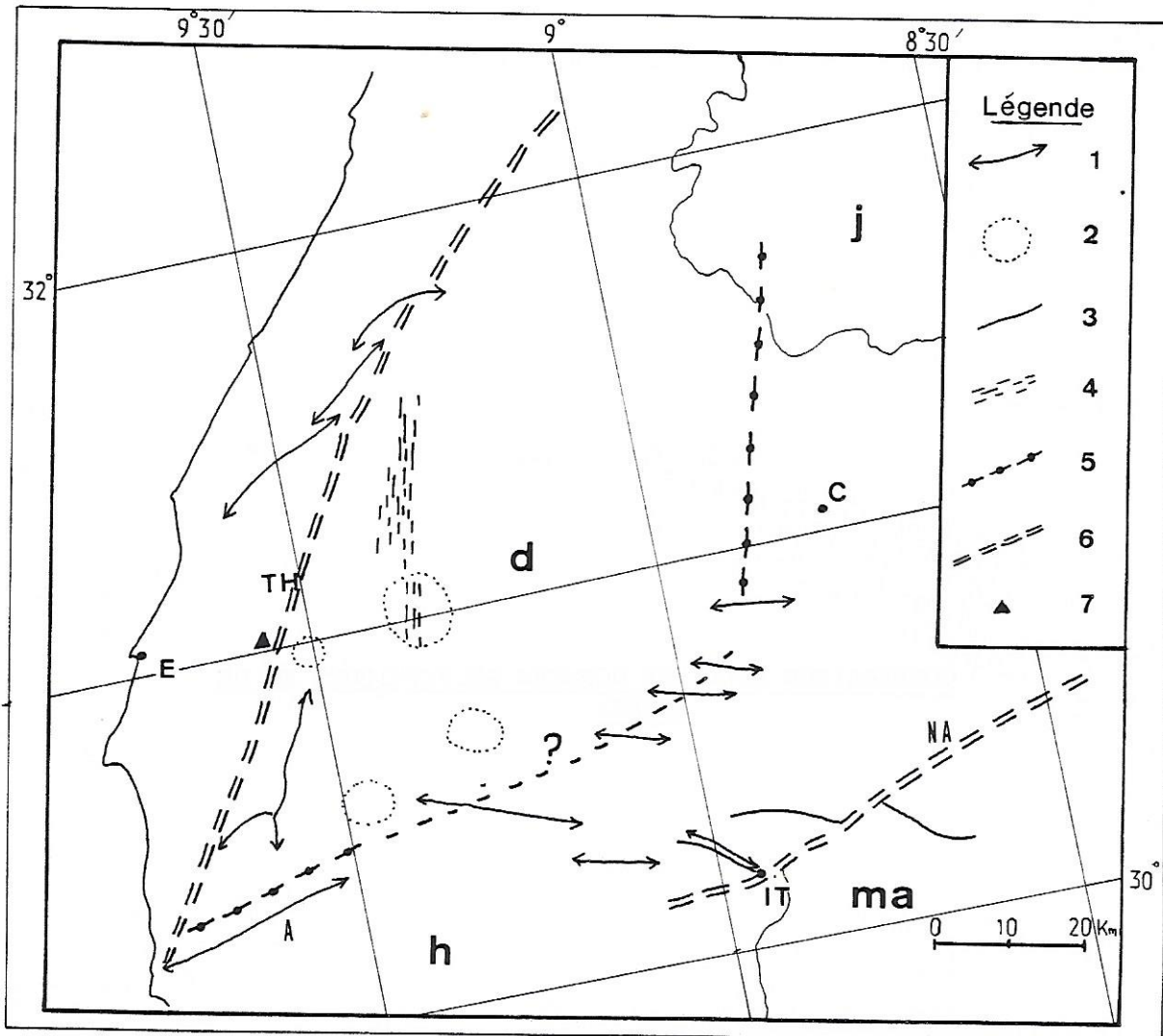


fig.27: Superposition des données géophysiques à celles de la téléanalyse dans le secteur septentrional.

1,axe anticlinal;2,dôme;3,faille reconnue par téléanalyse;4,zone de fracture;5,accident révélé par la gravimétrie;6,accident révélé par la téléanalyse et par la géophysique;7,épicentre de seïsme.h,Haha;A,Amsitten;ma,Massif ancien;IT,Imi n'Tanoute;E,Essaouira;NA,accident Nord-atlasique;d,Zone des dômes;C,Chichaoua,TH,linéament Tafelney-Hadid;j,Jbilet.

I-Comparaison avec les données géophysiques:

La superposition des données fournies par l'imagerie satellite à celles de la carte gravimétrique du Maroc, établie par VAN DEN BOSCH (1971), anomalie de Bouguer, fait ressortir certaines particularités, soulignant la liaison entre grands linéaments et anomalies gravimétriques.

Quelques exemples illustreront cela:

1-Dans le Massif ancien, aux grands accidents observables sur les images LANDSAT correspond une virgation des anomalies, de direction ENE-WSW, donc parallèle. Ceci est particulièrement net pour les accidents Nord-atlasique (fig. 27, NA) et de Bigoudine, limite Nord de la Zone axiale.

2-Dans la zone des dômes, les structures sont plus spectaculaires:

a-A l'Ouest du linéament Tafelney-Hadid (fig. 27, TH), l'anomalie est de direction NNE-SSW, parallèle à la structure, alors qu'à l'Est, elle est variable. Ceci confirme l'existence possible d'un grand accident de socle, comme on l'a envisagé ci-dessus (p. 56). Un épicentre de séisme y a été répertorié (fig. 27).

b-Au Nord de l'anticlinal d'Amsittèn (fig. 27, A), l'anomalie de direction N-S subit une virgation E-W, qui correspond en gros à la limite Crétacé inf.-Crétacé sup. dans le bassin, et plus généralement à la limite Haha-Zone des dômes. Elle traduirait également l'existence d'un important accident de socle.

c-A la bordure Est de la Zone des dômes, les différents plis se trouvent prolongés vers le Nord par une importante virgation de l'anomalie, orientée NNE-SSW. Ces plis, disposés en échelon ne seraient autre chose que la traduction superficielle d'une faille de socle. Or, il semble que la série anté-cénomaniennne est absente ou réduite plus à l'Est. Tout cela suggère l'activité d'une paléofaille de socle à jeu normal au Jurassique et peut-être au Crétacé inf., affaissant le compartiment occidental, puis probablement coulissant lors des phases tertiaires, engendrant des plis en échelon. Le linéament Tafelney-Hadid aurait eu la même histoire, en plus d'un affaissement pliocène du compartiment ouest.

II-Données de forage

Plusieurs forages pétroliers ont été effectués par la Société Chérienne des Pétroles, surtout dans les bassins du Souss et d'Essaouira.

Ces données, en plus des observations directes, ont servi à dresser des cartes d'isopaques, publiées en 1966.

A partir de ces cartes, il a été possible d'extrapoler les zones de virgation d'isopaques, là où l'épaisseur des séries variait brutalement et auxquelles on a fait correspondre des accidents synsédimentaires. Le fonctionnement de ces accidents aurait été primordial pour l'évolution du domaine, selon le schéma suivant (fig. 28):

a-Au Lias-Dogger, les dépôts s'effectuent suivant une ligne de rivage NNE-SSW, avec individualisation des bassins de Haha et d'Essaouira (future Zone des dômes).

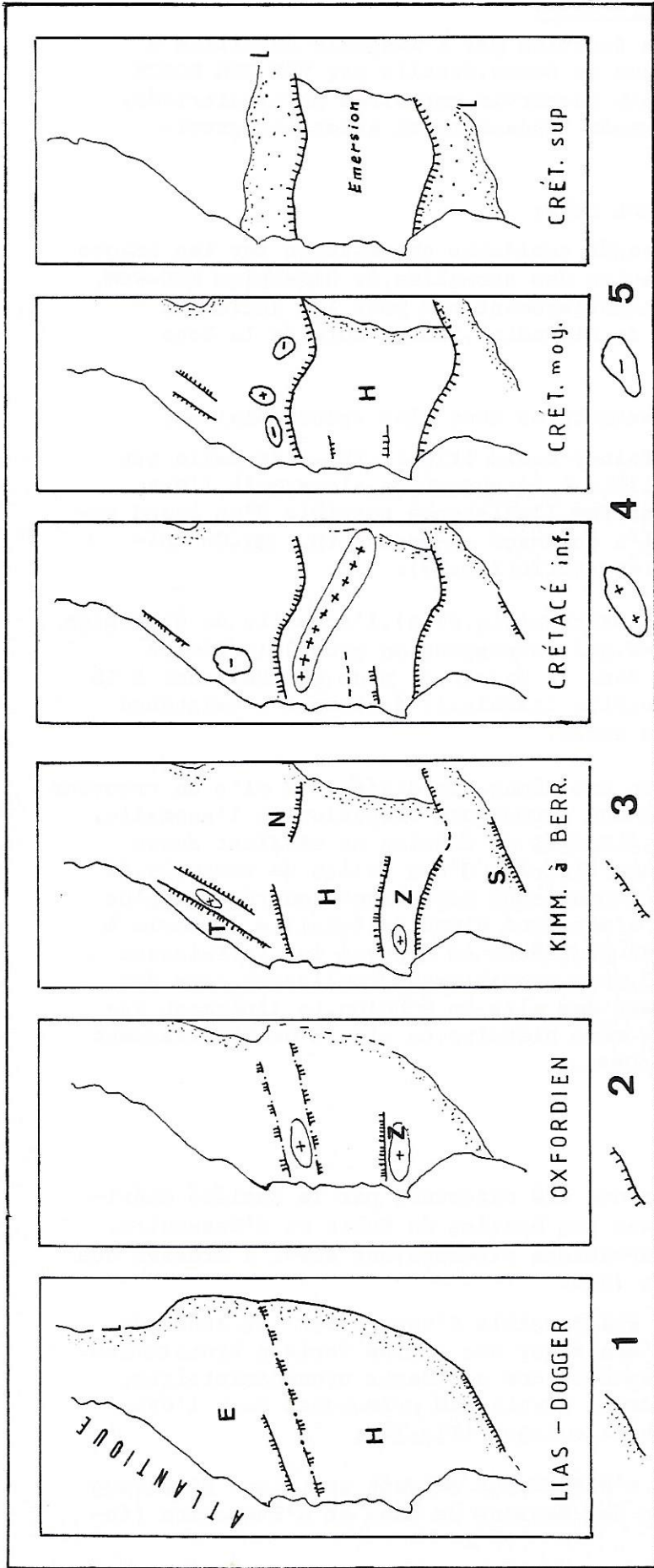


Fig.28: Fonctionnement des accidents suggérés par l'étude des isopaques, pendant le Jurassique et le Crétacé

1, limite de dépôt; 2, Faille (normale); 3, faille probable; 4, haut-fond ou dôme; 5, cuvette. H, Haha; E, Essaouira; Z, Zone axiale; N, accident Nord-atlasique S, accident Sud-atlasique.

b-A l'Oxfordien, les hauts fonds s'individualisent nettement, ce sont la Zone axiale (Z) et l'Amsitten, orientés ENE-WSW.

c-Du Kimmeridgien au Berriasien, le mouvement des blocs s'inverse, le Haha joue en horst, limité au Nord par un accident E-W à regard N.

Le bloc correspondant à la zone axiale continue de jouer en horst. Le bassin d'Essaouira montre un haut-fond NNE-SSW, correspondant probablement au début des montées diapryriques.

Le schéma reste le même pendant le Crétacé inférieur et moyen.

d-Au Crétacé supérieur et au Tertiaire, l'émersion du Haha est définitive et seul restent deux golfes bordiers E-W où se déposent les sédiments sénoniens et éocènes.

Superposition aux résultats obtenus par Télédétection:

La superposition des données de forage à celles de la Télédétection confirme la notion d'accident profond, introduite pour désigner les grands linéaments observés sur les images-satellite. Ainsi, plusieurs accidents suggérés par l'étude des forages coïncident avec ceux observés sur les images, notamment ceux de Hadid-Tafelney; ceux au Nord et au Sud de la Zone axiale, ainsi que les accidents bordiers de Haha.

L'accident NNE-SSW passant par Chichaoua (fig. 27, C), suggéré par la géophysique, coïncide avec la limite orientale des dépôts jurassiques.

III-Conclusion:

Les données obtenues par télédétection coïncident avec les données géophysiques et celles des forages, et sont donc de ce point de vue complémentaires.

ETUDE STRUCTURALE

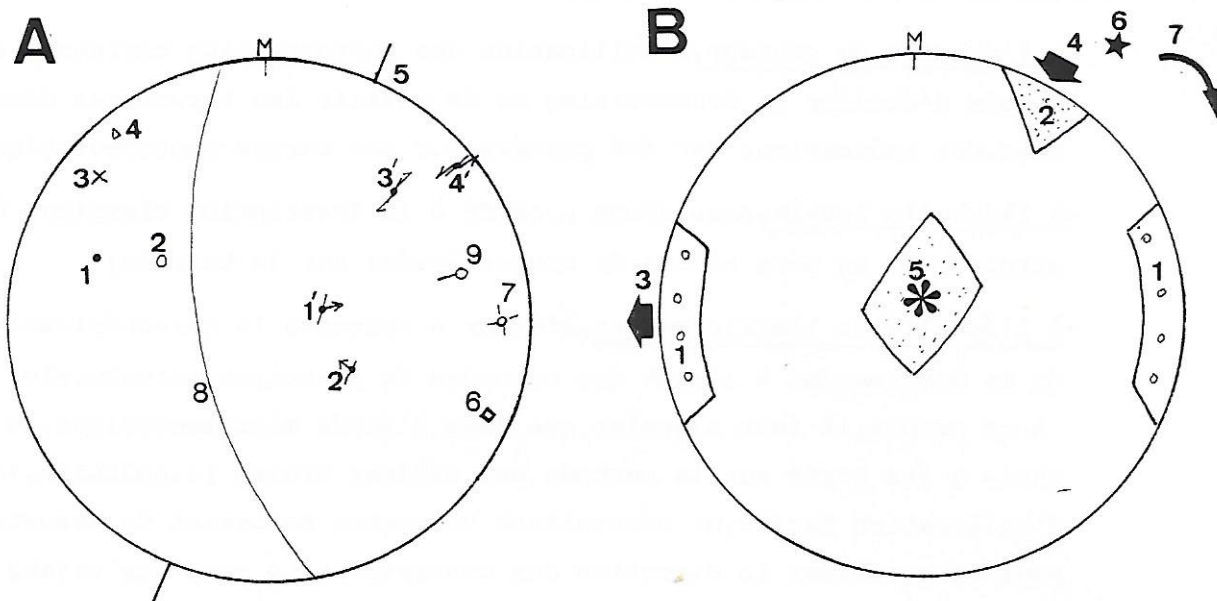
L'étude structurale des secteurs choisis repose sur trois types d'observations à différentes échelles:

- à l'échelle du secteur, l'utilisation des photographies aériennes a permis d'étudier la fracturation et de définir les structures observées. Ces indications ont été portées sur des cartes photogéologiques;
- à l'échelle locale, nous avons procédé à la description classique des structures en nous aidant de coupes levées sur le terrain;
- à l'échelle de l'affleurement, l'étude a concerné la caractérisation de la déformation à l'aide des méthodes de l'analyse structurale.

A ce propos, il faut signaler que dans l'étude microtectonique, le choix a été porté sur la méthode des dièdres droits (J. ANGELIER, 1977), d'utilisation facile, et nécessitant un nombre restreint de mesures pour caractériser la direction des contraintes. Le sens des rejets sur les miroirs de faille a été déterminé selon plusieurs critères, en particulier les Riedel, les figures en pouce, les traces d'éléments striateurs, la présence de zones abritées et l'observation des bancs ployés en crochons.

Ensuite, nous avons recherché des plans recoupant le plan principal, appartenant à la même génération de failles, pour diminuer les intervalles en compression ou en extension sur les diagrammes et éviter ainsi la répétition de mesures presque identiques sur le même plan.

Le tri des phases s'est effectué sur le miroir même, là où deux jeux ont été observés. Le deuxième jeu, en général, recoupe le premier, ou s'observe sur une partie minéralisée, le premier étant observé sur la roche mère.



Légende des figurés utilisés dans les diagrammes microtectoniques

A, données "brutes" (diagramme de Wulff, hémisphère inférieur)

M, N, Nord magnétique

- 1, pôle de faille normale (pitch > 45°)
- 2, pôle de faille inverse (pitch > 45°)
- 3, pôle de décrochement dextre (pitch < 45°)
- 4, pôle de décrochement senestre (pitch < 45°)
- 5, trace de la faille principale du site
- 6, pôle de fente de tension
- 7, faille inverse dextre (pitch ≠ 45°)
- 8, trace cyclographique du plan de faille
- 9, axe de pli

1', 2', 3', 4', stries correspondantes aux plans 1, 2, 3, 4. Dans les cas où une seule flèche a été représentée, elle traduit le mouvement du compartiment supérieur.

B, Diagramme des dièdres droits correspondant aux données du diagramme représenté en A.

- 1, compartiment en extension (100%)
- 2, compartiment en compression (100%)
- 3, projection horizontale de la direction d'extension
- 4, projection horizontale de la direction de compression
- 5, compression verticale
- 6, présence de failles incompatibles (de deux phases)
- 7, correction de basculement effectuée

A-LE SECTEUR NORD-ATLASIQUE

(Couloir d'Ichemrarène-Imi n'Tanoute et
vallée des Irohalène)

Apparaissant sur les images spatiales sous l'aspect d'un accident de grande longueur (carte h.t.), cette région est morphologiquement un couloir étroit dominé au Nord par la crête albienne du J.Lemgo (1600 m) et au Sud par les hauts reliefs paléozoïques (J.Waninaline, 2000 m). Ce couloir s'ouvre vers le Sud sur une vallée où apparaît le Trias: la vallée des Irohalène (fig.29, IR). Vers l'Ouest, apparaît le Jurassique redressé à la verticale puis une région tabulaire: le plateau des Aït Khattab-Ida ou Bouzia (fig.29, IB).

Ce couloir est marqué par de multiples phénomènes stratigraphiques et tectoniques que l'on s'est proposé d'étudier.

I-Structure des terrains triasiques de la vallée des Irohalène.

1-Données obtenues par photointerprétation.

L'aspect général de ce secteur est celui d'une région sédimentaire monoclinale à pendage général vers l'Ouest (fig.30), limitée à sa bordure septentrionale par une flexure faillée, la "flexure bordière", et au Sud par une faille majeure, la "faille du Tizi n'Machou".

Les documents photographiques couvrant ce secteur appartiennent aux missions 312-64, n°320 à 322 et 221-57, n°22 à 24.

1.1-Aspect des différentes formations

Le paysage est caractérisé par un ensemble de reliefs plus ou moins accentués et par une tonalité allant du très foncé au très clair (tableau IV).

1.2-Discordances.

De nombreuses discordances ont été observées: la plus remarquable est celle du Trias sur le Paléozoïque. Les bancs triasiques (t1, t4) à pendage faible vers le Sud-Ouest reposent sur les couches paléozoïques à pendage moyen vers le Nord-Ouest (fig.30). Une autre discordance est

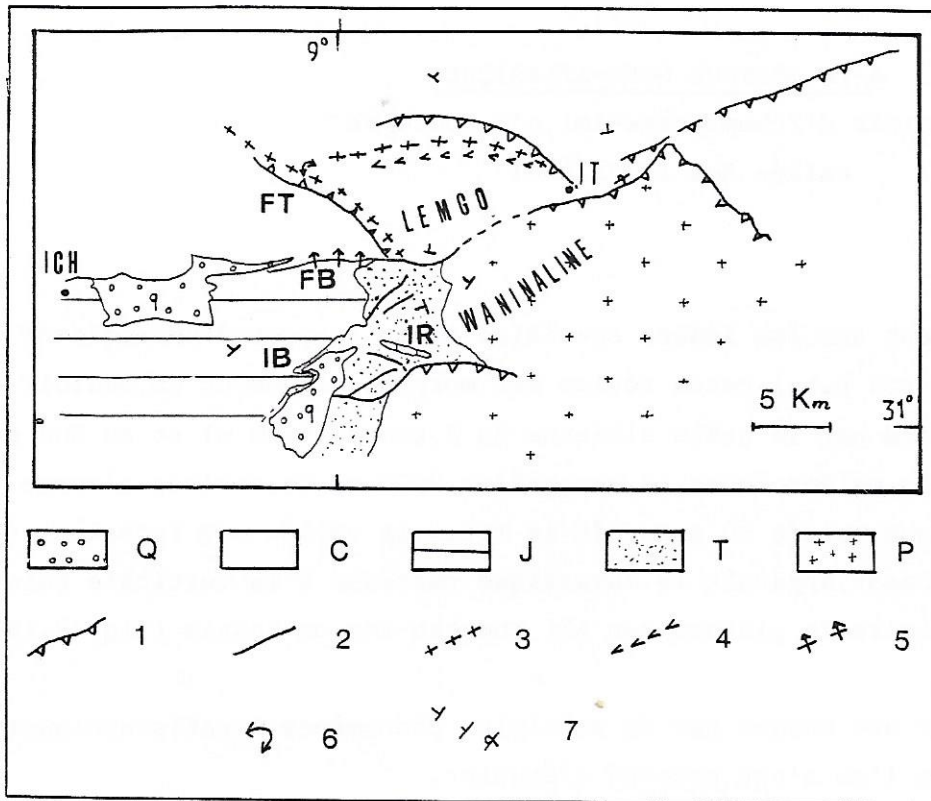


Figure 29:carton géologique de la région d'Imi n'Tanoute

IT, Imi n'Tanoute; ICH, Ichemrarène
 Q, Quaternaire; C, Crétacé; J, Jurassique; T, Trias;
 P, Paléozoïque. 1, faille inverse; 2, faille normale;
 3, axe anticlinal; 4, axe synclinal; 5, flexure;
 6, charnière de pli; 7, pendage des couches.

FT, faille de Tafaytour; FB, flexure bordière; IB,
 plateau des Ida ou Bouzia; IR, vallée des Irohalène.

visible au Sud, vers le col du Tizi n'Machou, où une butte-témoin de Dogger et de Callovo-oxfordien, à pendage faible, repose sur les grès t6, à pendage plus fort.

D'autres discordances sont visibles au Nord du secteur, dans le Jurassique et dans le Crétacé (cf. infra).

Ces discordances permettent de dater les accidents et de reconstituer l'histoire tectonique de ce secteur.

FORMATION	RELIEF	TEINTE	ASPECT
Paléozoïque (schistes, quartzites)	Fort (convexe)	Moyenne	forme des crêtes
S t1 (conglomérat)	Faible (concave)	Très foncée	bancs visibles
^ t4 (pélites)	Faible (concave)	Foncée	2 barres gréseuses
∩ t5 (argiles)	Pentes fortes (très concave)	Foncée	1 barre gréseuse
R t6 (grès)	Fort (convexe)	Claire	crêtes
∪ t8 (pélites)	Pentes (concave)	Claire	peu de bancs visibles
Jurassique (calcaires)	Faible (convexe)	Claire	plusieurs bancs
Crétacé (marnes, calcaires dolomit.)	Variable	Très claire	stratification discer- nable.

Tableau VI: Aspect des différentes formations de la vallée des Irohalène d'après les photographies aériennes.

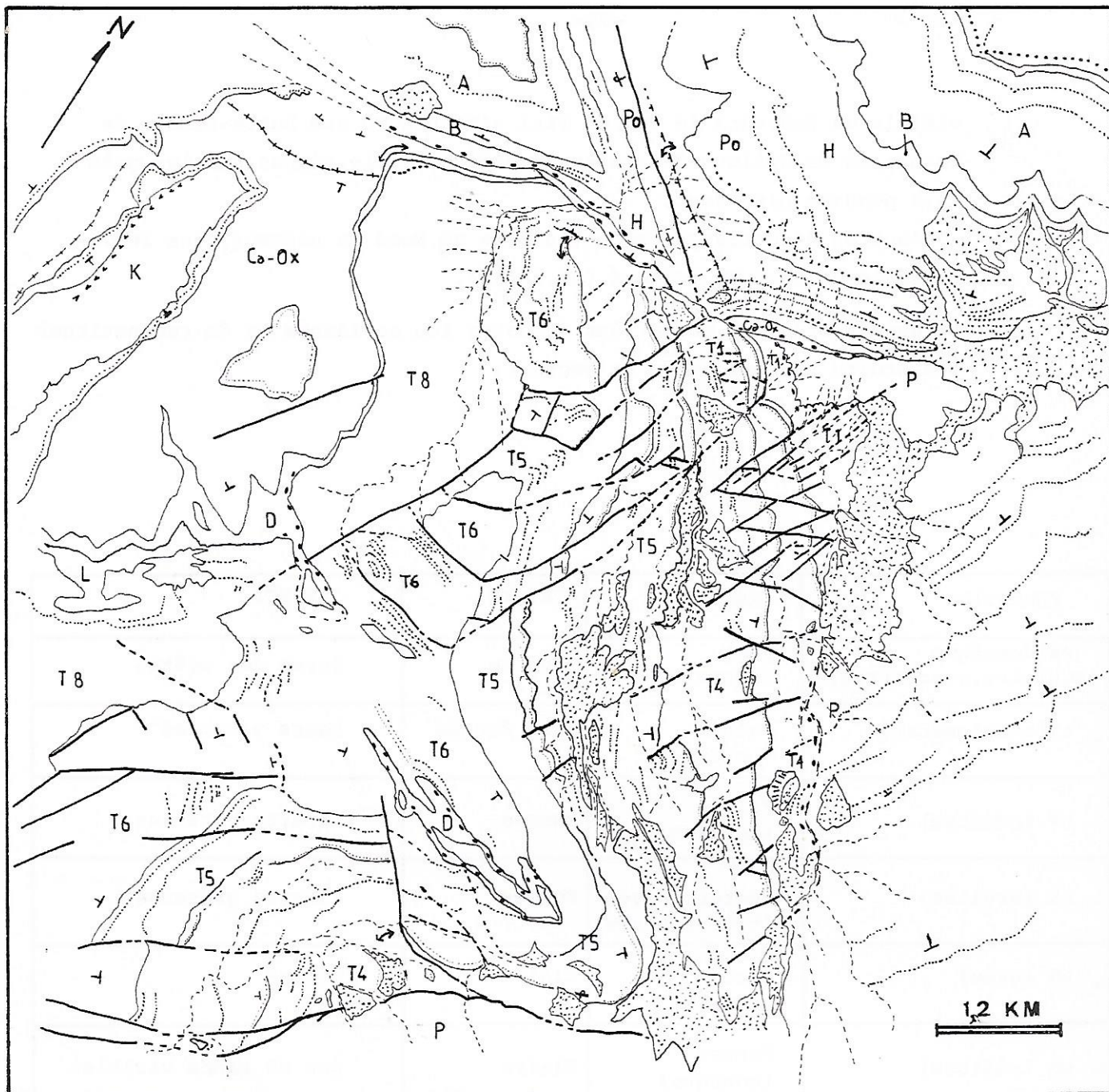


Figure 30: Carte géologique photointerprétative de la région des Irohalène.

P, Paléozoïque (Cambro-ordovicien); T1 à T8, Trias; L, Lias supérieur; D, Dogger; Ca-Ox, Callovo-oxfordien; K, Kimmeridgien; Po, Portlandien-Berriasien; H, Hauterivien; B, Barrémien; A, Aptien-Albien. En pointillés dépôts récents (terrasses et éboulis).
 1, drainage; 2, limite de formation; 3, trace de banc; 4, faille; 5, pendage; 6, axe anticlinal; 7, axe synclinal; 8, charnière; 9, discordance.

1.3-Analyse de la fracturation.

La figure 30 montre des différences dans la fracturation en fonction de l'âge des terrains, les effets de la compétence étant pris en compte.

La densité des failles diminue progressivement en fonction de l'âge. Le t1 et le t4 sont très fracturés, et l'on observe deux familles de failles à N20-N40 et à N60-N80, qui se recoupent comme des failles conjuguées à rejets apparents normaux décrochants.

A partir de t5 subsistent surtout des failles NNE-SSW, en plus petit nombre, ce qui semble indiquer que la fracturation antérieure s'est produite entre le t4 et le t5.

Le t6 montre quelques failles seulement, à rejet apparent normal, d'orientation N100, mais aussi à N30 (faille d'Amsissène).

La figure suggère donc que le nombre de failles actives diminue avec le temps au cours du Trias pour devenir très faible au Trias supérieur (mais la compétence est différente) et au Jurassique. Il apparaît également une modification dans le style tectonique: celui du Trias inférieur (t1-t4) évoque des décrochements conjugués, alors qu'au Trias moyen(?) t6, des failles normales sont clairement exprimées.

L'accident du Tizi n'Machou, en faille inverse, et sa bifurcation vers le NNW, sont de style et d'orientation différents des autres.

2-Données de terrain.

2.1-Variations d'épaisseur dans le Trias

Les formations triasiques se sont déposées dans un bassin subsident, l'épaisseur des sédiments en témoigne (2000 m). Les variations d'épaisseur concernent aussi bien l'ensemble de la série que chacun de ses termes:

- le t1, dont les affleurements restent limités au Nord du secteur, s'épaissit vers Talaïnt, atteignant 250m, puis disparaît un peu plus au Sud;
- le t5 s'épaissit sensiblement vers le Sud, à l'approche du col du Tizi n'Machou, et atteint approximativement 750m;
- le t8 présente des épaisseurs très variables, dont la plus grande se situe vers la terminaison Nord (650 m).

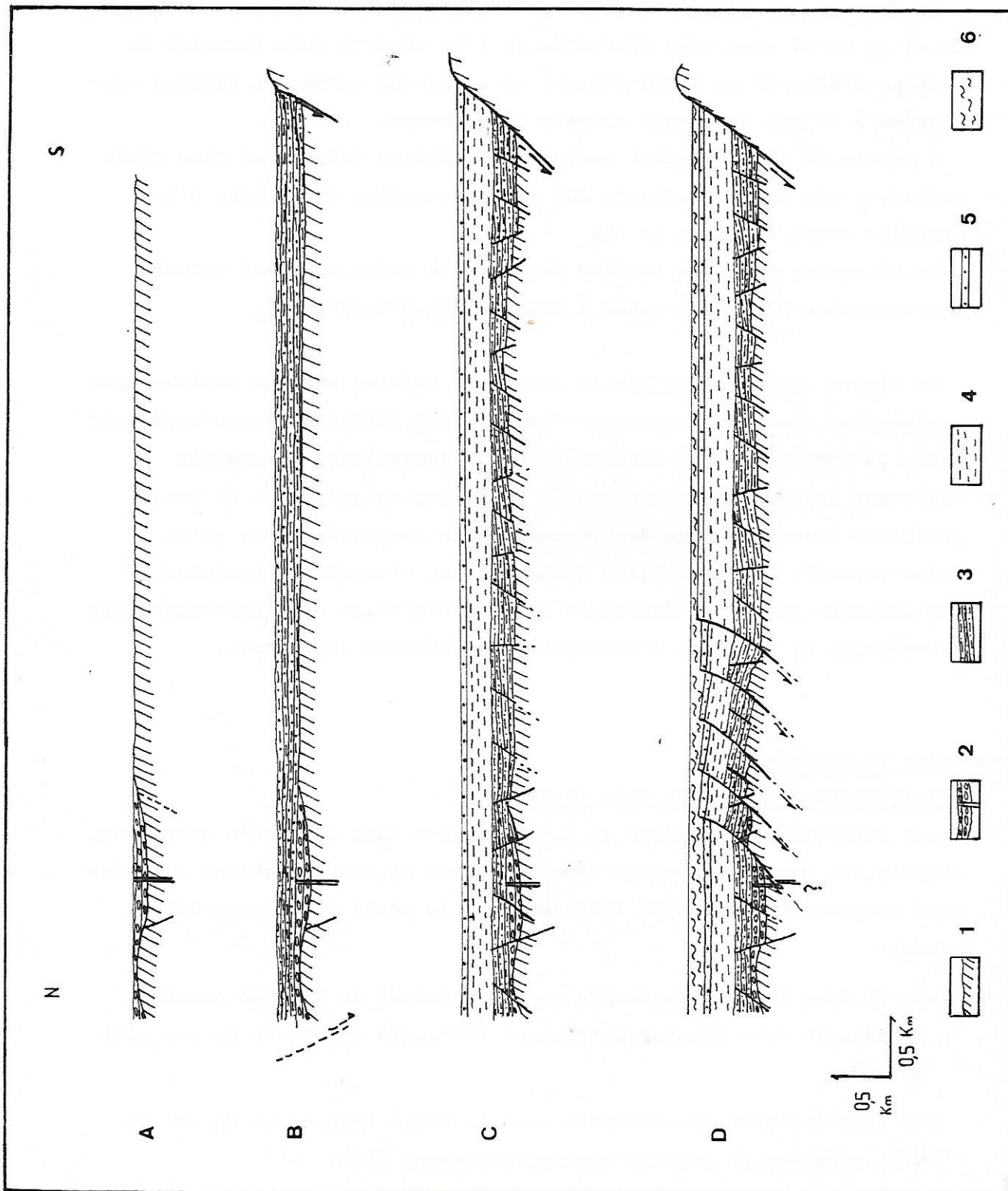


Figure 31: Histoire sédimentaire du bassin triasique de la vallée des Irohalène
 1, Socle paléozoïque; 2, t1; 3, t4 pélitique; 4, t5; 5, t6; 6, t8.

2.2-Histoire sédimentaire du bassin (fig.31).

- A la fin du Paléozoïque, les conglomérats violacés se déposent sous régime fluviatile, remplissant les dépressions existantes, engendrées en partie par des failles. Ces conglomérats seront ensuite faillés et traversés de filons. Leur étendue reste très limitée, se cantonnant au Nord du domaine (fig.31 A).

- Une subsidence générale se produit, accompagnée du dépôt des pélites brunes t4. Le bassin est probablement limité à son bord méridional par une faille normale, décalée vers le Sud par rapport à l'emplacement actuel de l'accident du Tizi n'Machou, qui est le résultat de son rejeu inverse (fig.31 B).

- Les pélites sont ensuite affectées de multiples failles de direction N30 et N60 conjuguées. Après cette phase, les grès et argiles rouges (t5) se déposent avec une épaisseur plus importante vers le Sud. Cela serait dû à un basculement général du bassin vers cette direction. (fig.31 C).

- Ensuite, des failles normales décrochantes conjuguées à N20 et à N100 (système d'Aguerd Oumzil) abaissent le t5 et le t6 vers le Nord-Ouest (fig.31 D).
Une autre faille, très importante (faille d'Amsissène), effondre l'ensemble vers l'Ouest au moment du dépôt des argiles rouges t8.

- Le Jurassique vient en discordance sur l'ensemble du Trias basculé vers l'Ouest (fig.30).

En somme, il s'agit d'un graben ayant fonctionné à partir du Trias (moyen?) et jusqu'au début du Jurassique. Le pendage uniforme vers l'Ouest n'est que le reflet du basculement final de l'ensemble vers cette direction.

La plupart des failles normales et/ou décrochantes ont un jeu triasique à début jurassique, et leur nombre diminue dans le temps.

2.3-Description des structures

2.3.1-Les accidents de bordure

2.3.1.1-La flexure bordière (fig.29,FB).

Souvent interprétée et cartographiée comme faille par les auteurs précédents (F.DUFFAUD,1971;M.TIXERONT,1974),il s'agit en fait d'une flexure complexe,de direction générale ENE-WSW à WNW-ESE,se superposant à des discordances multiples de différents termes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (cf.infra).Il y a sûrement contact tectonique là où la flexure est abordée par la faille inverse de Tafaytour,de direction NW-SE (fig.29,FT).

La flexure peut être interprétée comme une grande faille (non visible) ou une flexure synsédimentaire au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur au moins,à jeu normal.Cette flexure a un rejeu post-crétacé,puisque tous les terrains sont basculés,rattachable aux différentes structures compressives post-crétacées visibles un peu plus à l'Est,notamment les failles inverses de la région d'Imi n'Tanoute (fig.29).

Aucune évidence n'existe quant au sens du regard de l'accident pendant l'activité triasique,l'affleurement suivant se situant à 60 Km plus au Nord.

2.3.1.2-La faille du Tizi n'Machou

Au bord méridional du secteur,cette faille majeure,de direction générale N70,met en contact les schistes paléozoïques au Sud et les bancs de t5 au Nord,relevés puis renversés.

Les cônes d'éboulis sur le flanc du J.Oussoud masquent partout le tracé de la faille sauf au niveau de quelques ravins où l'on peut observer son pendage vers le Sud (fig.32):il s'agit donc d'une faille inverse.La valeur du pendage est variable:subvertical à l'Est,moyen (50°) au col,de nouveau subvertical à l'Ouest où l'accident passe entièrement dans le Trias décalant fortement la barre de t6 pour s'amortir ensuite dans les argiles rouges du t8.La faille ici est plutôt normale,ce qui suggère que le jeu inverse n'est en fait que la reprise d'une ancienne faille normale.

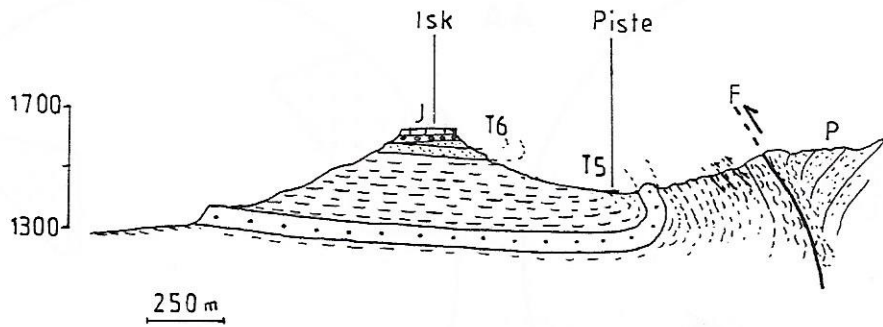


Figure 32: coupe au niveau de la faille du Tizi n'Machou. Localisation fig. 50 B (AA')

Au col, les schistes verts cambro-ordoviciens sont très broyés au contact des grès, mais aucune strie n'est visible. Les bancs de t5, par contre, montrent des miroirs multiples à stries mesurables.

Le diagramme construit par la méthode des dièdres droits indique une compression à N160 (fig. 33, site TM).

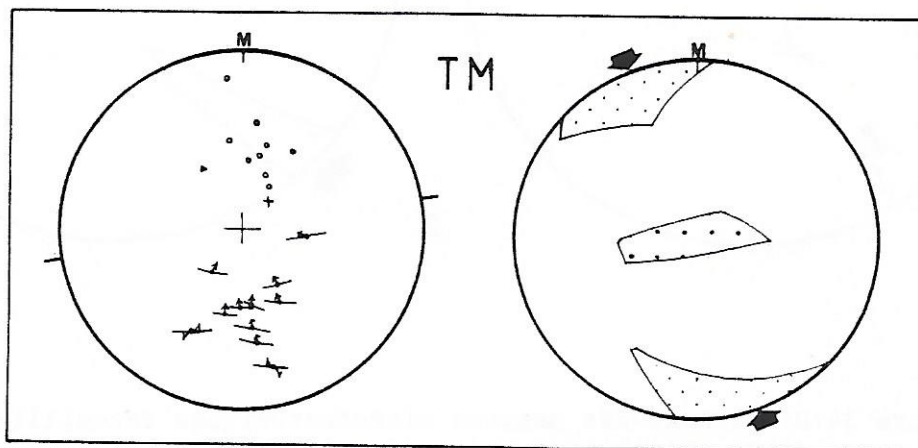


Figure 33: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies sur la faille de Tizi n'Machou. (localisation fig. 50B).

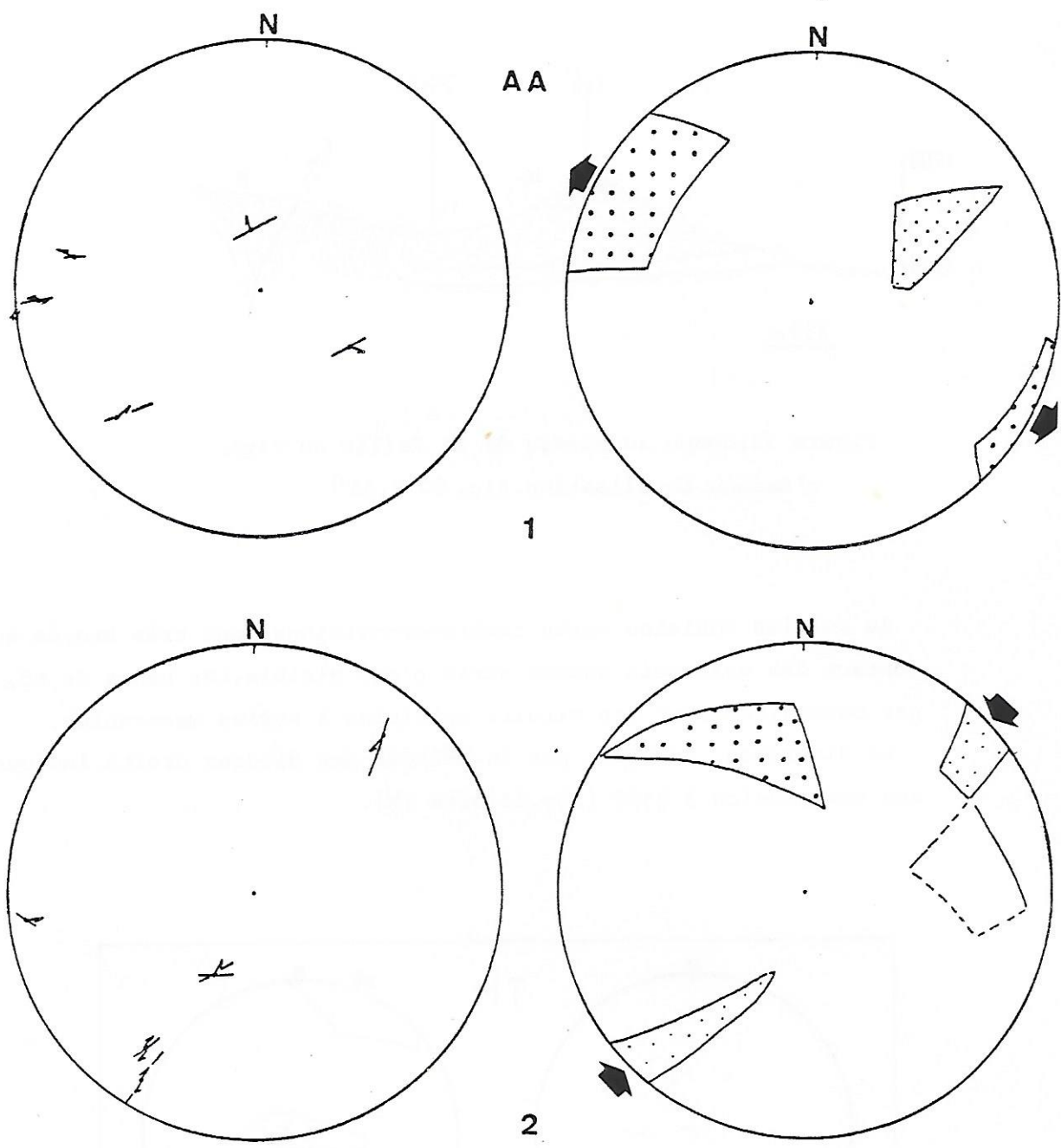


Figure 34: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site d'Aït Alla (AA). 1, phase d'extension; 2, phase de compression. (canevas de Schmidt, hémisphère inf. dans ce cas-ci).

Cette compression liée aux failles inverses est de style tout à fait différent de celui des failles normales du Trias-Lias. Elle est plus tardive, postérieure au Crétacé (cf. infra).

A sa partie occidentale, l'ensemble des mesures recueillies sur les miroirs de faille indique l'existence de failles normales, de failles inverses et de décrochements (fig. 34, site AA et fig. 50B)

La présence ensemble de failles normales et de failles inverses nous conduit donc à envisager au moins deux phases tectoniques distinctes, de style complètement différent:

- une période d'extension (Trias à Jurassique sup. ici);
- une période de compression, plus tardive (au moins post-éocène).

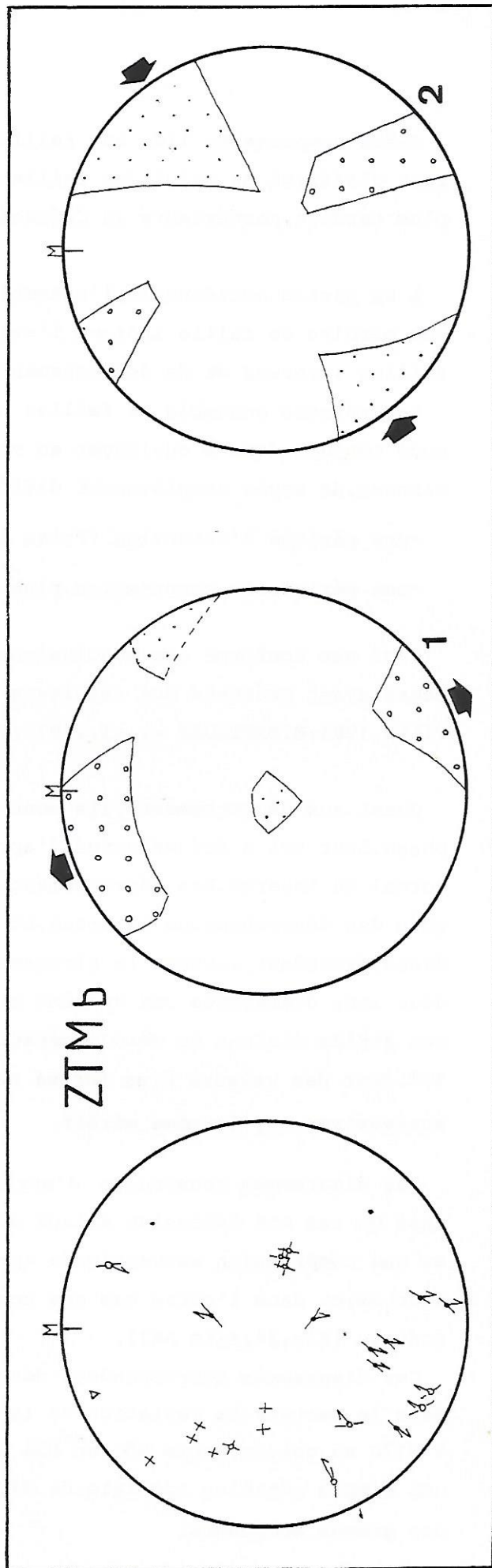
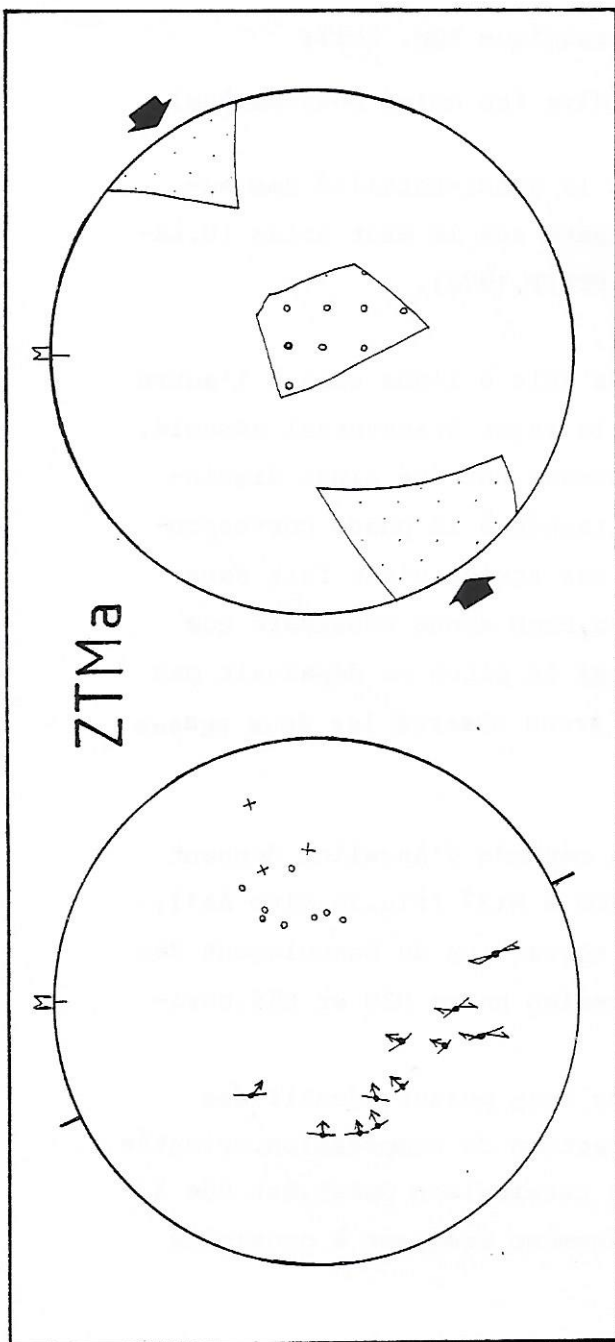
Ceci est conforme aux conclusions de la quasi-totalité des auteurs ayant présenté des résultats récents sur le Haut Atlas (E. LA-VILLE, 1981; M. MATTAUER et al., 1977; J. P. PETIT, 1976).

Quant aux décrochements, ils sont liés soit à l'une soit à l'autre phase. Leur tri a été effectué d'après le rejet transversal associé, normal ou inverse. Les décrochements normaux ont été ainsi distingués des décrochements inverses, et rattachés à la phase correspondante. Cependant, lorsque le plongement des stries s'est fait dans deux sens différents sur un même miroir, nous avons considéré que ces stries étaient de même génération si le pitch ne dépassait pas 10°. Pour des valeurs plus fortes nous avons observé les deux phases successives sur le même miroir.

Les diagrammes construits d'après la méthode d'Angelier donnent dans un cas une extension allant de N100 à N137 (fig. 34, site AA1), et une compression subverticale après correction du basculement des couches; et dans l'autre cas une compression entre N30 et N55, horizontale (fig. 34, site AA2).

Ces diagrammes correspondent donc aux deux phases identifiées dans le secteur. La variation de la direction de compression, orientée à N170 au col, et entre N30 et N55 à la terminaison Ouest, est due à une simple rotation spatiale de σ_1 , phénomène fréquent à proximité des grands accidents.

Figure 35: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site de la Zawya de Tizi n'Machou (localisation fig.50).



Une autre faille (faille de Zawya, fig.50A, FZ) se rattache à l'ac-cident principal selon une direction NW-SE, et décale nettement la barre de t6. Les stries observées au village même indiquent une faille inverse dextre résultant d'un raccourcissement de direction NE-SW (fig.35, site ZTMa). Cette faille est de même direction que la faille de Tafaytour, observée dans la couverture jurassique et crétacée (fig.30). La direction de compression est à peu près la même que celle observée au site AA.

A proximité, on a observé des failles décrochantes normales de di-rection NE-SW, et des failles normales (fig.35, site ZTMb1). La direction d'extension est comprise entre N135 et N180; la direction de comp-ression reste imprécise à cause du manque de données concernant les failles normales pures en particulier.

Au même site (ZTMb2), les décrochements à composante inverse donnent une direction de compression comprise entre N15 et N70, mais si l'on admet qu'elle est perpendiculaire à la direction d'extension, elle doit être alors entre N50 et N70.

En conclusion, la faille du Tizi n'Machou est une ancienne faille triasique, normale, ayant joué en faille inverse lors de la phase compressive (fig.36). La valeur du raccourcissement peut être chiffré à 1,5 ou 2 Km au maximum.

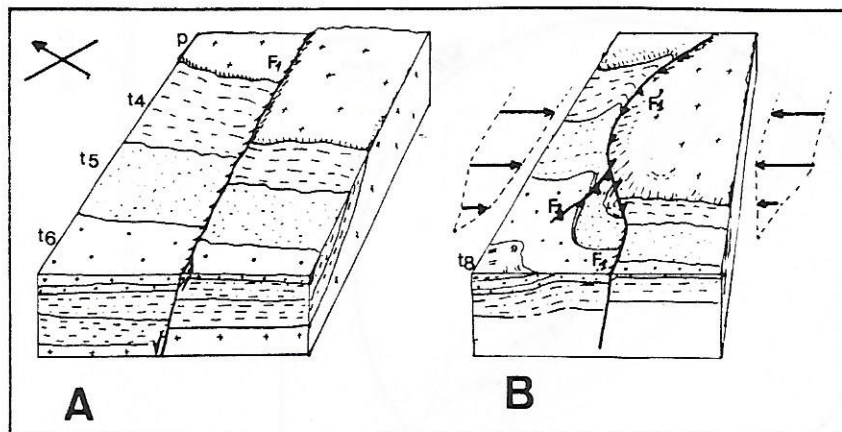


Fig.36: jeu de la faille du Tizi n'Machou au Trias (A), et au Tertiaire (B).

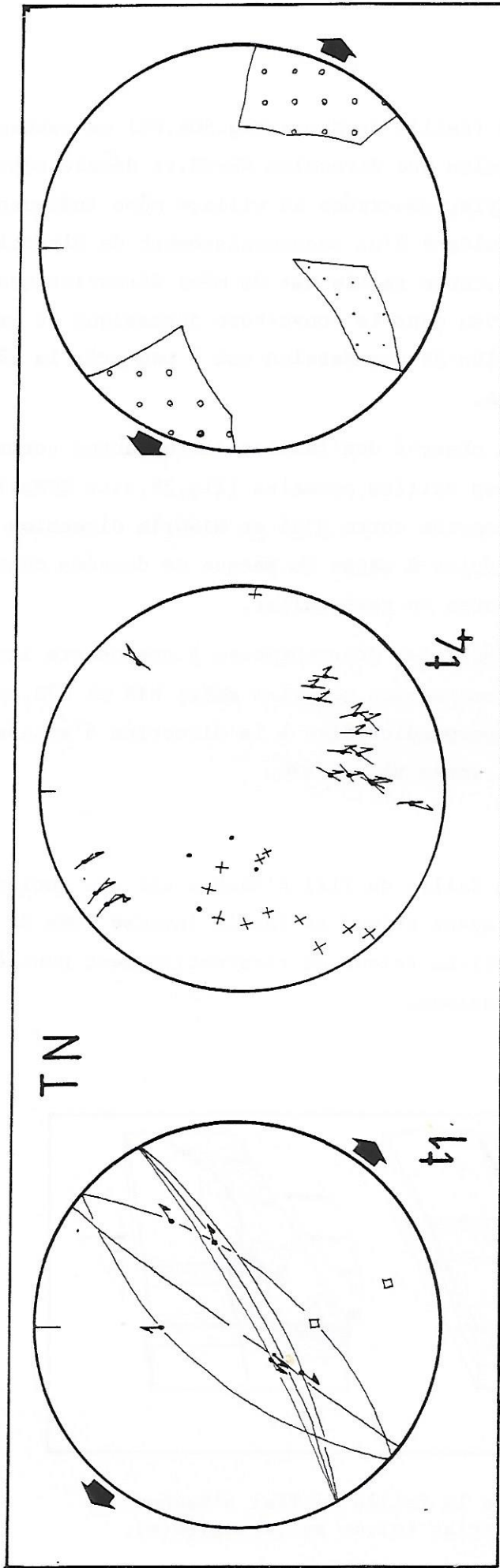


Figure 37: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site de Talaïnt (TN) dans le t1 (diagramme de gauche) et dans le t4 (au centre et à droite).

2.3.2-Les failles intra-bassin.

2.3.2.1-Région de Had Rohala.

Cette région apparaît très découpée par de petites failles, très importantes en nombre, affectant le t1 et le t4. Deux directions conjuguées prédominent, à N30 et à N70 (fig.30).

-Dans le t1, les failles observées sont de direction NE-SW, à jeu normal. Des fentes à remplissage de barytine y sont associées. La direction d'extension est en gros à N130 (fig.37, site TN). Nous n'y avons pas relevé de failles de type compressif.

-Dans le t4, les sites situés au centre du bassin montrent des failles à N30 et à N70, normales (fig.38), à composante dextre pour les N30 et senestre pour les N70 (fig.37, site TN et fig.39 sites HR et AZS).

La direction d'extension est comprise entre N130 et N150. La compression est variable suivant la proportion des décrochements: elle est d'autant plus inclinée quand la proportion en stries à pitch faible augmente.

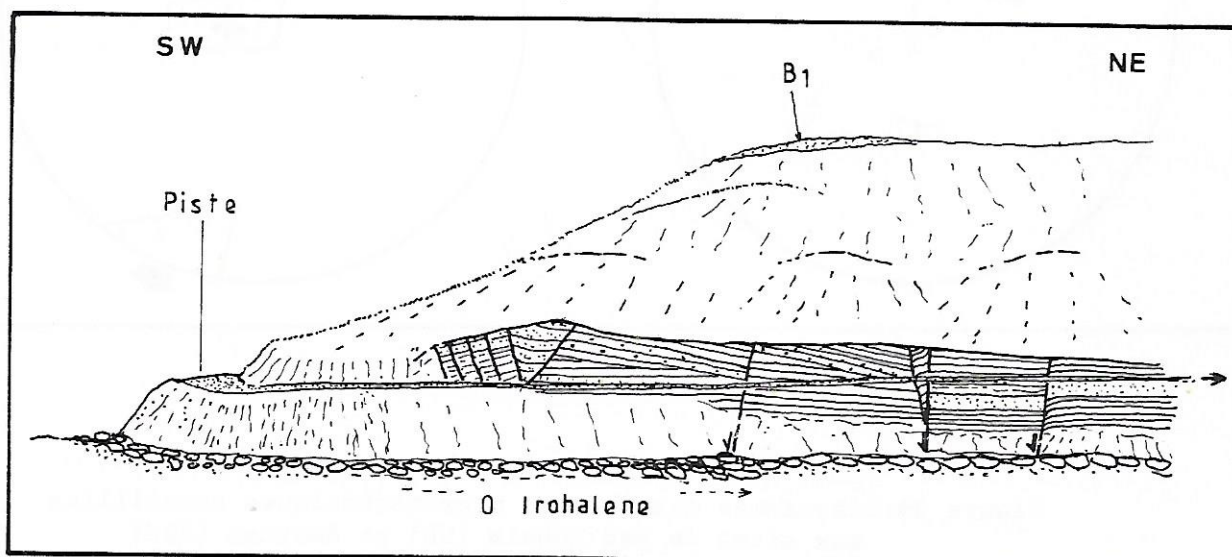


Figure 38: Croquis de terrain près de Talaïnt, montrant de nombreuses failles normales et des discordances internes dans les pélites brunes du t4.

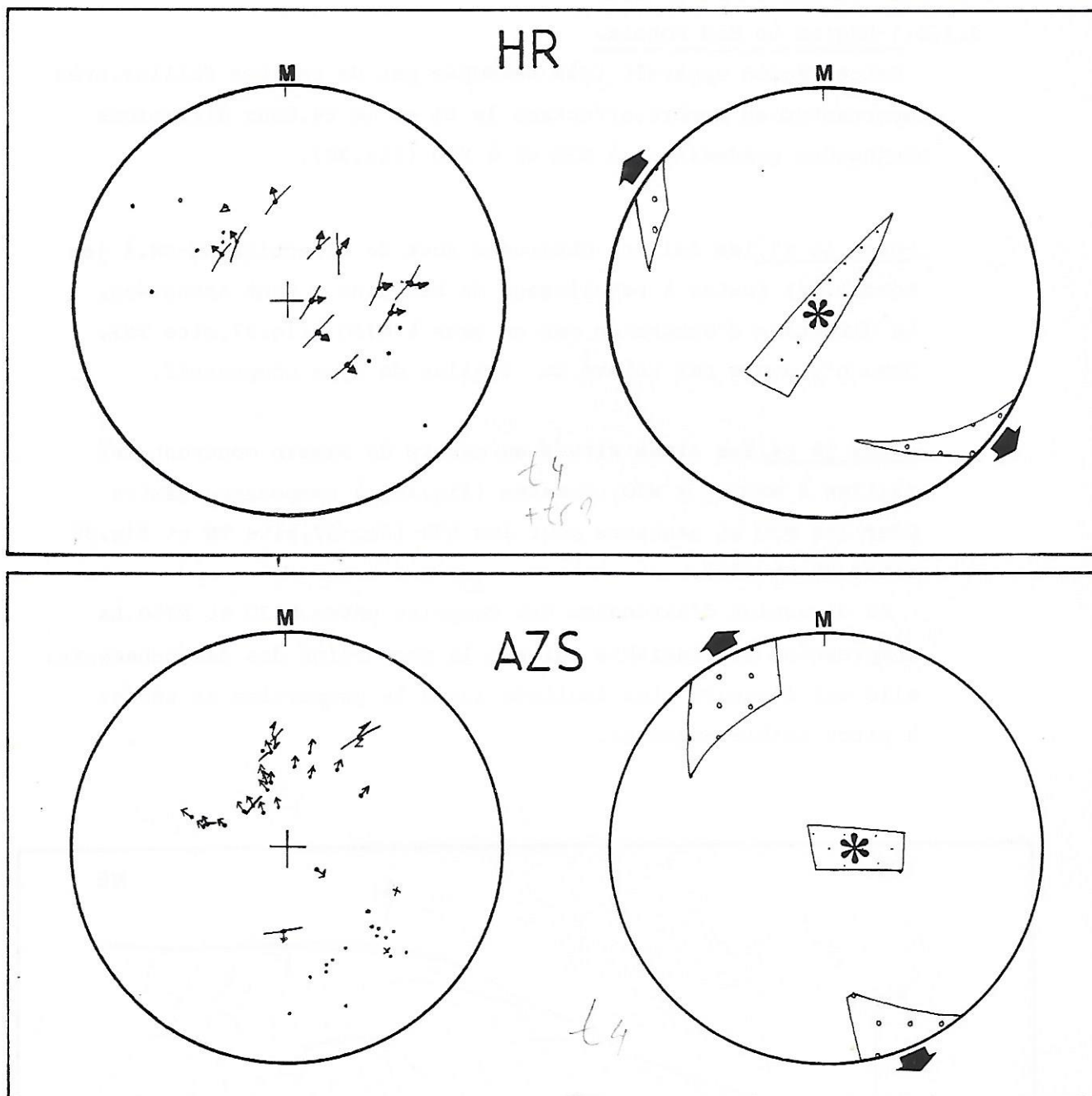


Figure 39: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies
 aux sites de Had Rohala (HR) et Ameznas (AZS)
 (localisation figure 50,A).

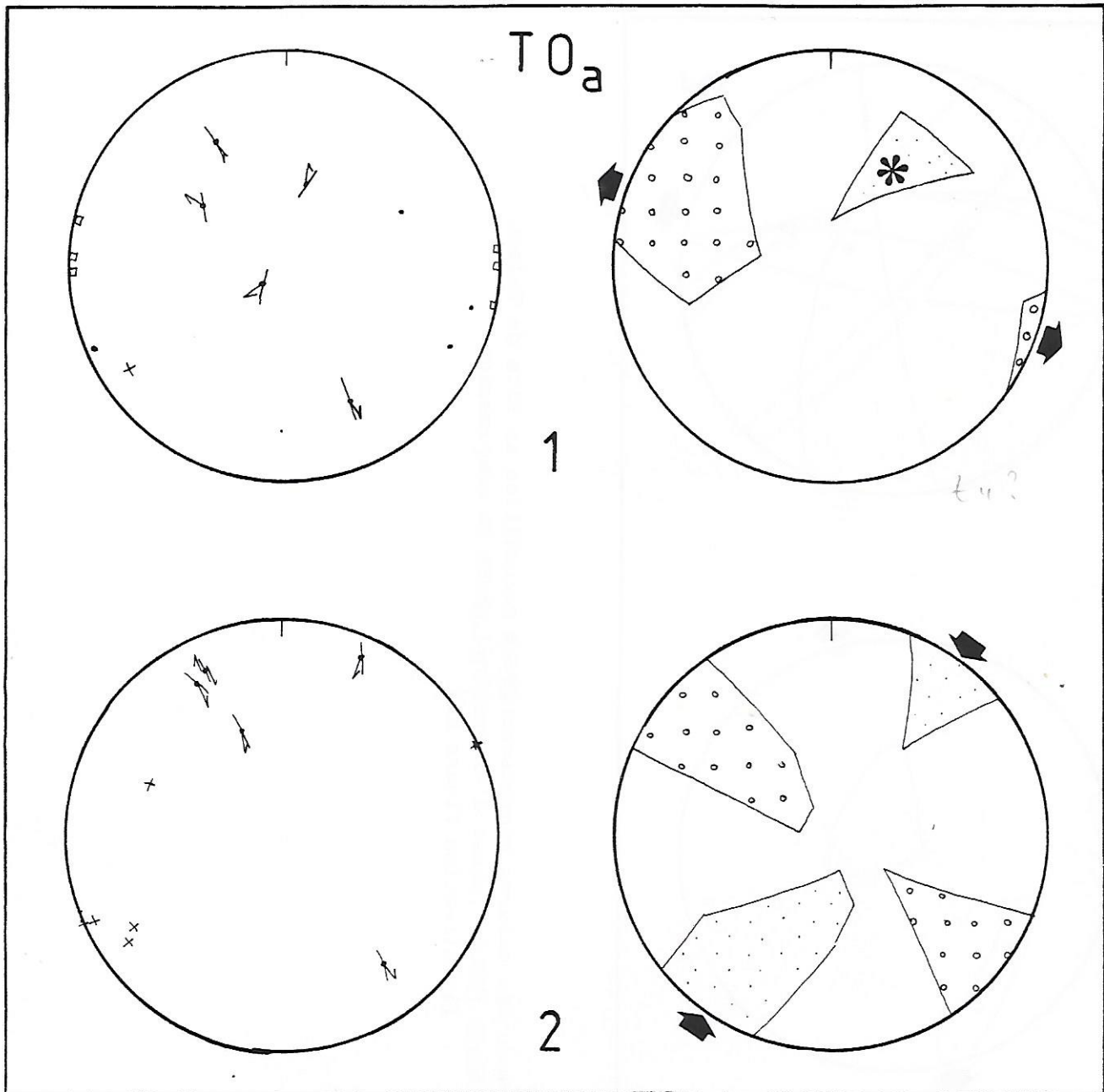


Figure 40: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site de Talaat Oudmane (TO_a)

- 1-Phase d'extension
- 2-Phase de compression

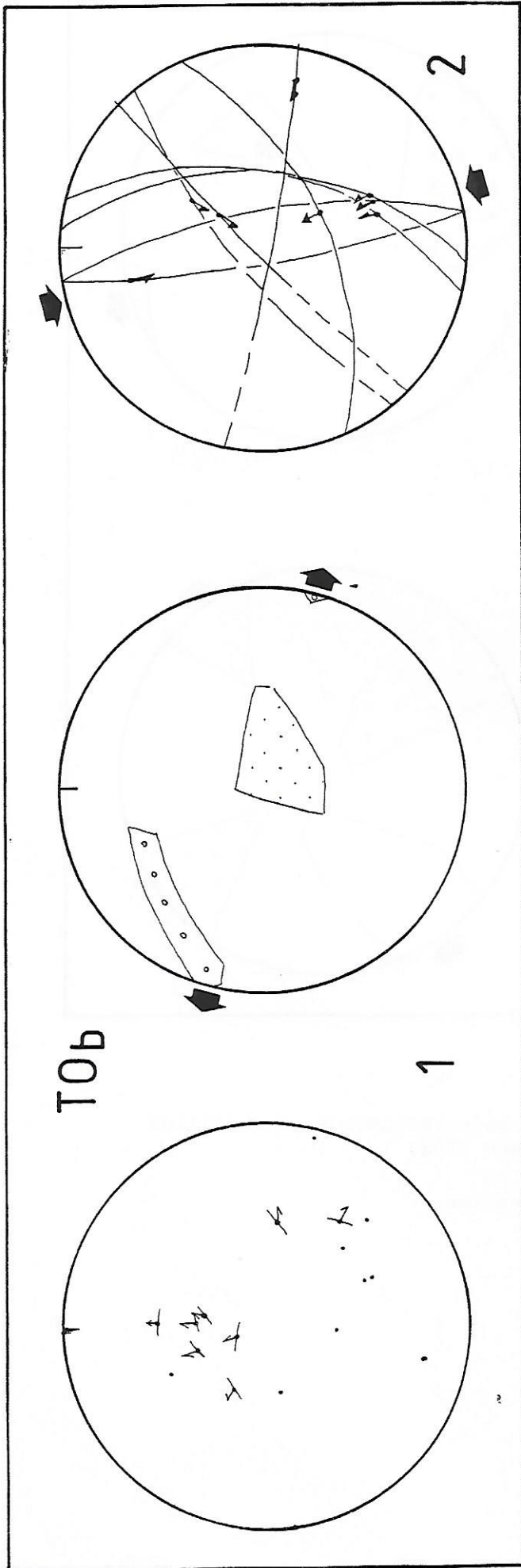


Figure 4 Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site de Talaat Oudmane (TOB). 1, phase d'extension; 2, phase de compression (localisation figure 50)

Vers le Nord, aux sites TOa (fig.40) et TOb (fig.41), les mesures montrent l'interférence de la phase compressive, les miroirs offrant souvent la possibilité d'observer la superposition de deux jeux nettement distincts, correspondant aux deux phases reconnues dans la région.

La direction d'extension dans les deux sites est très proche: elle est à N110 au site TOa et à N105 au site TOb. La compression est subverticale au site TOb, oblique au site TOa.

Dans le site TOa, la surface de certains bancs gréseux montre des microstructures liées à l'extension: ce sont des microdécrochements et de fentes de tension. L'ensemble est disposé suivant un micro-pull-apart, dont on peut déduire une direction d'extension orientée à N120-N130 (fig.42).

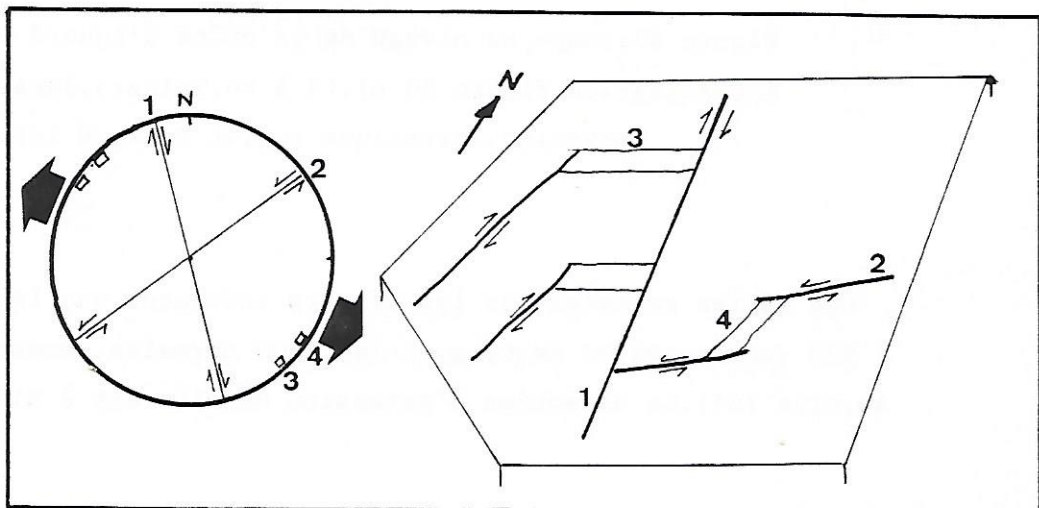


Figure 42: Microstructures observées sur la surface d'un banc de t4 (à droite) et diagramme associé (à gauche).

Quant à la compression tardive, elle s'oriente à N35 au site TOa et à N170 au site TOb. Cette rotation s'explique par la proximité de la flexure bordière, située immédiatement au Nord du site TOb. Ce phénomène ressemble à celui observé sur la faille du Tizi n'Machou décrite ci-dessus.

2.3.2.2-Le système de failles d'Amsissène-Aguerd Oumzil.

La surface structurale des grès roses t6 s'affaisse plusieurs fois par failles de direction N100 et N20 à mesure que l'on progresse vers le Nord (fig.43).

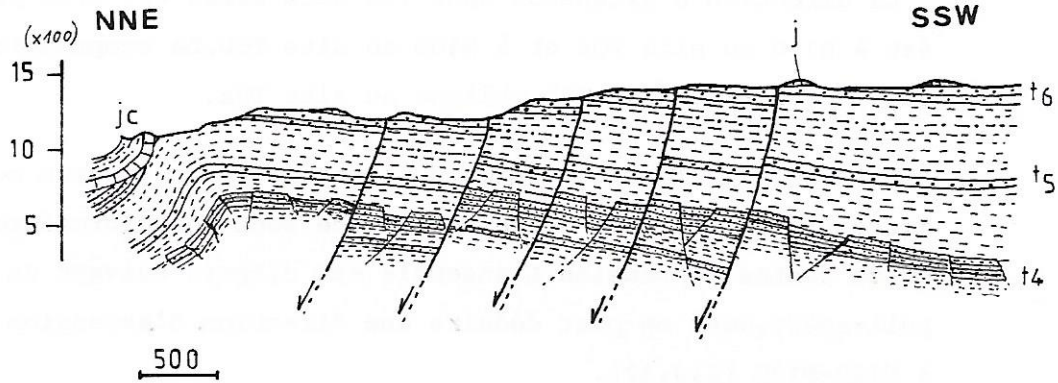


Figure 43: coupe au niveau de la crête d'Aguerd Oumzil (localisation figure 50 A). t4 à t6, Trias; j, Jurassique moyen; jc, Jurassique sup. et Crétacé inf.

Les stries relevées sur les miroirs indiquent que les failles à N20 sont normales dextres, et les N100 normales senestres (fig. 44, site IZ1). La direction d'extension déduite est à N145.

Ces accidents ont un rejeu tardif, puisque nous avons relevé une autre famille de stries: ceux à N20 ont rejoué en décrochements dextres purs à dextres inverses, les N100 ayant probablement rejoué en failles inverses. La direction de compression tardive est comprise entre N45 et N85 (fig. 44, site IZ2).

Les failles à N100 sont tronquées à l'Ouest par un grand accident NNE-SSW, la faille d'Amsissène, bien visible sur les images satellite et mettant en contact le t5 ou le t6 avec le t8, celui-ci montrant une discordance interne due probablement à un jeu synsédimentaire (fig. 45, coupes I et II).

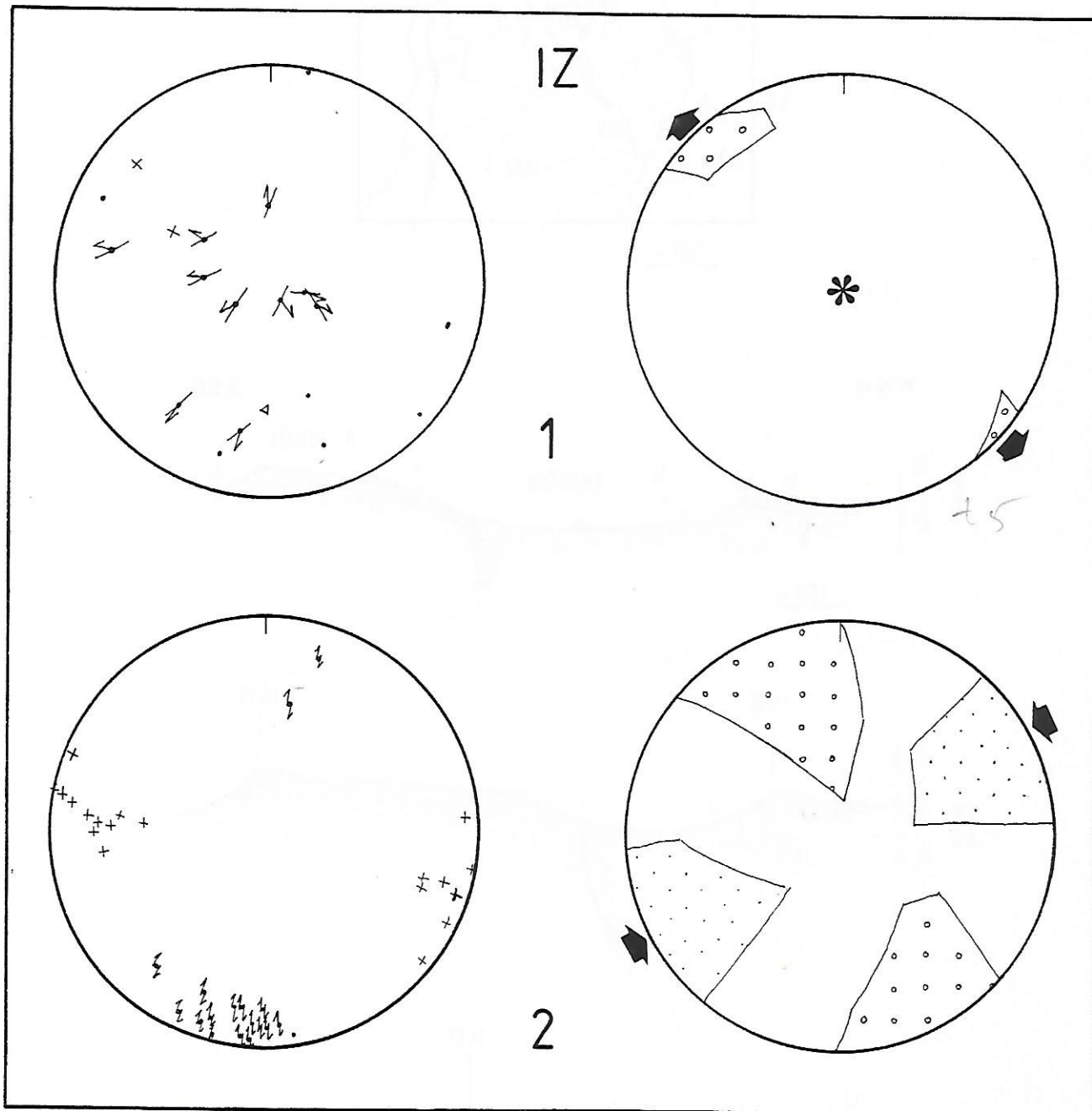


Figure 44: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site d'Izarifène (IZ). 1, phase d'extension; 2, phase de compression. (localisation figure 50)

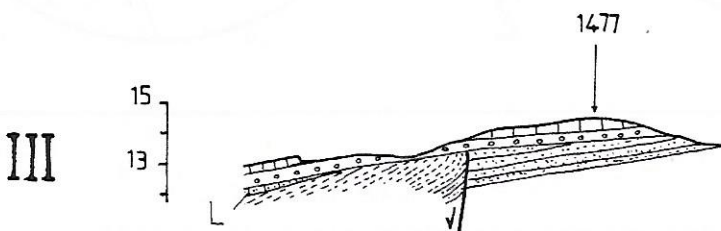
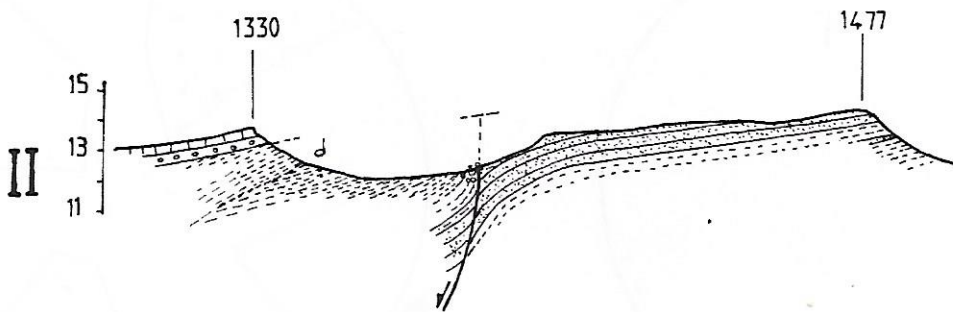
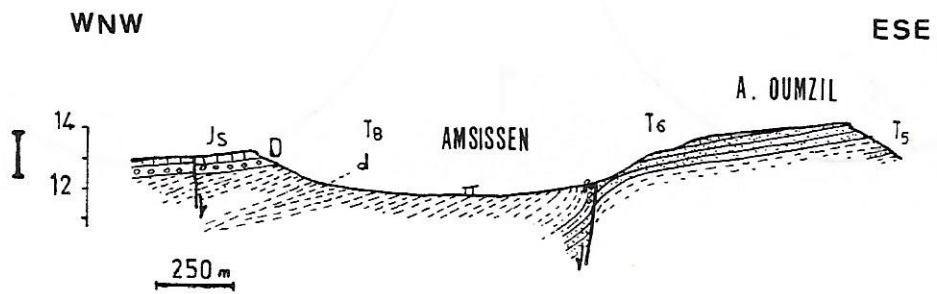
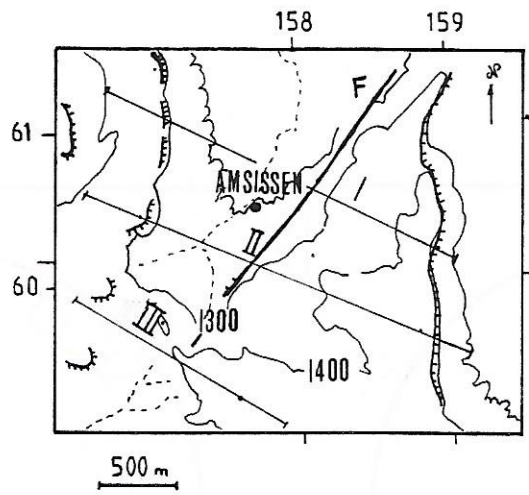


Figure 45: Coupes à travers la faille d'Amsissène.
 t5 à t8, Trias; L, Lias (coupe III); D, Dogger;
 Js, Callovo-oxfordien.

Vers le Sud-Ouest, cet accident est recouvert, cacheté, par le conglomérat du Dogger, et se trouve ainsi fossilisé (fig.45, coupe III et fig.46). Plus au Sud, il ne s'exprime que par des failles NE-SW sans stries mesurables. Le plan principal n'apparaît plus et l'on doit supposer qu'il est caché par le t8. Parmi les accidents à N30, nombreux au t4, celui-ci est l'un des rares à rester actif jusqu'au t8.

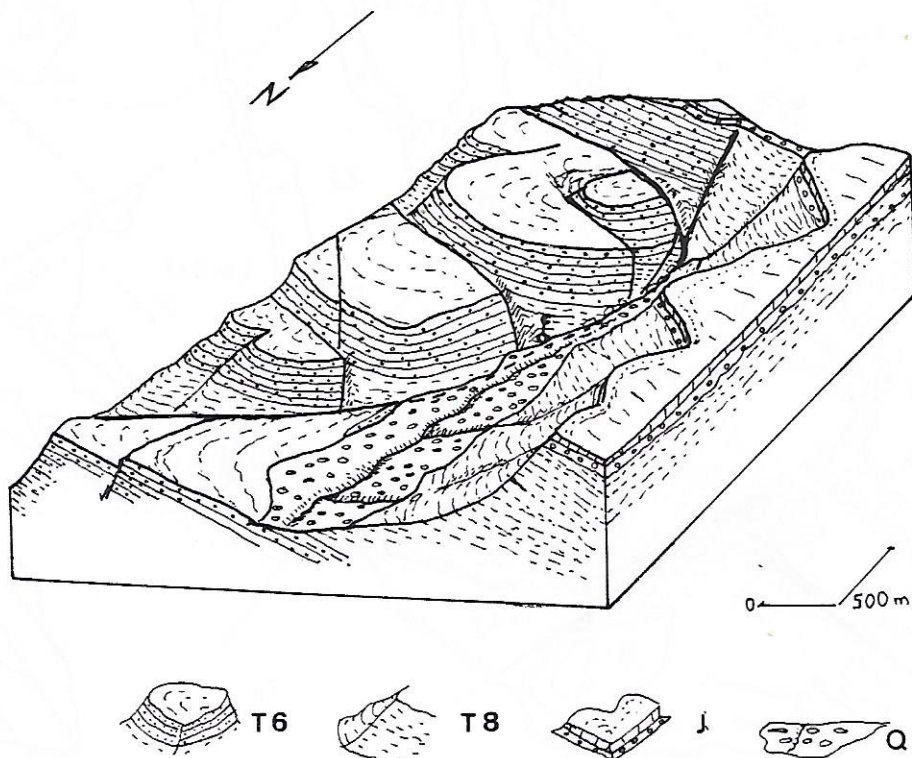


Figure 46: Bloc-diagramme du système de failles d'Amsissène-Aguerd-Oumzil. t6, t8, Trias; J, Jurassique; Q, Quaternaire.

Ce système de failles permet d'avoir une chronologie relative précise. La faille d'Amsissène est anté-dogger, voire anté-lias, post-t6 et peut être syn-t8 puisque la discordance interne de celui-ci peut suggérer un jeu synsédimentaire. Cette faille est postérieure (ou à la limite contemporaine) aux failles d'Aguerd Oumzil, puisqu'elle les recoupe.

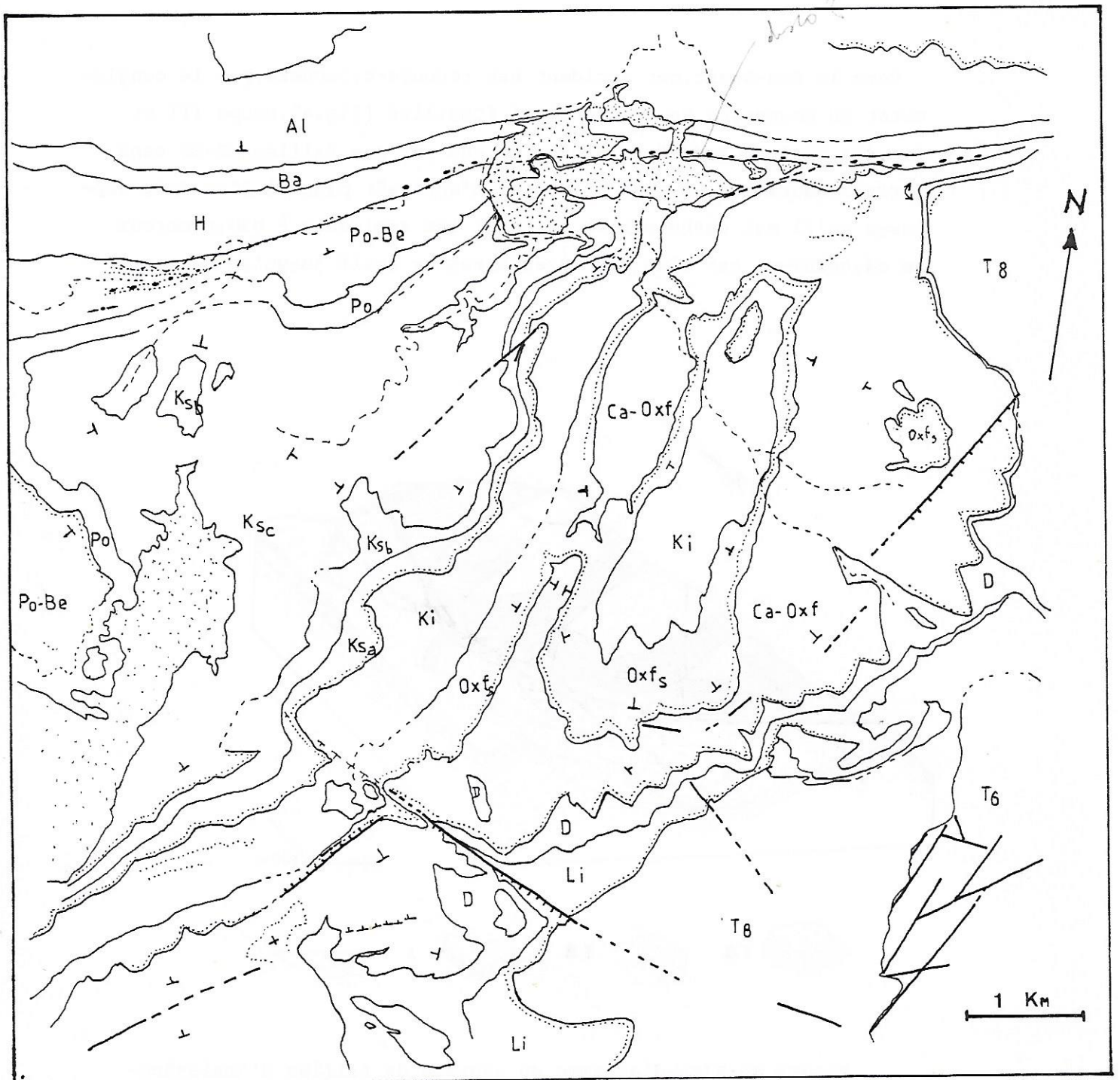


Figure 47: Carte géologique photointerprétative de la région d'Ichemrarène (localisation fig.28, encadré n°2). Même légende que la fig.30. t6 à t8, Trias; Li, Lias sup.; D, Dogger; Ca-Oxf, Callovo-oxfordien; Oxf_s, Oxfordien supérieur; Ki, Kimmeridgien inférieur; Ks, Kimmeridgien supérieur (a, b, c, termes lithologiques); Po, Portlandien; Po-Be, Portlandien-Berriasien; H, Hauterivien; Ba, Barrémien; Al, Aptien-Albien.

3-Conclusions.

+La densité de fracturation décroît avec le temps entre le Trias inférieur et le Trias supérieur.

+Le centre du bassin montre des failles normales décrochantes, la bordure Sud une faille inverse, rejeu d'une paléofaille normale; la bordure Nord une flexure.

+Deux types de déformation apparaissent nettement:

-une extension triasique avec σ_3 NW-SE, et σ_1 vertical en général (fig.50 A);

-une compression tardive avec σ_1 NE-SW en général, N-S près des grandes failles (fig.50 B).

On remarquera que les rejets transversaux, faibles en général, et le pendage fort des accidents traduisent une extension assez réduite, de l'ordre de 6% au plus (peut-être davantage pour le système d'Aguerd Oumzil). Par contre, la composante verticale qui traduit la subsidence est très forte, et aux 2000m d'épaisseur des sédiments doivent s'ajouter les rejets verticaux de certaines failles comme celle d'Amsissène, de quelque 300m.

II-Structure de la série jurassique et crétacée.

1-Anomalies d'ordre stratigraphique.

Les couches du Jurassique sup.-Crétacé inf. montrent le long du secteur d'importantes variations d'épaisseur, pouvant parfois-même disparaître.

En suivant la série d'Ouest en Est le long de la flexure bordière, les termes biseautent un à un, du plus récent au plus ancien, c'est à dire du Portlandien-Berriasien au Callovien-Oxfordien sous les marnes rouges de l'Hauterivien (fig.47). Parfois, on peut observer des discordances internes au sein de la même formation (Portlandien, fig.47 au Nord-Ouest de la carte).

Bien que légèrement faussés par la flexuration tardive, les pendages

prouvent qu'il s'agit de discordances progressives dans la série jurassique. L'Hauterivien est discordant sur le reste, ayant été déposé sur une série jurassique relevée à sa bordure NE, à l'approche d'un paléorelief localement compliqué, probablement ébauché suite au jeu d'une faille synsédimentaire à pendage nord, le schéma se rapprochant plutôt du modèle 1 de la figure 48.

Les données de la Société Chérifienne des Pétroles concernant les épaisseurs de la série mésozoïque militent en faveur de cette option, bien que la seconde ne soit pas exclue.

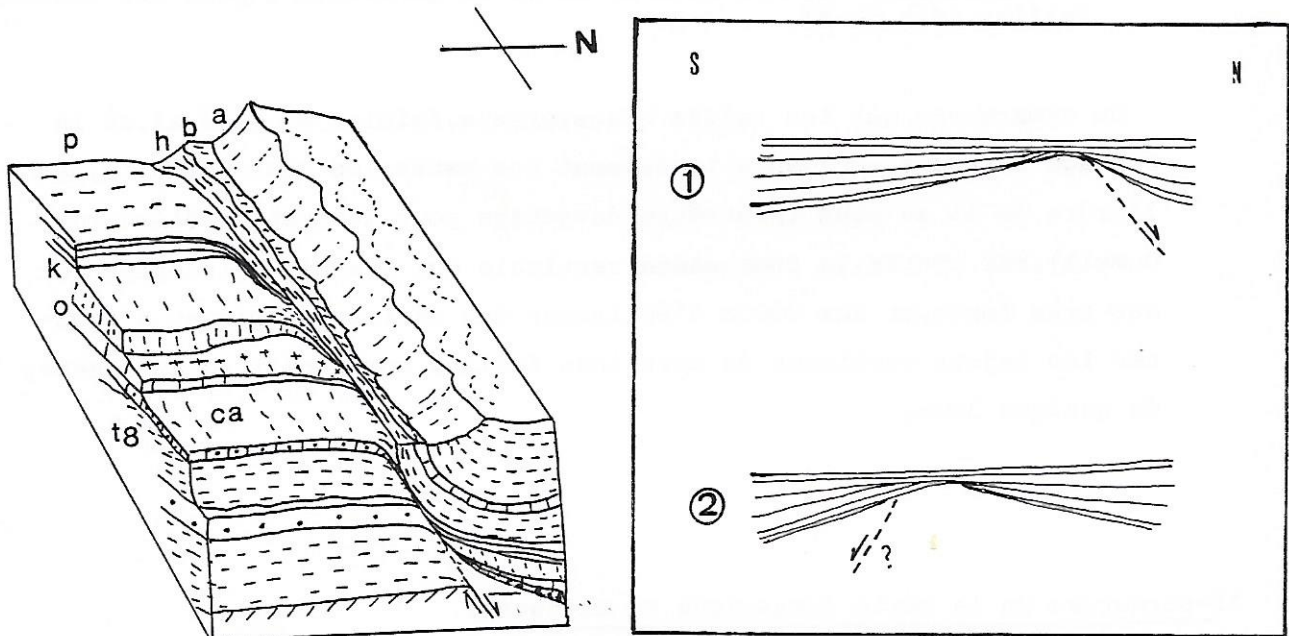


Figure 48: A, Bloc-diagramme montrant les anomalies stratigraphiques affectant la série jurassique et crétacée. t8, Trias; ca, Callovien; o, Oxfordien; k, Kimméridgien; p, Portlandien; h, Hauterivien; b, Barrémien; a, Aptien et Albien.

B, Modèles où la faille présumée est à pendage nord (1) ou Sud (2).

2-Tectonique

2.1-Les failles bordières.

Le couloir d'Ichemrarène-Imi n'Tanoute est caractérisé par de

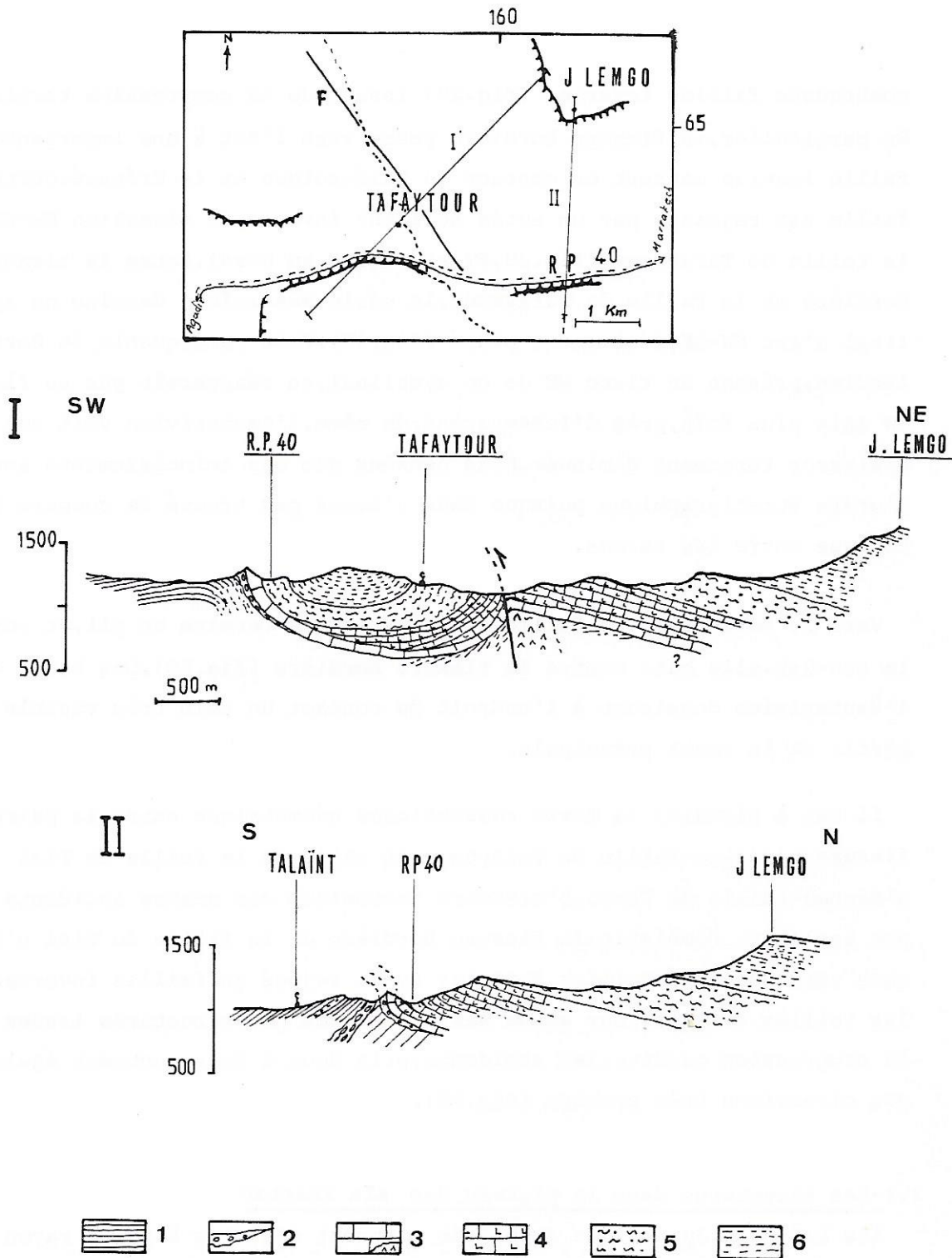


Figure 49: Coupes à travers la bordure nord de la vallée des Irohalène.
 1, Trias; 2, Dogger; 3, Callovien à Kimmeridgien; 4, Portlandien
 5, Hauterivien; 6, Barrémien à Albien.

*Interprétation adoptée selon le cart. géol. théorique, or, carte Luv. et Toub.
 contact/faulle ⇒ terrain.*

nombreuses failles inverses (fig.29) issues de la compression tertiaire. En particulier, la flexure bordière passe vers l'Est à une importante faille inverse mettant en contact le Paléozoïque et le Crétacé. Cette faille est rejointe par un autre accident inverse, de direction NW-SE, la faille de Tafaytour (fig.29, FT, et fig.30 au Nord). Entre la flexure bordière et la faille de Tafaytour, la série mésozoïque dessine un synclinal d'axe NW-SE, légèrement pincé (fig.49). Fait remarquable, le Portlandien, présent au flanc NE de ce synclinal, ne réapparaît pas au flanc SW mais plus loin, près d'Ichemrarène; de même, l'Hauterivien voit son épaisseur fortement diminuée. Nous pensons que ces amincissements sont d'ordre stratigraphique puisque nous n'avons pas trouvé de coupure tectonique entre les termes.

Vers le Nord-Ouest, la faille de Tafaytour se termine en pli, et vers le Sud-Est, elle bute contre la flexure bordière (fig.50). Les bancs de l'Hauterivien dessinent à l'endroit du contact un coin très visible à partir de la route principale.

Il est à signaler la forte ressemblance géométrique entre la paire: flexure bordière-faille de Tafaytour, et celle de la faille de Tizi n'Machou-faille de Zawya. L'histoire tectonique des quatre accidents est également semblable: la flexure bordière et la faille de Tizi n'Machou sont des paléofailles normales ayant joué en failles inverses; les failles de Tafaytour et de Zawya sont des néo-structures issues de la compression tardive. Ces accidents, pris deux à deux, montrent également des directions très proches (fig.50).

2.2-Les structures dans le plateau des Aït Khattab

Les bancs du Jurassique supérieur montrent des plis à grand rayon de courbure, d'axe NE-SW, ainsi que des failles de direction NE-SW ou NW-SE.

Les accidents NE-SW correspondent à des failles normales. Le compartiment effondré est SE dans un cas, NW dans deux autres. D'autres petites failles, de direction semblable, imperceptibles sur le terrain, s'y rajoutent par photointerprétation.

L'accident NW-SE, visible sur les photographies aériennes est un cas plus complexe. Peu perceptible dans le Lias et dans le Trias sous-jacent,

il a par contre un rejet beaucoup plus sensible au niveau du Dogger, le compartiment SW étant effondré. La faille s'amortit dans l'Oxfordien supérieur.

Cet accident ressemble à celui d'Amzri, situé plus au Sud-Ouest et dont il n'est qu'un satellite (cf. infra §B).

2.3-Interprétation.

+Les failles NE-SW sont interprétables comme produites de l'extension NW-SE continuant celle observée dans le Trias à la faille d'Amsissène. Leur nature synsédimentaire reste à démontrer: les bancs sont parallèles aux failles et aucune série ne les recouvre.

+La faille normale NW-SE est compatible avec la présence de failles normales NE-SW.

+L'interprétation des plis est plus délicate. Trois hypothèses peuvent être formulées:

- ils sont le produit d'une compression;
- ce seraient de faux-plis dûs au jeu de paléofailles NE-SW sous-jacentes;
- ils reflèteraient un glissement sur pente, en présence d'une assise apte au décollement.

L'hypothèse la plus vraisemblable serait celle qui combinerait les deux premières. Nous excluons la troisième car il n'y a aucune assise qui permettrait le décollement. Rappelons que le Lias est dolomitique et que le Dogger et le Trias ne sont pas aptes au décollement (grès et conglomérats).

Nous pensons (cf. infra) que ces plis se situent à l'aplomb de paléofailles réactivées lors de la compression tertiaire.

En conclusion, l'étude menée dans le couloir d'Ichemrarène-Imi n'Tanoute révèle que le Jurassique et le Crétacé montrent des tectoniques superposées correspondant à deux grandes phases:

- la première, extensive, se manifeste par des failles normales et par des anomalies stratigraphiques le long de la flexure bordière;

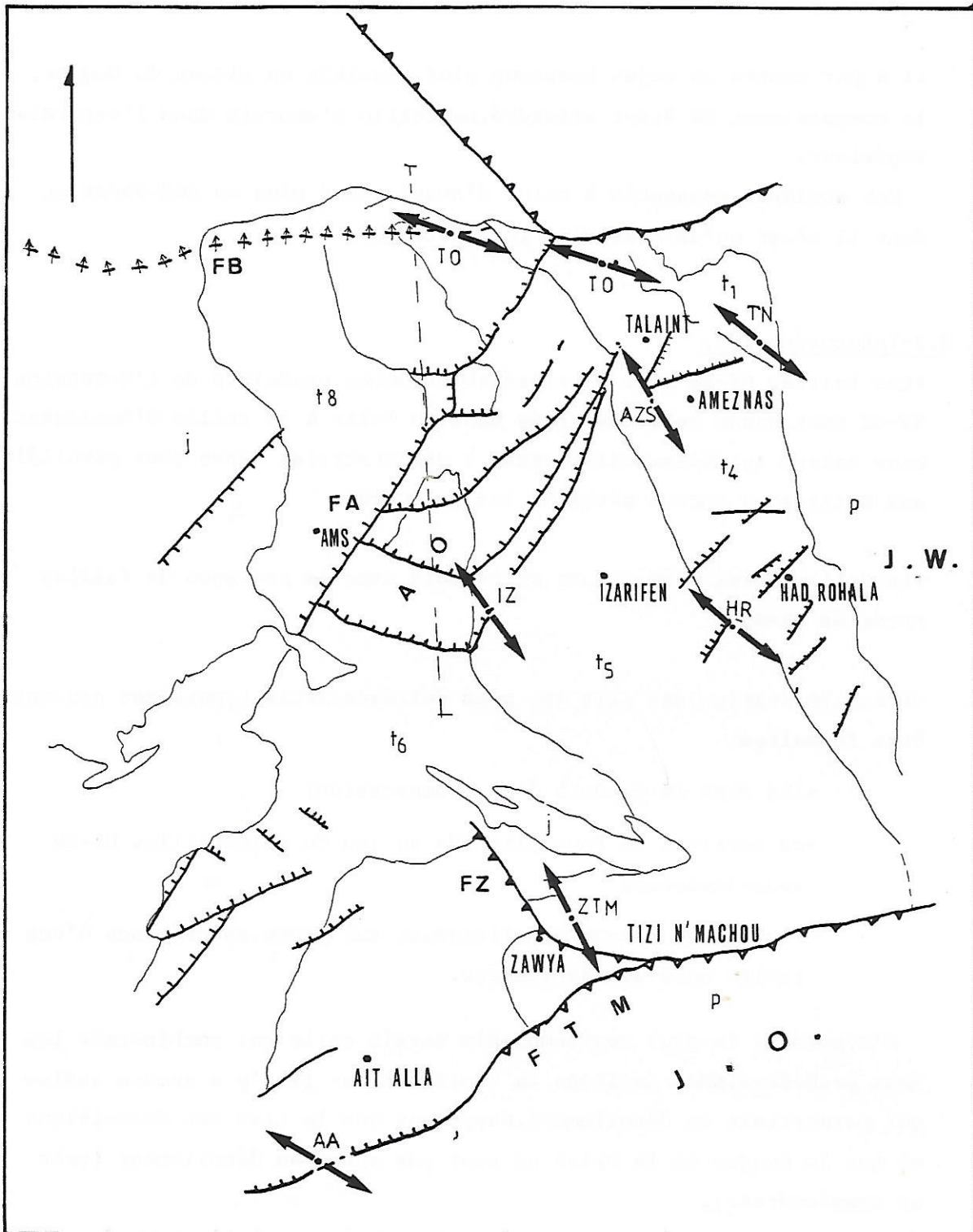


Figure 50 A: Distribution des directions d'extension (flèches) dans la vallée des Irohalène pendant le Trias.
 FB, Flexure bordière; FA, faille d'Amsissene; FZ, faille de la Zawya; FTM, faille du Tizi n'Machou; J.O., Jbel Oussoud; J.W., Jbel Waninaline; AO, Aguerd Oumzil.

Les lettres près des flèches correspondent aux sites de mesure (voir texte).

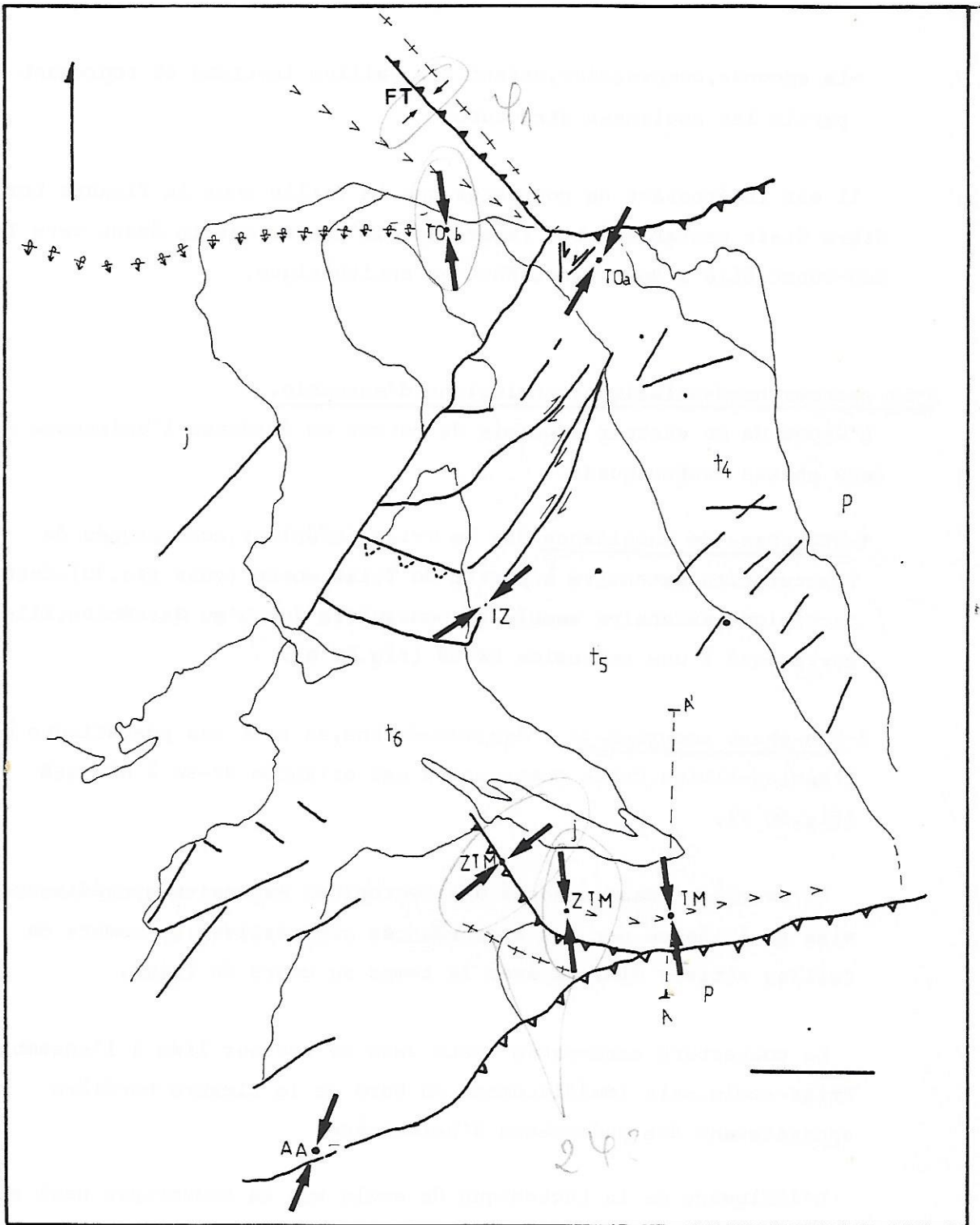


Figure 50,B:Distribution des contraintes dans la vallée des Irohalène pendant la phase de compression tertiaire.FT,faille d e Tafaytour

-la seconde, compressive, créant des failles inverses et reprenant en partie les anciennes structures.

Il est intéressant de constater que la faille sous la flexure bordière était probablement à regard nord, l'axe du bassin étant vers le Sud-Ouest. Elle a donc fonctionné en antithétique.

3-Le secteur nord-atlasique: conclusions d'ensemble.

L'étude de ce secteur a permis de mettre en évidence l'existence de deux phases tectoniques:

1-Une phase de subsidence dès le Trias inférieur, accompagnée de fracturation extensive à partir du Trias moyen (voir fig.30). Cette tectonique extensive semble se poursuivre jusqu'au Barrémien. Elle correspond à une extension NW-SE (fig.50 A).

2-Une phase compressive d'âge post-éocène, en tout cas postérieure à l'Aptien-Albien. Cette compression est orientée NE-SW à NNW-SSE (fig.50 B).

La première phase a donné une tectonique extensive synsédimentaire mise en évidence par les discordances progressives. Le nombre de failles actives diminue avec le temps au cours du Trias.

La couverture carbonatée reste dans ce secteur liée à l'ensemble Trias-socle, mais immédiatement au Nord de la flexure bordière apparaissent des phénomènes d'halocinèse.

L'influence de la tectonique de socle sur la couverture peut se faire par l'intermédiaire d'une faille normale synsédimentaire à l'aplomb d'une faille de socle.

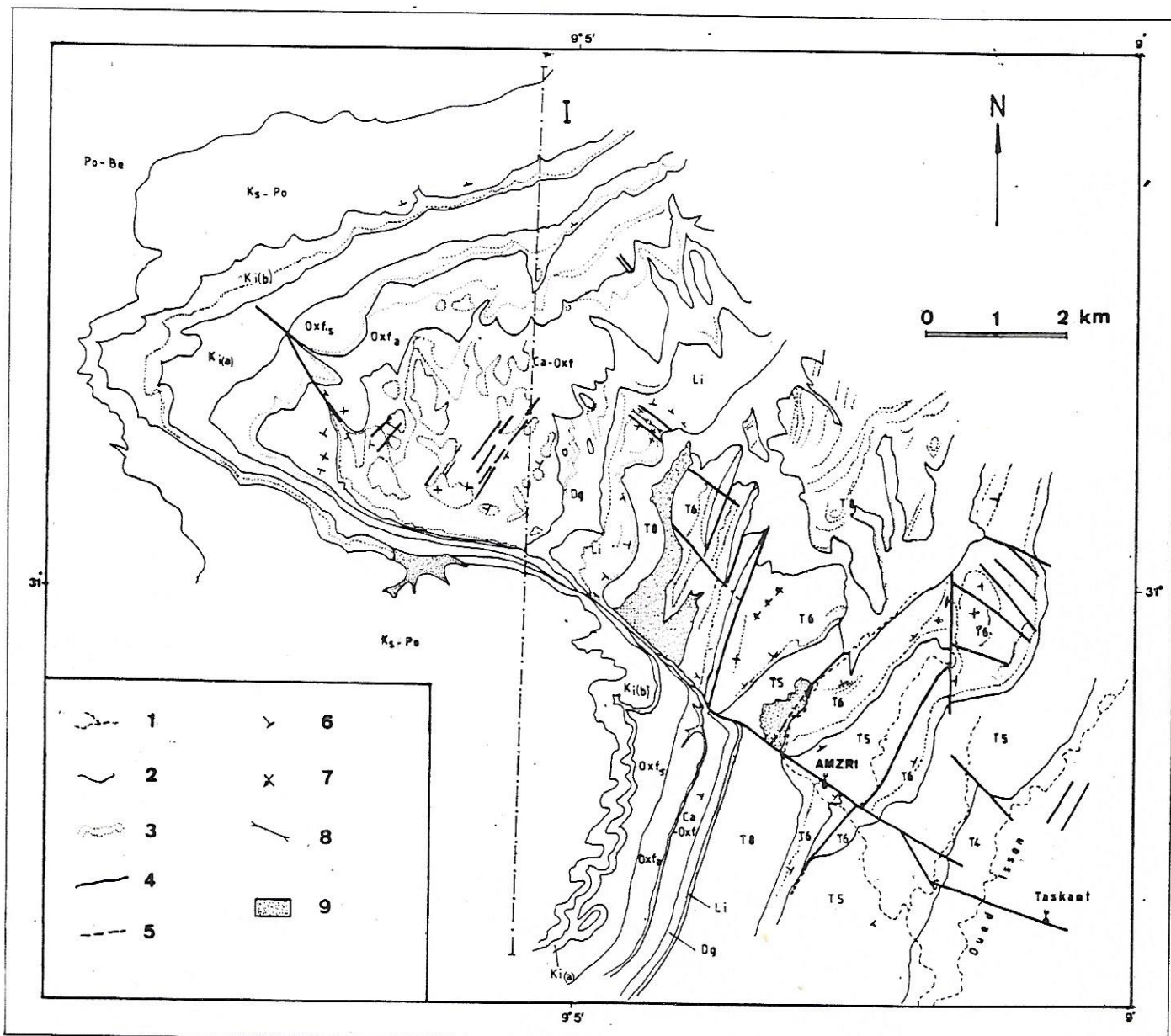


Figure 51; Carte géologique du secteur d'Amzri, dressée à l'aide des photographies aériennes.
 1, cours d'eau; 2, limite lithologique; 3, trace de couche; 4, faille; 5, faille probable; 6, pendage; 7, flexure; 8, axe synclinal; 9, alluvions; Po-Be, Portlandien-Berriasien; Ks-Po, Kimmeridgien sup.-Portlandien; Ki b-a, Kimmeridgien inf.; Oxf s, Oxf a, Oxfordien sup.; Ca-Ox, Callovo-oxfordien; Dg, Bajocien-Bathonien; Li, Lias sup.; T4 à T8, Trias. I, emplacement du profil de la fig. 53.

B-LA FAILLE D'AMZRI

Le secteur nord-atlasique est limité vers son extrême Sud par un important accident, de direction NW-SE, que l'on a dénommé "faille d'Amzri" (fig.9). Cette faille est aussi la limite Nord du "horst de Timezgadiwine".

I-Description.

La partie la mieux visible de cet accident est un anticlinal dissymétrique assez large (fig.51) d'axe NW-SE, affectant l'ensemble des couches carbonatées du Jurassique et du Crétacé inférieur. Les auteurs précédents (DUFFAUD, 1971; TIXERONT, 1974) ont cartographié une faille longeant le flanc court de ce pli, et se poursuivant dans le Trias où elle s'amortit. Il s'agirait donc d'une faille s'amortissant longitudinalement à ses deux extrémités, affectant à la fois le Trias et le Jurassique.

La cartographie détaillée de ce secteur (fig.51) à l'aide des photographies aériennes, montre une structure plus complexe où interviennent de nombreux biseaux stratigraphiques.

1-Dans le Trias.

Le Trias est plus faillé que sa couverture: à l'accident principal s'ajoutent d'autres fractures de même direction, NW-SE, et des failles NNE-SSW, recoupées par la faille d'Amzri. Les mesures recueillies sur les miroirs de direction NNE-SSW indiquent qu'il s'agit de failles normales décrochantes, répétitives en escalier dans le compartiment nord (fig.51). La direction d'extension déduite est à N140 (fig.52, site AMZa), concordante avec les directions d'extension observées au secteur nord-atlasique dans la vallée des Irohalène.

Les failles NW-SE, parallèles à l'accident principal sont à jeu normal également, mais la direction d'extension s'oriente cette fois à N50. (fig.52, site AMZb). Cette direction est totalement incompatible avec ce que l'on a observé dans les autres sites. Elle correspond très probablement à une phase post-triasique.

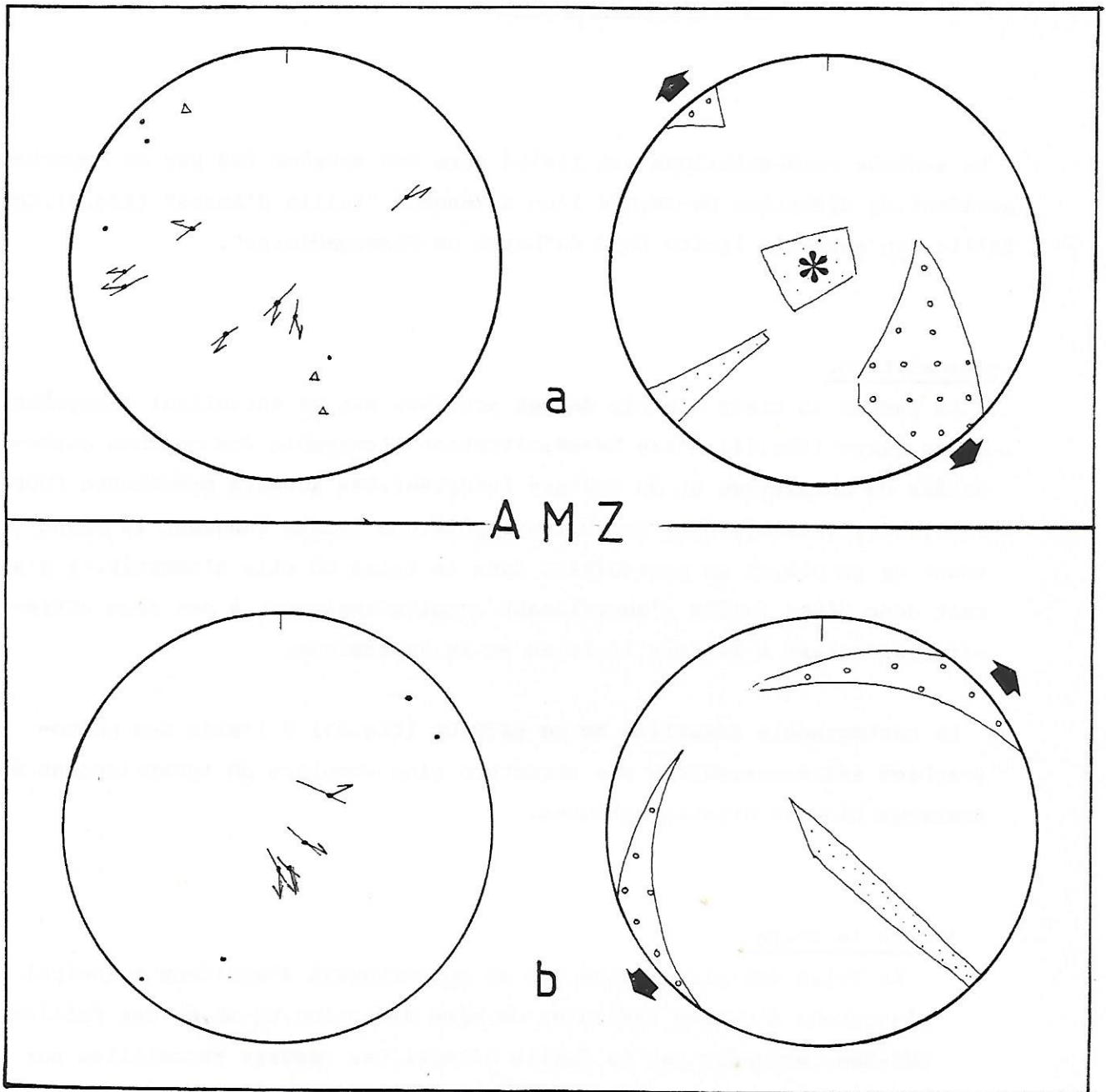


Figure 52: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies dans le Trias d'Amzri. a, phase d'extension triasique; b, phase d'extension post-triasique.

2- Dans la série jurassico-crétacée

Le Lias est affecté par l'accident. La barre du Lias dans le compartiment effondré vient se terminer en biseau dans le flanc court de l'anticlinal, mais nous ne saurions dire si l'amincissement est tectonique ou stratigraphique. Un peu plus loin, dans ce même flanc court, le Lias réapparaît en biseau très long et mince, puis se développe dans l'autre flanc.

De la même façon, les différents termes du Dogger, du Callovo-oxfordien et du Kimmeridgien du compartiment sud-ouest viennent se terminer en biseau dans le flanc court. Ils réapparaissent plus loin, restent d'abord assez minces, puis reprennent leur épaisseur dans le flanc nord-est. Ces biseautages ne sont pas tectoniques mais stratigraphiques: ils ne se disposent pas de part et d'autre d'une ligne unique, mais de manière imbriquée.

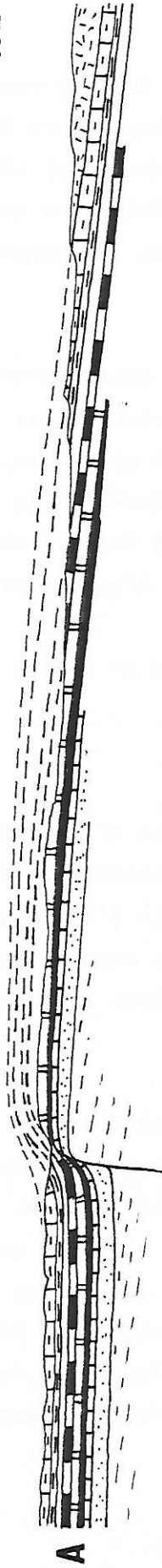
Le Portlandien n'est pas biseauté, mais son épaisseur se réduit dans le flanc court.

Ces biseautages stratigraphiques, vus en coupe (fig. 53 A), suggèrent l'existence d'un paléorelief jurassique, dû à une déformation continue synsédimentaire de type "flexure". Ainsi, la faille d'Amzri qui affecte le Trias et le Lias, continue de fonctionner au Jurassique, induisant une flexure synsédimentaire provoquant à son tour les biseautages et les amincissements.

Les profils retectoniques (fig. 53 B et C) permettent de reconstituer le déroulement du phénomène. A chaque étape, la sédimentation s'effectue sur des dépôts antérieurs déformés en flexure. L'épaisseur est maximum dans les zones basses, réduite ou nulle sur les points les plus hauts et les plus raides. Après le Jurassique supérieur (fig. 53 A), il est nécessaire de faire une accentuation du pli due à la compression. Les profils permettent de calculer le rejet de la base du Lias: de 150 m. à la fin du Callovo-oxfordien, il passe à 250m au Portlandien et à 400m actuellement.

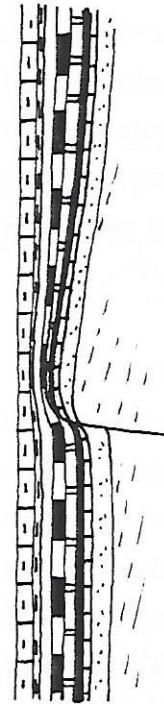
SW

NE



500 m

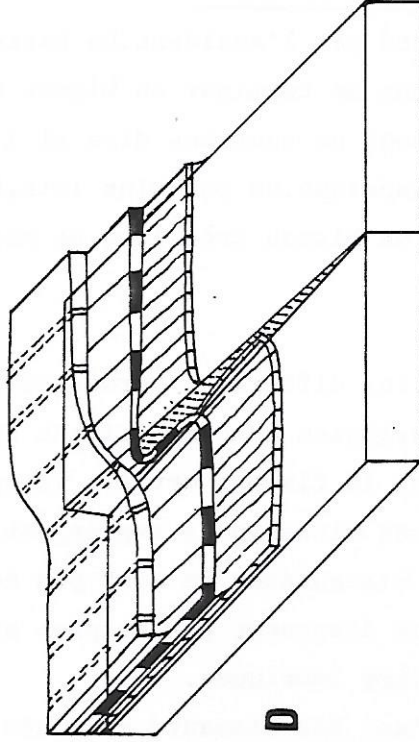
500 m



B



C



D

- 1 [diagonal lines] 2 [horizontal lines] 3 [vertical lines] 4 [white] 5 [dots] 6 [horizontal dashed] 7 [solid black] 8 [vertical dashed] 9 [diagonal dashed] 10 [diagonal solid]

Figure 53: L'accident d'Amzri dans l'espace et dans le temps

- A-Profil de la structure d'Amzri, repérée en I sur la fig.51
- B-Profil retrotectonique: situation au Kimmeridgien-Portlandien
- C-Profil retrotectonique: situation à la fin du Callovo-oxfordien
- D-Bloc diagramme schématique de la situation actuelle
- 1, Portlandien-Berriasien; 2 et 3, Kimmeridgien-Portlandien; 4, 5 et 6, Callovo-oxfordien; 7, Dogger; 8, Lias; 9, Trias terminal ou infralias; 10, Trias.

II-Interprétation.

Schématisé par le bloc-diagramme de la figure 53 D, l'accident d'Amzri se développe dans l'espace et dans le temps.

Dans le Trias, il correspond à une faille qui s'amortit vers le Sud-Est et dont le rejet augmente vers le Nord-Ouest, pour sa partie visible. Il n'y a pas de raison d'envisager une diminution de rejet dans sa partie cachée par le Mésozoïque, il devrait au contraire plutôt augmenter.

Dans le Jurassique, la faille a joué au cours de la sédimentation et elle passe vers le haut à une flexure synsédimentaire, le rejet diminuant au fur et à mesure que l'on monte dans la série. L'apparence d'amortissement de l'accident vers le Nord-Ouest est due à l'inclinaison de la série vers l'Ouest: il y a amortissement vers le haut et non pas en profondeur.

Les terminaisons de l'accident d'Amzri sont de nature différente:

- vers le Sud-Est, c'est un simple amortissement longitudinal;
- vers le Nord-Ouest, il y a un amortissement progressif vers le haut et l'accident doit continuer sous la couverture sédimentaire.

L'accident d'Amzri n'est pas le seul dans son genre. Plus au Nord existe un accident de même allure, qui lui est parallèle (fig. 47), bien que de longueur beaucoup plus réduite.

Dans le cadre régional, l'accident d'Amzri et ses satellites correspondent à l'effondrement du bassin mésozoïque vers le Sud-Ouest. Rappelons à ce propos que les épaisseurs des séries augmentent dans le même sens (vers le Sud-Ouest), et les faciès deviennent plus profonds.

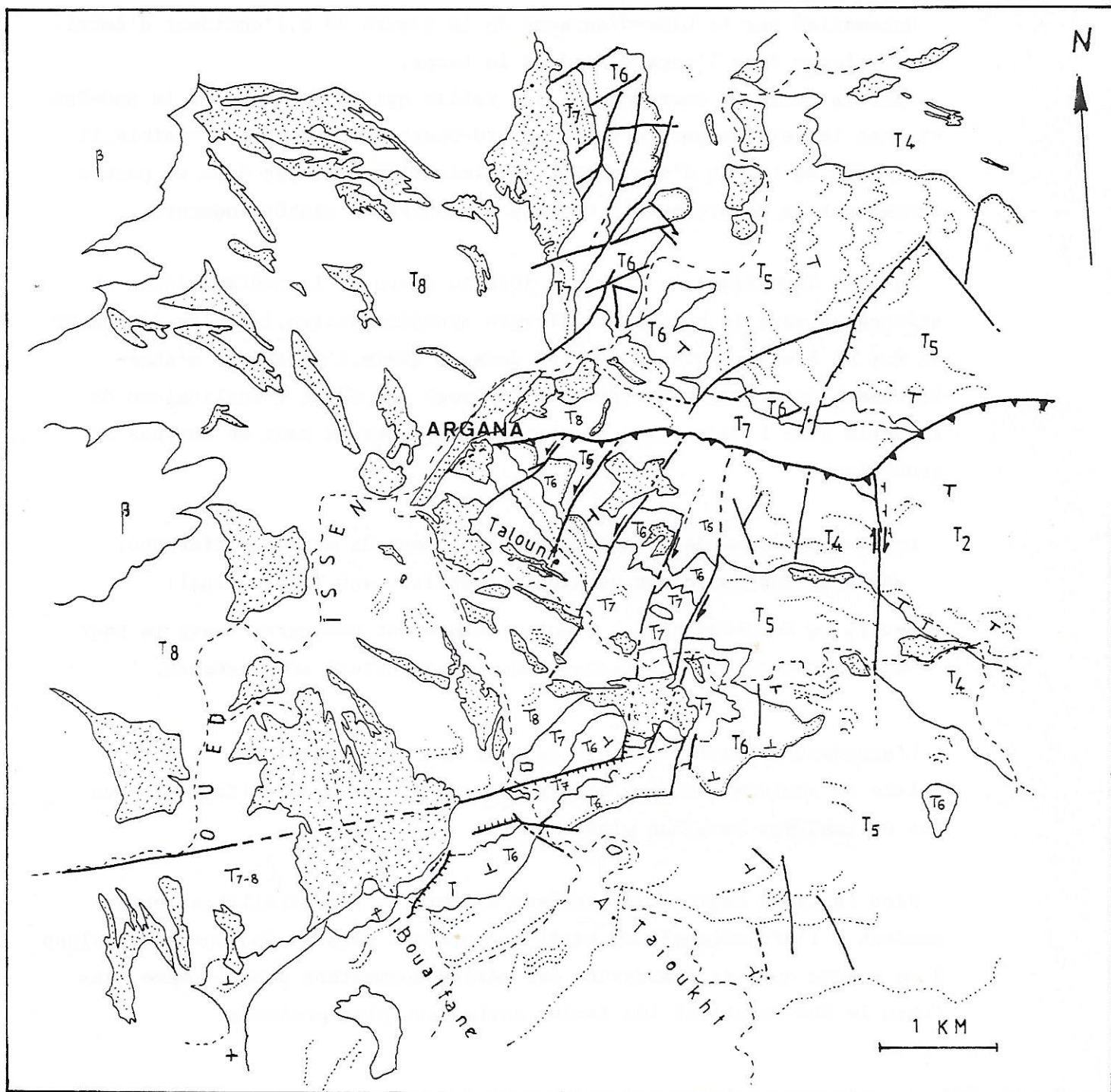


Figure 54: Carte géologique photointerprétative de la région d'Argana. Même légende que la figure 30. β, basaltes.

C-L'ACCIDENT DE BIGOUDINE

Comme nous l'avons indiqué ci-dessus (p.59),cet accident est le trait structural majeur de la région d'Argana.Il est formé de deux branches:la faille d'Argana,branche nord,et l'accident principal.

I-Dans le Trias.

1-Structure d'ensemble révélée par la photointerprétation

1.1-Documents.

On a utilisé les photographies aériennes de la mission 221-57 n°54 à 56 et 76 à 78,de qualité moyenne.

1.2-Morphologie.

Le secteur est limité à l'Ouest par les entablements basaltiques du Trias-Lias,et structuré par les deux grands accidents.

En gros,il s'agit d'un synclinal en dépression de Trias,le synclinal de Talount,limité par la faille d'Argana au Nord et par la flexure faillée correspondant à l'accident de Bigoudine au Sud.

L'aspect et le relief des formations est assez identique à celui décrit dans la vallée des Irohalène (voir Tableau VI,p. 73).

1.3-Discordances

La seule perceptible est celle du t6 sur le t5,un peu à l'Est d'Argana:les bancs de t6 à pendage sud,reposent sur différents bancs de grès rouges t5 à pendage sud-sud-ouest,légèrement plus fort (fig.54).

1.4-Analyse de la fracturation.

Deux grandes familles de fractures apparaissent dans le secteur: l'une entre N10 et N40,l'autre entre N50 et N80.Celle-ci contient les failles les plus longues du secteur.

Le t6 et le t5 apparaissent plus fracturés que le reste,mais ceci est lié uniquement à la compétence des bancs,le t4 et le t8 étant très argileux.

2-Données de terrain.

2.1-La faille d'Argana

Elle est visible au village même et se rattache vers l'Est à l'accident de Bigoudine. Les bancs de t_g-7 sont relevés puis renversés, dessinant un crochon synclinal à coeur de t₈ compliqué de quelques replis mineurs à l'extrême Ouest (fig.55). L'axe est à N100.

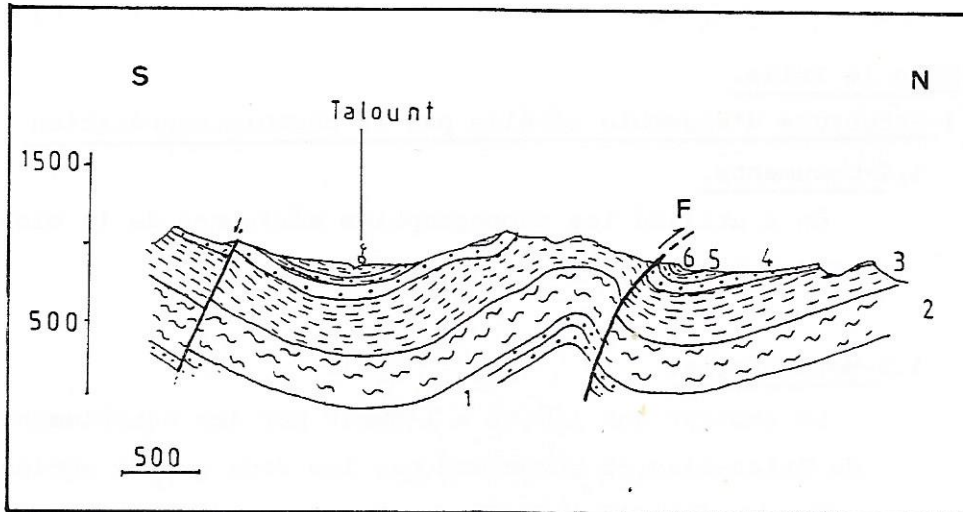
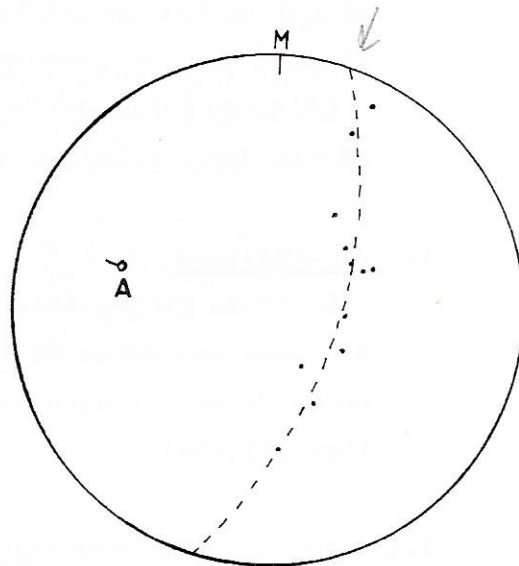


Figure 55 A:
Coupe à travers la faille d'Argana (F) et le synclinal de Talount.

Figure 55 B:
Détermination sur canevas de l'axe d'un pli en contrebas de la faille d'Argana. Les points correspondent aux pôles des plans de stratification.



Vers l'Est, la faille s'oriente au Nord-Est, et les bancs du compartiment nord, abaissé, ne sont plus renversés et ne dessinent plus de crochons. Encore plus à l'Est, la faille met en contact les schistes

paléozoïques du compartiment sud et les grès rouges t2 du compartiment nord. Le plan est alors subvertical. Les schistes montrent des microplis à axe vertical, et des filons ployés en crochons anticlinaux.

Vers l'Ouest, la faille s'amortit et devient une simple flexure dans le t8.

Le jeu de la faille est indiscutablement inverse à sa partie occidentale, mais vers l'Est, des arguments militent en faveur d'un jeu décrochant senestre, en grande partie triasique. Ces arguments sont les suivants:

- dans le compartiment nord, les bancs dessinent cartographiquement un large anticlinal, assimilable à un mégacrochon de jeu senestre (fig. 54 et Carte Géologique établie par TIXERONT, 1974);

- Les bancs ne sont plus renversés vers l'Est;

- les bancs de t6 s'effilent et ne peuvent plus être suivis régulièrement. L'étirement se fait vers l'Est, donc mouvement senestre.

- Dans le compartiment sud, la compression tardive a déformé les anciennes structures et seul reste un petit synclinal de t4, en fait crochon de faille.

L'examen de la carte seule inciterait l'observateur, à premier abord, à voir un jeu dextre en se référant à la position des couches de part et d'autre de l'accident, mais les structures décrites, les traits de la topographie et l'élimination du rejeu inverse tardif mettent en évidence le jeu senestre antérieur (fig. 55 C).

En conclusion, la faille d'Argana a au moins deux jeux: un premier jeu senestre normal au Trias, et un jeu inverse, probablement à composante senestre également, cénozoïque.

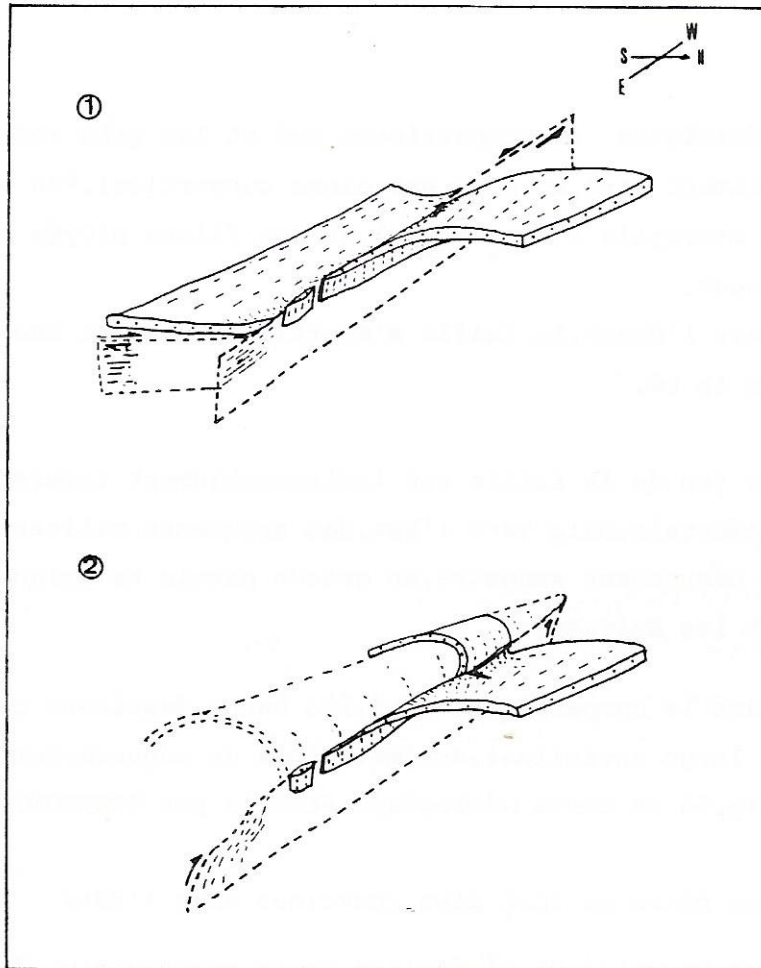


Figure 55c: Schéma des jeux successifs de la faille d'Argana.

La surface de référence est celle du t6.

1-Au Trias, stade de faille senestre normale

2-Au Tertiaire, stade de faille inverse

2.2-La région des Aït Moussi

Au Nord de la faille d'Argana s'observe un réseau assez dense de failles orientées NNE-SSW (fig.56). Ces failles sont bien exprimées dans le t5 et dans le t6, décalant régulièrement la barre de t6, surtout vers le Nord.

Les stries relevées sur les miroirs révèlent l'existence de deux phases:

-la première est une extension, orientée à N125, à laquelle correspondent les stries de jeu normal décrochant (fig.57, site AMa). La faille la plus longue, visible au centre de la figure 56 montre un

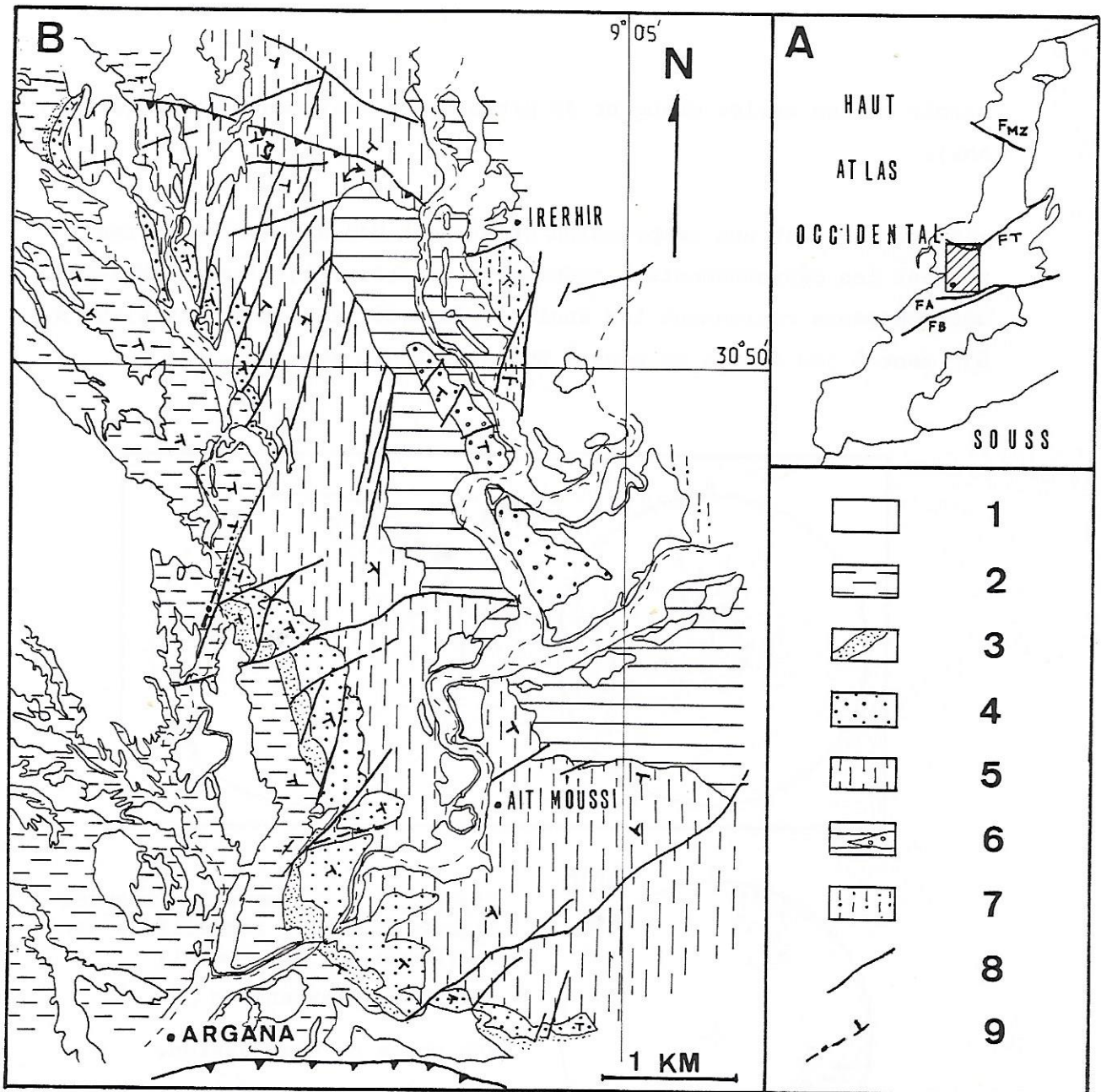


Figure 56: Carte géologique de la région des Ait Moussi, au Nord d'Argana
 1, Dépôts récents; 2, t8; 3, t7; 4, t6; 5, t5; 6, t4 avec banc gréseux;
 7, t2; 8, faille; 9 pendages.

miroir où les stries changent de pitch progressivement (fig.57,site AMa).

-La deuxième est une compression orientée à N45,à laquelle correspondent les décrochements à composante inverse (fig.57,site AMb).Ces décrochements reprennent les anciens plans de jeu normal.Les plans à N30 sont à jeu dextre et ceux à N60 sont à jeu senestre.

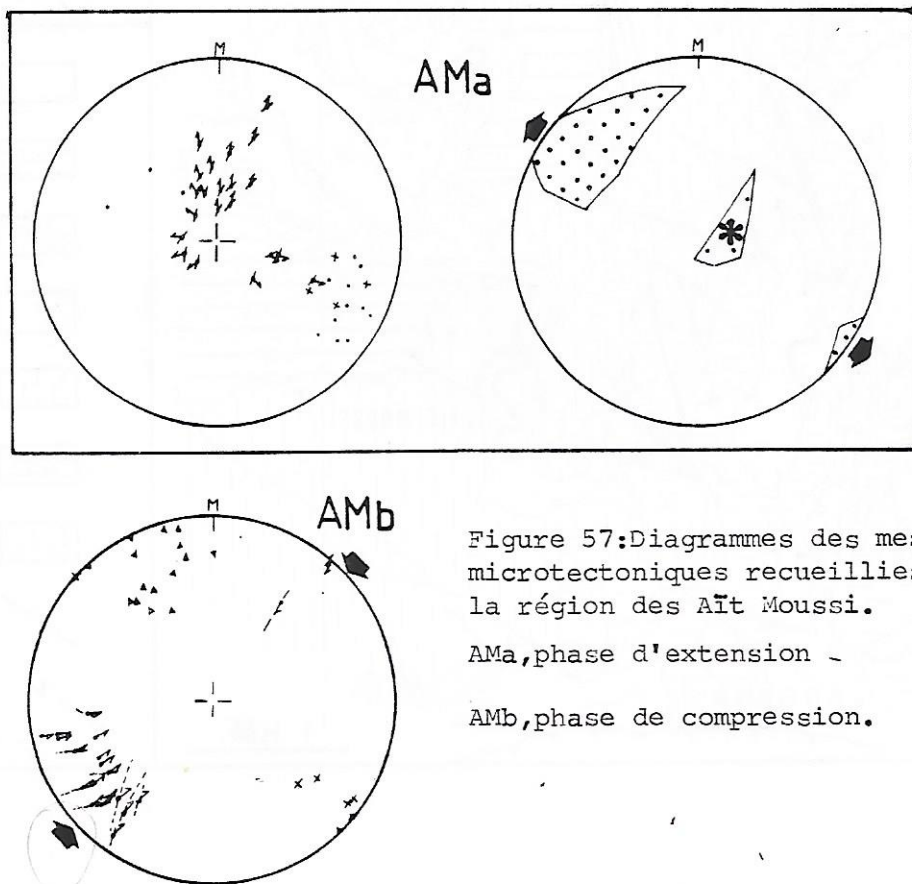


Figure 57:Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies dans la région des Aït Moussi.

AMa,phase d'extension -

AMB,phase de compression.

Vers le Sud,au ravin d'Irhzer Imdouane,les couches changent de direction,celle-ci devenant Est-Ouest (fig.56).Les mesures recueillies sur les miroirs des failles affectant la surface structurale des grès roses t6 indiquent,encore ici,l'existence des deux phases:les failles normales ou décrochantes normales donnent une extension à N110,avec une

compression subverticale (fig.58,site IMD1);les failles inverses et décrochantes inverses une compression à N15 (fig.58,site IMD2).

Des fentes de tension sont liées à l'extension.D'orientation NE-SW, elles présentent un remplissage gréseux,de même nature que la roche mère (le t6),quoique de couleur différente.Ceci peut indiquer qu'elles sont contemporaines du dépôt du t6.C'est sur certaines de ces fentes que l'on peut parfois observer des stries de deuxième phase.

Près de la faille d'Argana,des failles inverses sont liées à un petit anticlinal.De ces microfailles se déduit une direction de compression orientée à N35 (fig.58,site IMD3),compatible avec celle observée un peu plus au Nord-Ouest (site AMb).

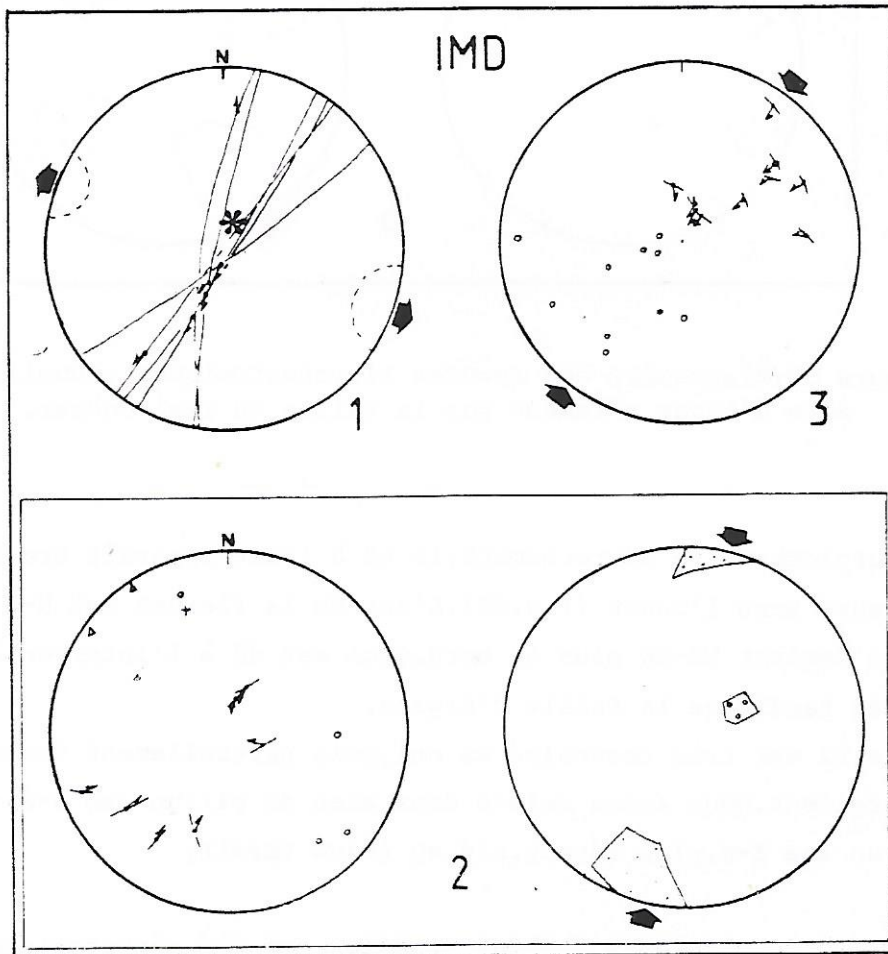


Figure 58:Diagramme des mesures microtectoniques recueillies au site d'Irhzer Imdouane (IMD).

2.3-La région de Tizi Oudrar

Vers ce col, un accident de direction N-S, recoupé à sa terminaison nord par la faille d'Argana décale cartographiquement la série de manière apparemment dextre (fig.54). Les stries relevées sur le miroir confirment un tel jeu. La compression déduite s'oriente selon une direction NE-SW (fig.59, site AnTb).

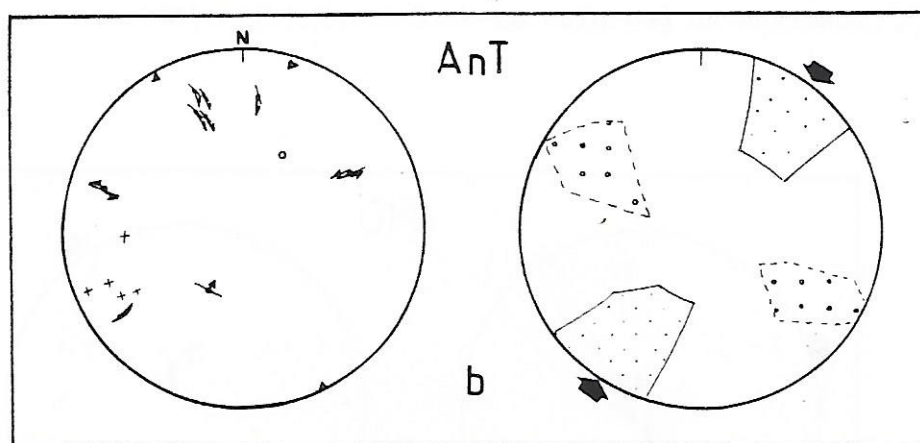


Figure 59: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site d'Adrar n'Tament sur la faille du Tizi Oudrar.

Surplombant le décrochement, le t2 à l'Est apparaît brutalement flexuré vers l'Ouest (fig.60). L'axe de la flexure est N-S au col, puis devient NE-SW plus au Nord. Ceci est dû à l'intervention du rejeu tardif de la faille d'Argana.

Le t2 est très tectonisé au col, puis partiellement tronqué par l'accident. Nous avons relevé deux axes de pli: un axe N-S, ancien et un axe E-W, plus récent, lié au rejeu tardif.

En outre, plusieurs failles normales ont été répertoriées. Les mesures donnent une extension à N140 avec une compression verticale. Des fentes de tension, se répartissant entre N120 et N140 y sont liées (fig.61).

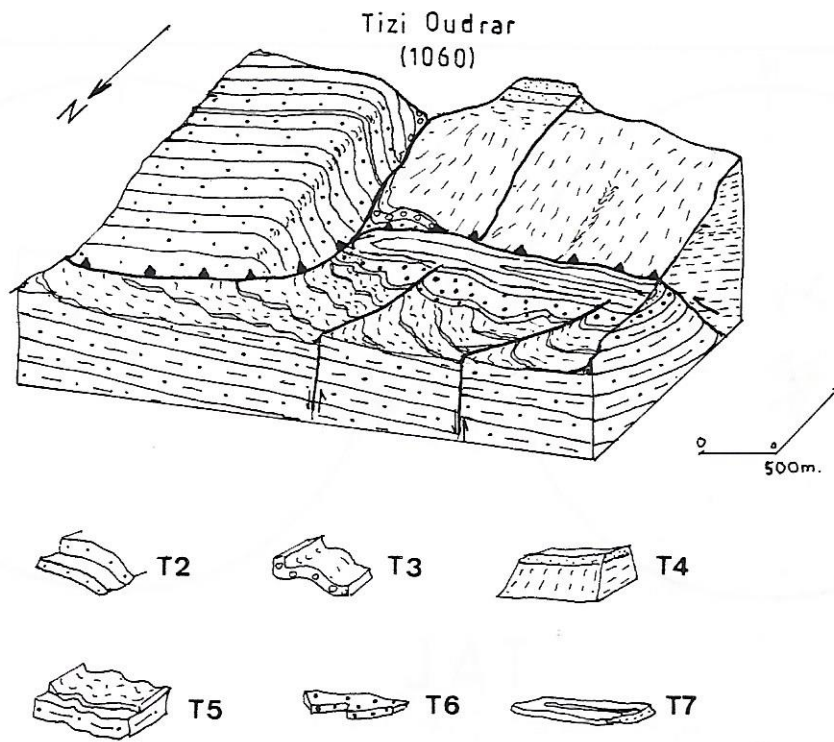


Figure 60: Bloc diagramme de la région de Tizi Oudrar
T2 à T7, Trias.

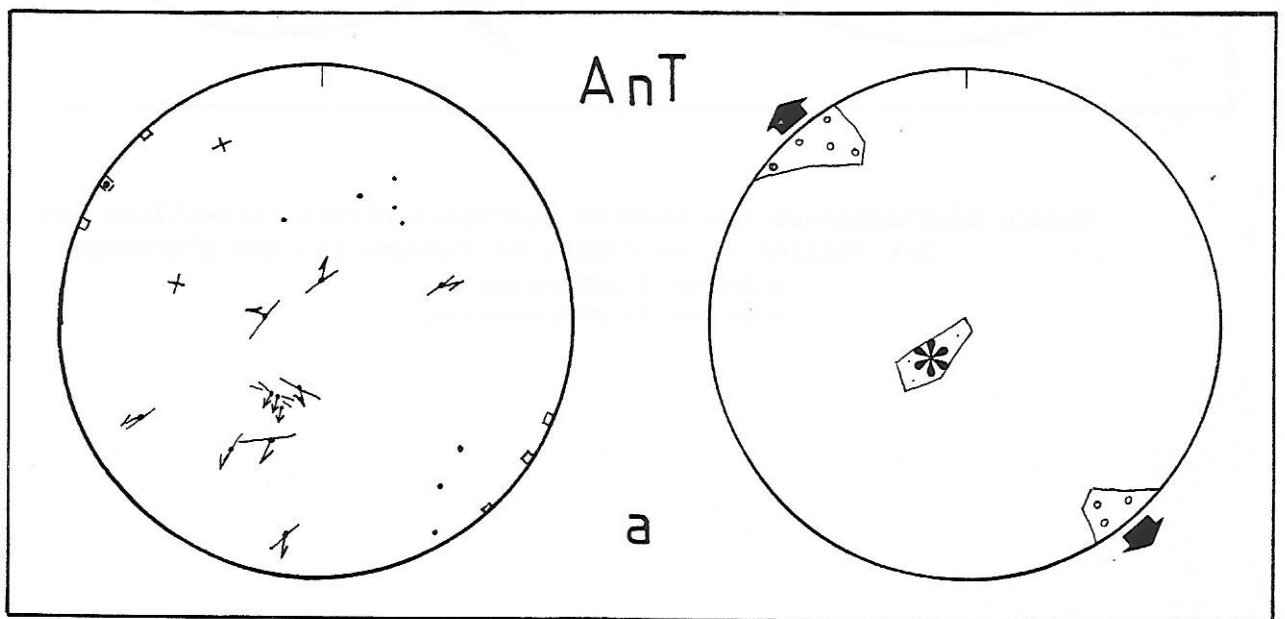


Figure 61: Diagrammes des mesures microtectonique recueillies sur
les failles de la région de Tizi Oudrar (phase d'extension).

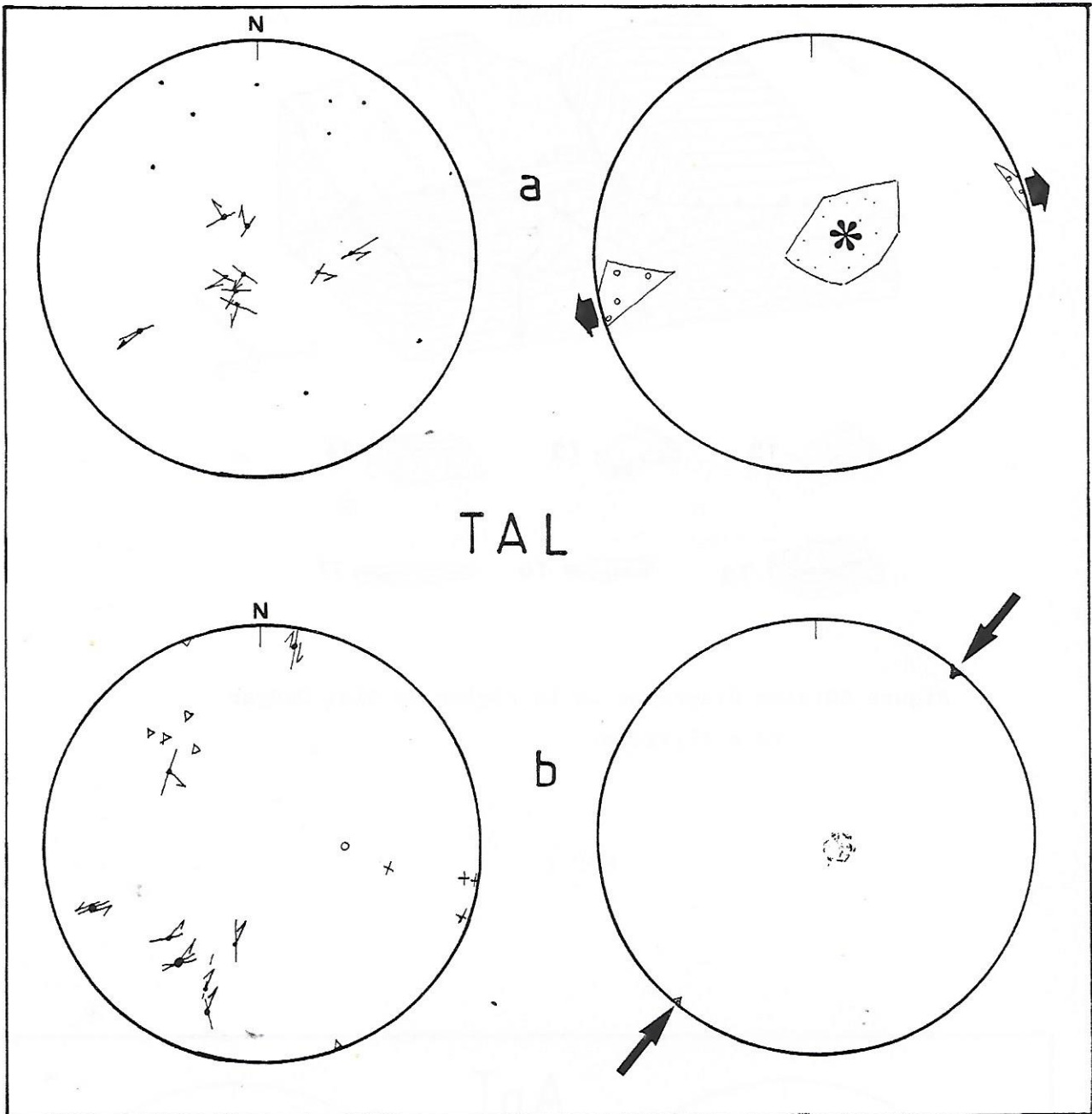


Figure 62; Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies sur les failles de la région de Talount (au Sud d'Argana)
 a, phase d'extension
 b, phase de compression

La faille du Tizi Oudrar apparaît donc comme une paléoflexure triasique, de direction subméridienne, reprise lors de la compression tardive en décrochement dextre.

2.4-Le synclinal de Talount

C'est la structure située entre la faille d'Argana et l'accident de Bigoudine. De nombreuses failles de direction NE-SW confèrent à l'ensemble un aspect de graben. Les failles NE-SW sont à rejet apparent dextre normal, les NNE-SSW étant à rejet apparent senestre normal (fig.54).

L'observation in situ des miroirs de faille permet de distinguer ici encore deux phases:

-la première, à laquelle correspondent les failles normales et décrochantes normales est une extension, orientée à N75, avec une compression subverticale (fig.62, site TALa). Cette direction, assez différente de celles qu'on a rencontré jusqu'ici, et s'échelonnant de N100 à N150 peut s'expliquer de deux manières: une rotation locale de la direction d'extension au Trias; ou une rotation provoquée par la compression tardive.

-la deuxième, à laquelle correspondent les failles décrochantes inverses, est une compression dont la direction a été localisée à N40 (fig.62, site TALb). Cette compression reprend ici également les anciens plans de faille normale.

Près d'Argana, le t7 est découpé en lentilles tectoniques. La direction de compression déduite est NNE-SSW après correction de basculement des couches (fig.63, site AR).

Il est à signaler que dans la plupart des cas, le t7 moule les plans de faille normale, et arrive parfois même à les recouvrir. La fracturation est donc contemporaine du t7 ou du t8 puisque celui-ci est quelquefois impliqué.

En conclusion, le synclinal de Talount est un ancien graben

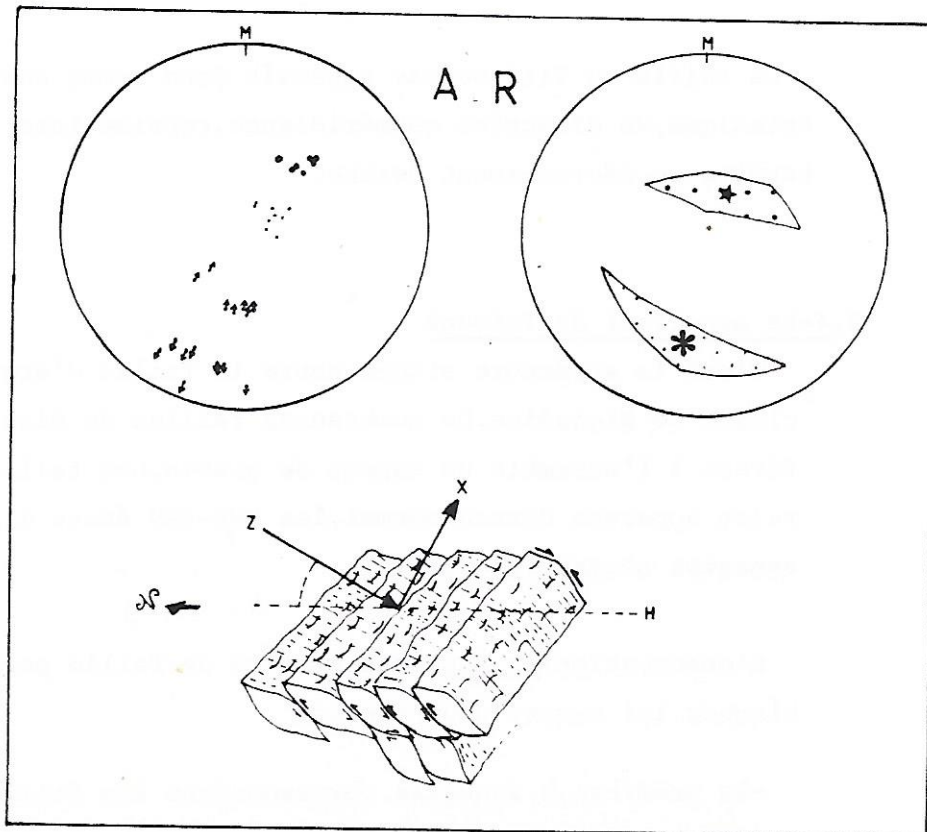


Figure 63: Découpage du t7 en lentilles tectoniques près d'Argana et diagramme correspondant. Z, direction de raccourcissement; X, d'allongement; H, horizontale.

triasique repris par la tectonique tertiaire en synclinal, les accidents rejoignant en décrochements.

2.5-L'accident de Bigoudine

Trait morphologique et structural majeur de la région, il forme la limite nord de la zone montagneuse du couloir d'Argana, qui est en quelque sorte sa zone axiale. Les formations qui au Nord de l'accident affleuraient à 850-900m s'y trouvent rehaussées de 500. C'est ce qui peut être appelé en langage atlasique une "marche d'escalier" dans l'édifice.

Ayant émis l'hypothèse de l'existence d'un accident de socle, nous avons suivi la flexure faillée de Talount à Bigoudine, sur près de 11 Km.

Quelques cluses permettent de bonnes observations, notamment celles d'Imi n'Taïoukht, que suivent l'assif n'Taïoukht et la piste d'Argana à Iferd; d'Irhzer Boualfane, d'Arg Imegnoun et d'Asserdrar (fig. 54, bas de carte).

2.5.1-Observations dans la cluse d'Imi n'Taïoukht

Cette cluse est assez profondément entaillée pour montrer très nettement les différentes structures et les relations géométriques entre les termes t5,t6,t7 et t8.

Dans le t5 (fig.64), les bancs sont flexurés (1) et ravinés (2) en discordance par d'autres bancs. Ceux-ci sont à leur tour flexurés, leur épaisseur augmentant vers le Nord. Une faille (3) est recouverte par les bancs de t6, faillés à leur tour et mis en contact avec le t7 (4).

Rive droite, s'observent dans le t6 des failles cachetées, de type listrique, et un panneau basculé de t6. Le t7 vient recouvrir ces accidents.

Toutes ces failles sont à allure inverse, mais le redressement des couches, à pendage de 45° à 60° vers le Nord, et le recouvrement de certaines failles, permet de les interpréter comme des failles normales basculées par les mouvements ultérieurs.

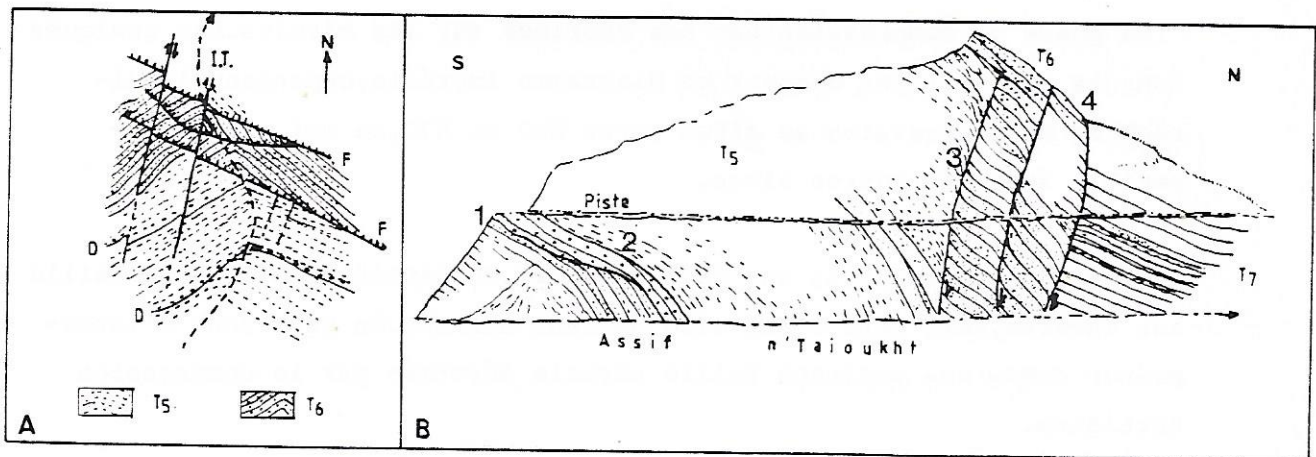


Figure 64: Croquis de terrain (à droite) et carton schématique des structures observées dans la cluse d'Imi n'Taïoukht.

A: F, faille; D, discordance
B: t5 à t7, Trias

Les mesures recueillies sur les miroirs de faille donnent, après une correction de basculement de 40° en moyenne, une direction d'extension à $N140$, correspondant à la première phase (fig.65; site TKH). Cette direction est compatible avec celles observées dans les sites de Tizi Oudrar (fig.61) et Aït Moussi (fig.57, site AMa).

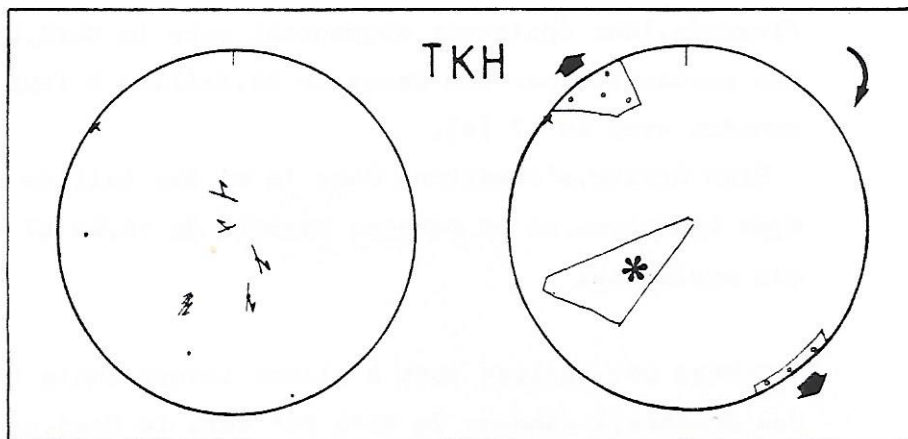


Figure 65: diagramme des mesures microtectoniques recueillies à Imi n'Taïoukht, site TKH.

La phase de compression est peu exprimée sur les miroirs. Les quelques données recueillies donnent un diagramme imprécis, cependant, la direction de compression se situe entre $N00$ et $N70$, ce qui reste compatible avec les autres sites.

Plus au Nord apparaît une faille annexe, de direction $N70$. Cette faille est inverse, mais vers l'Est elle devient normale. On peut donc l'interpréter comme une ancienne faille normale déformée par la compression tertiaire.

En conclusion, l'accident est ici représenté par une flexure normale faillée évoluant progressivement, se décalant chaque fois un peu vers le Nord, pendant le dépôt des termes t^5 , t^6 et t^7 , le tout étant ensuite basculé vers le Nord.

2.5.2-A Irhzer Boualfane

Dans cette cluse, la flexure montre un net déversement vers le Nord, les bancs de t6 se renversant. Ceci peut être interprété de deux manières: le renversement serait dû à une collapse lors de la genèse de la flexure, ou bien à la superposition de la tectonique tertiaire.

Une faille normale NE-SW affecte le t6, le compartiment SE étant effondré. La direction d'extension déduite se situe à N115. (fig.66, site BOU1).

Au même site, les décrochements N-S à NE-SW, dextres inverses indiquent une compression orientée NE-SW, correspondant à la phase tardive (fig.66, site BOU2).

Les bancs de t5 montrent dans cette cluse une tendance à l'épaississement vers le Nord.

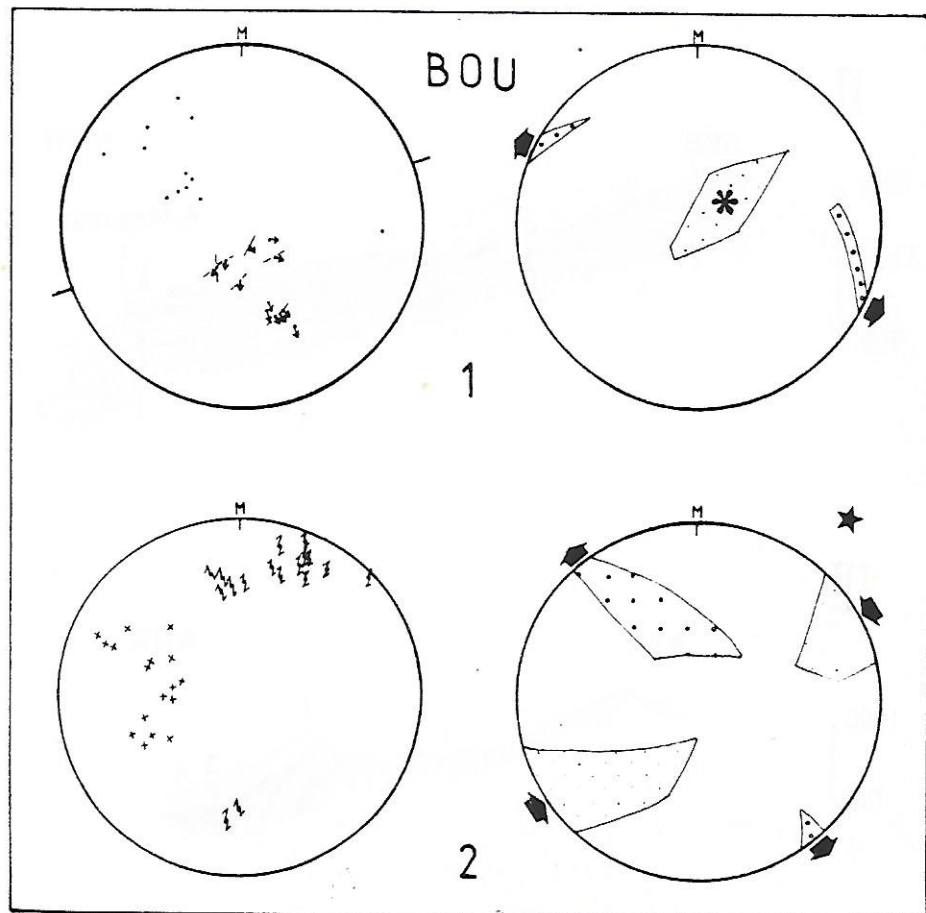


Figure 66: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site d'Irhzer Boualfane. 1, phase d'extension; 2, phase de compression (2 failles restent incompatibles).

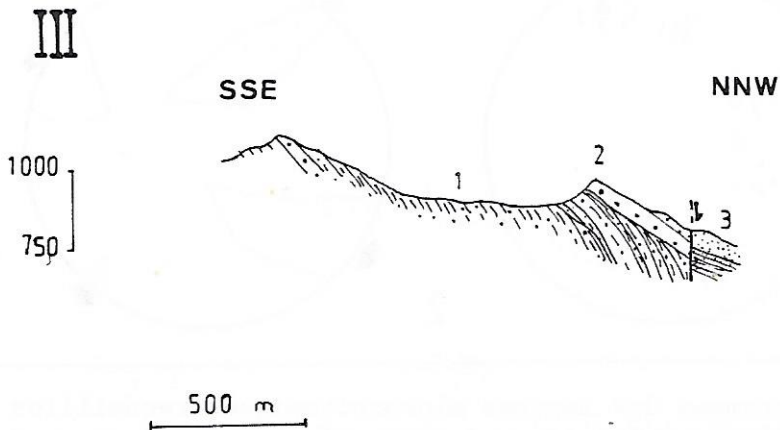
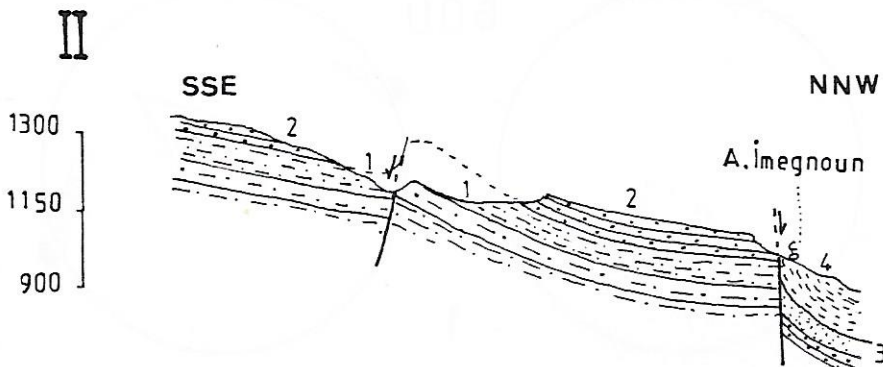
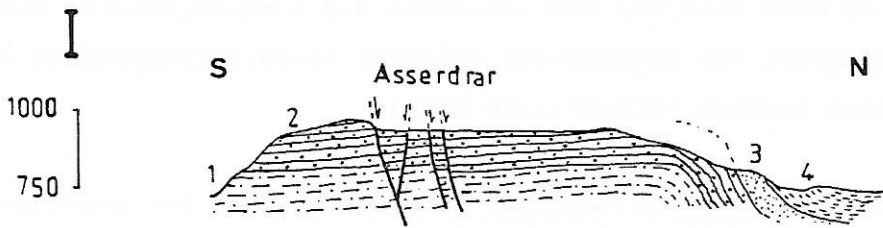
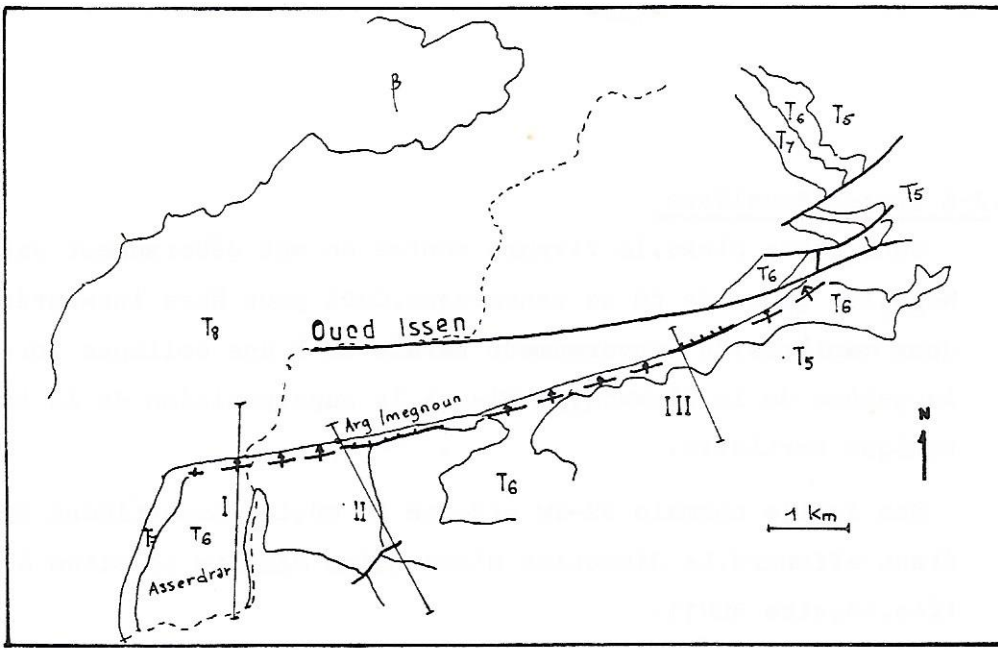


Figure 67: Coupes de l'accident de Bigoudine
1, t5; 2, t6; 3, t7; 4, t8.

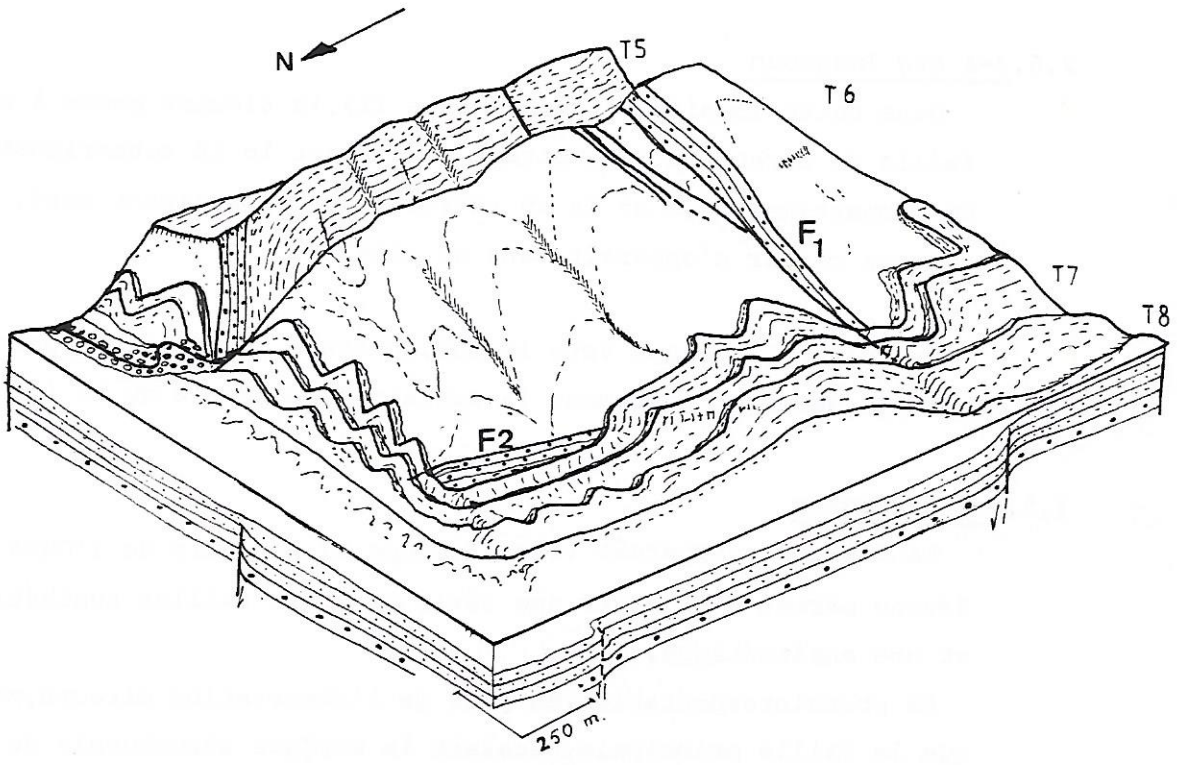


Figure 68: Bloc diagramme des structures observées à Asserdrar (terminaison occidentale de l'accident de Bigoudine).

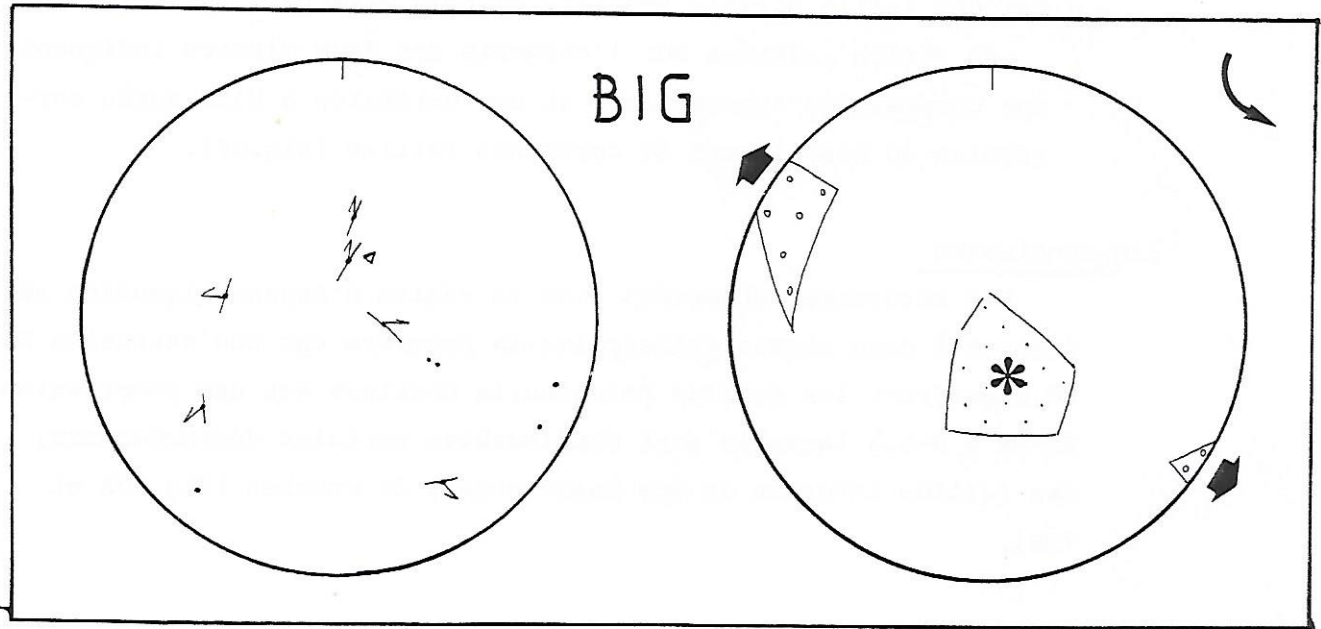


Figure 69: Diagramme des mesures microtectoniques recueillies sur les failles du site d'Asserdrar (F1 et F2, fig.68). Phase d'extension.

2.5.3-A Arg Imegnoun

Dans cette localité (fig.67,coupe II),la flexure passe à une faille de direction E-W,mettant en contact le t6 subhorizontal du compartiment sud et le t8 redressé du compartiment nord.

Aucun miroir n'apparaît dans ce site.

En suivant la cluse vers le Sud,apparaît une faille apparemment normale,décalant nettement la surface structurale du t6 (fig.67).

2.5.4-A Asserdrar

La flexure réapparaît (fig.67,coupe I).Le cours de l'Oued Issene permet d'observer une série de trois failles synthétiques et une antithétique.

La photointerprétation,en plus de l'observation directe,montre que la faille principale,décalant la surface structurale du t6, est recouverte par le t7 et le t8 (fig.67 F1),qui ne sont que ployés et moulent parfois l'accident.La faille a donc été active lors du dépôt du t7 et même du t8.

A l'extrême Ouest,le t6 et le t7 sont mis en contact tectonique par une faille normale N-S (fig.68,F2)à caractère synsédimentaire.

Les stries relevées sur l'ensemble des deux miroirs indiquent une compression subverticale et une extension à N120 après correction du basculement de certaines failles (fig.69).

2.6-Conclusion

Les structures observées dans la région d'Argana-Bigoudine se doivent à deux phases principales:la première est une extension NW-SE,engendrant les failles normales;la deuxième est une compression NE-SW à N-S,à laquelle sont attribuables certains décrochements, des failles inverses et des basculements de couches (fig.70A et 70B).

L'accident de Bigoudine,visible sur les images-satellite,est une flexure faillée normale d'âge triasique,légèrement reprise lors de la compression tardive.

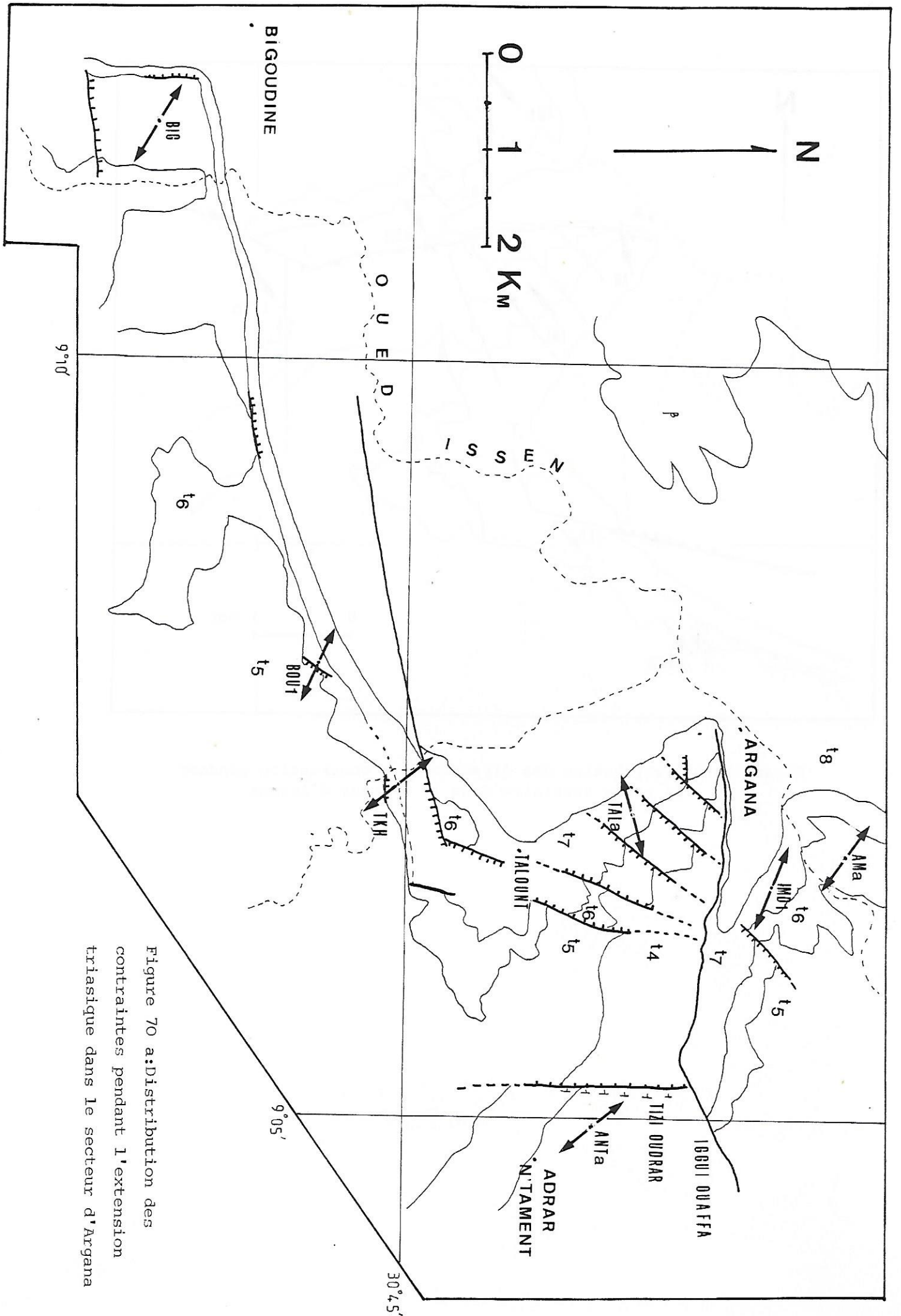


Figure 70 a: Distribution des contraintes pendant l'extension triasique dans le secteur d'Argana

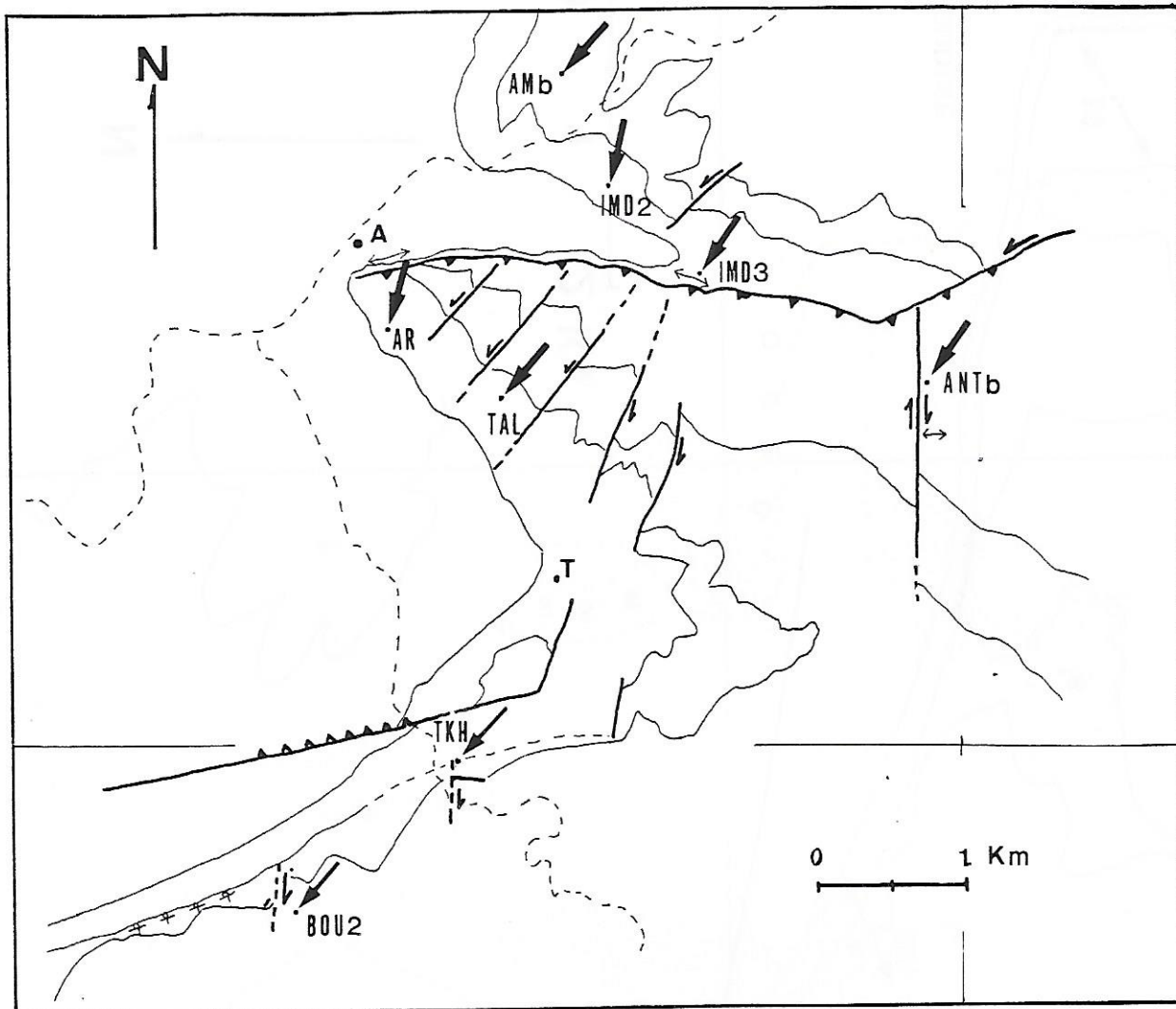


Figure 70 b: Distribution des directions de compression pendant la phase tertiaire dans le secteur d'Argana.

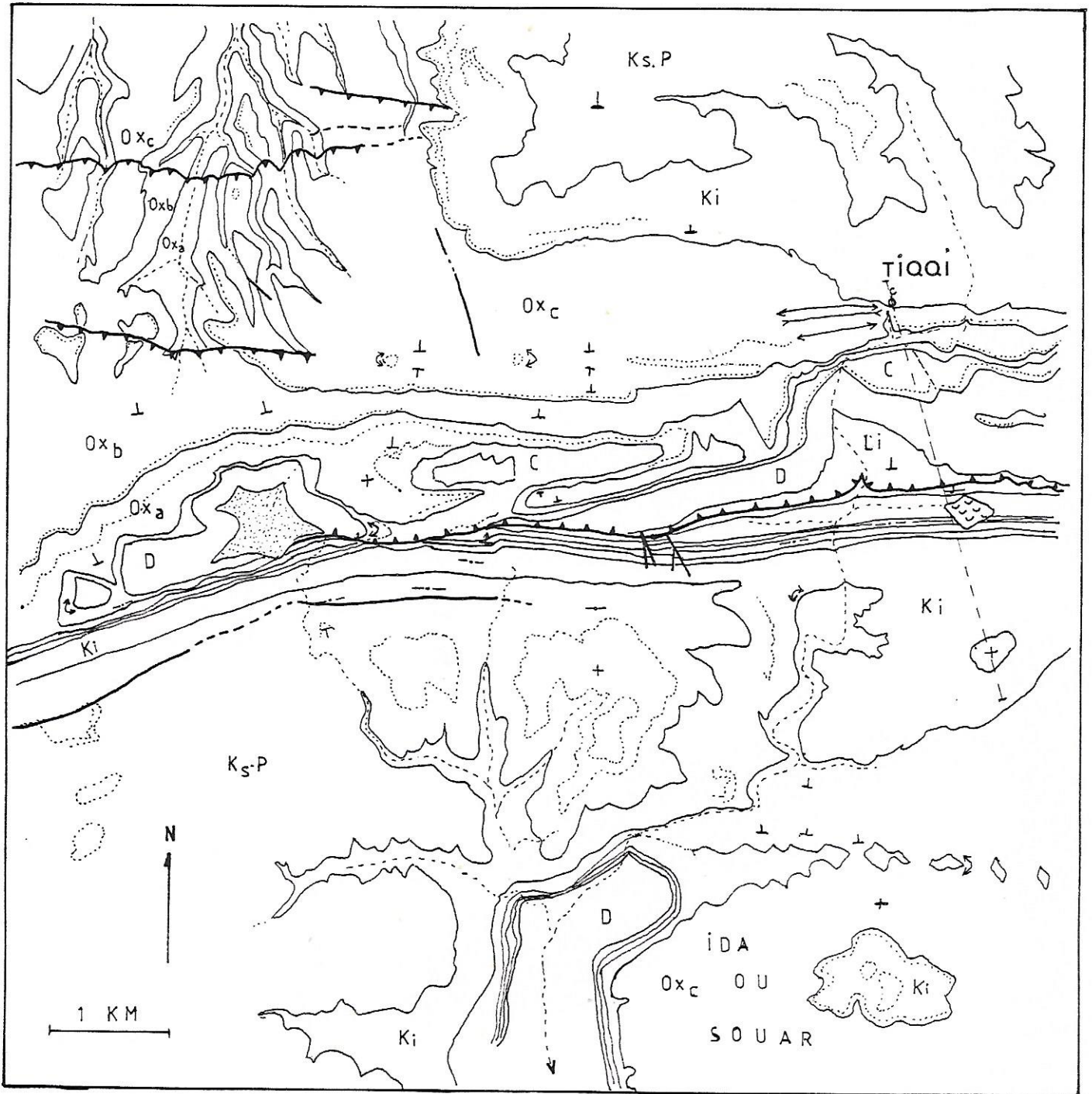


Figure 71: Carte géologique photointerprétative de la région de Tiqqi (localisation fig. 28, encadré n°7). Même légende que la figure 30. Li, Lias sup.; D, Dogger; C, Callovien; Ox a, b, c, Oxfordien (a, b, c, niveaux lithologiques); Ki, Kimmeridgien inférieur; Ks-P, Kimmeridgien supérieur et Portlandien.

II-Dans la couverture:l'accident Imouzzzer-Doutama

L'accident de Bigoudine se prolonge dans la couverture carbonatée sur 15 Km avant de s'infléchir et de rejoindre le flanc sud-est de l'anticlinal d'Imouzzzer. La direction de l'accident est ici de N90 à N100.

Les coupes des auteurs antérieurs (AMBROGGI, 1963; AGER, 1980) indiquent une faille verticale ou un pli-faille dans la couverture carbonatée en bordure du couloir d'Argana.

Nous avons donc observé cet accident en vue d'étudier ses relations avec celui de Bigoudine, et plus généralement, de voir les relations Trias-couverture.

1-La portion occidentale:région de Tiqqi (fig.71)

1.1-La faille principale

Elle peut être suivie sur près de 8 Km, de Timeristine à la cluse en contrebas de Tiqqi où elle devient visible en coupe. Elle met en contact le Lias monoclinal du compartiment nord, avec le même Lias plissé et verticalisé, dessinant des crochons répétitifs (fig.72). En dessous, l'infra-Lias marneux est très disharmonique.

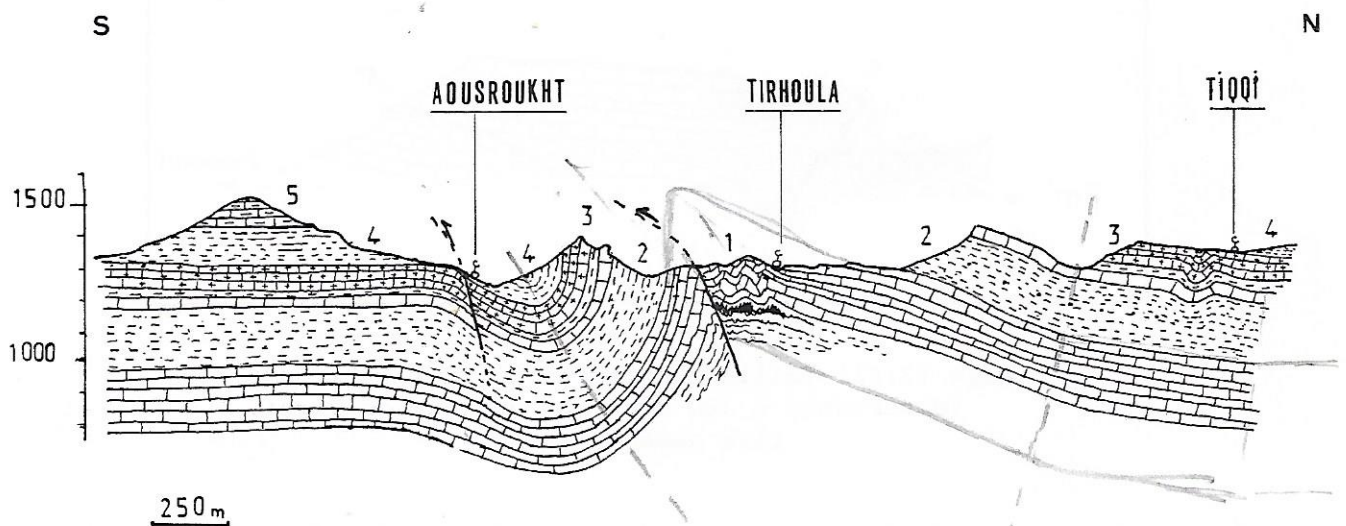


Figure 72: Coupe à travers l'accident Imouzzzer-Doutama (localisation figure 71)
1, Lias; 2, Dogger; 3, Callovo-oxfordien; 4, 5, Kimmeridgien.

Le pendage nord du plan du plan et quelques stries relevées au contact sur des bancs renversés démontrent la nature inverse de la faille.

Le compartiment sud dessine un synclinal faillé étroit, à coeur de marnes kimmeridgiennes; ensuite, la série s'horizontalise, faisant partie du reste du synclinal à fond plat des Aït Mansour.

Encore plus au Sud, au plateau des Ida ou Souar (fig.71), la série est affectée d'une importante flexure, d'axe N100, la relevant de 300m.

1.2-Les structures annexes

Elles sont peu importantes et consistent en quelques failles inverses à faible rejet affectant les calcaires de l'Oxfordien supérieur décalant sa surface structurale (fig.71, Nord-Ouest de la carte), et en quelques plis cylindriques à forte courbure (plis de Tiqqi).

Dans les cas les plus complexes ces plis sont faillés suivant des plans de faible pendage et montrent de fortes disharmonies dans les niveaux argileux. Les axes sont à N100, parallèles à l'accident principal (fig.73).

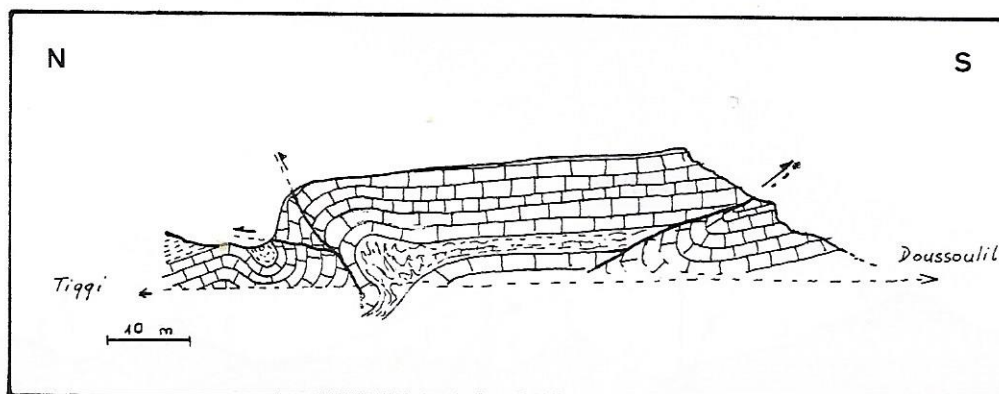


Figure 73: Pli-faille disharmonique dans l'Oxfordien (observable à 100 m au Sud du Souk de Tiqqi, rive gauche).

La surface de l'Oxfordien supérieur présente des fentes de tension se répartissant entre N95 et N170, avec des maxima à N110 et à N160. Les fentes à N170 décalent celles à N130. Le remplissage est calcitique, de couleur blanche, alors que la roche mère est un calcaire fin gris (fig. 74).

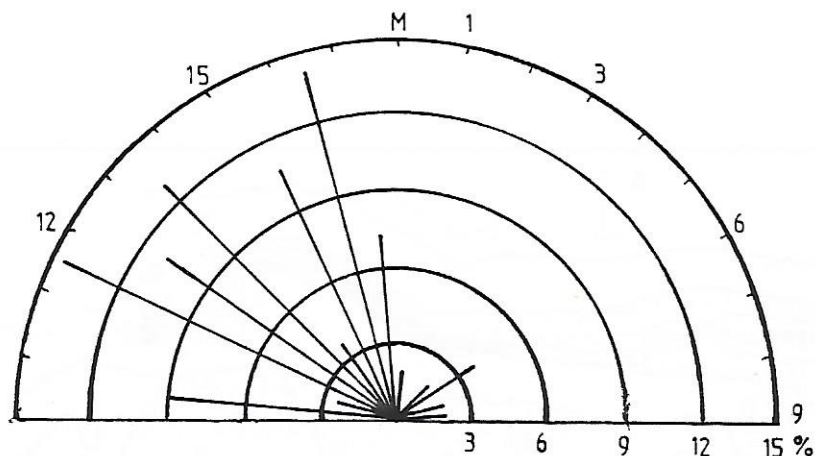


Figure 74: Distribution des direction des fentes de tension dans la région de Tiqqi.

Les fentes à N160-170 peuvent être attribuées à la compression tertiaire, celles à N130 pouvant correspondre soit à une extension jurassique (à N40), soit à des fentes d'extrados de pli.

2-La portion orientale: région de Doutama (fig.75).

Jusqu'au col séparant les crêtes d'Aguerd n'Bid et d'Imi n'Tiguert, l'accident principal est représenté par d'intenses plis, d'aspect disharmonique, impliquant le Lias supérieur dolomitique et marneux (fig.76).

Le Dogger semble peu affecté par ce plissement. Plus bas dans la série, il ne subsiste qu'un anticlinal simple.

Au Sud du col apparaissent deux failles inverses, à plans de sens différent, séparés par un décrochement. A l'Ouest de celui-ci le sens du pendage est Nord, tandis qu'à l'Est il est Sud. Ces deux failles sont simplement dûes au serrage d'un synclinal, provoquant sa torsion. De petites failles décrochantes NNE-SSW senestres et NNW-SSE dextres s'y ajoutent (fig.75).

D'autre part, l'Oxfordien montre de multiples failles N-S ou E-W, décalant sa surface structurale soit vers le Nord, soit vers l'Est.

Les failles E-W apparaissent comme normales, liées à la flexure décrite dans la région de Tiqqi, par contre, les failles N-S ne paraissent pas être d'origine tectonique mais gravitaire.

Dans les séries inférieures -Lias, infra-Lias, Basaltes, t8-les accidents

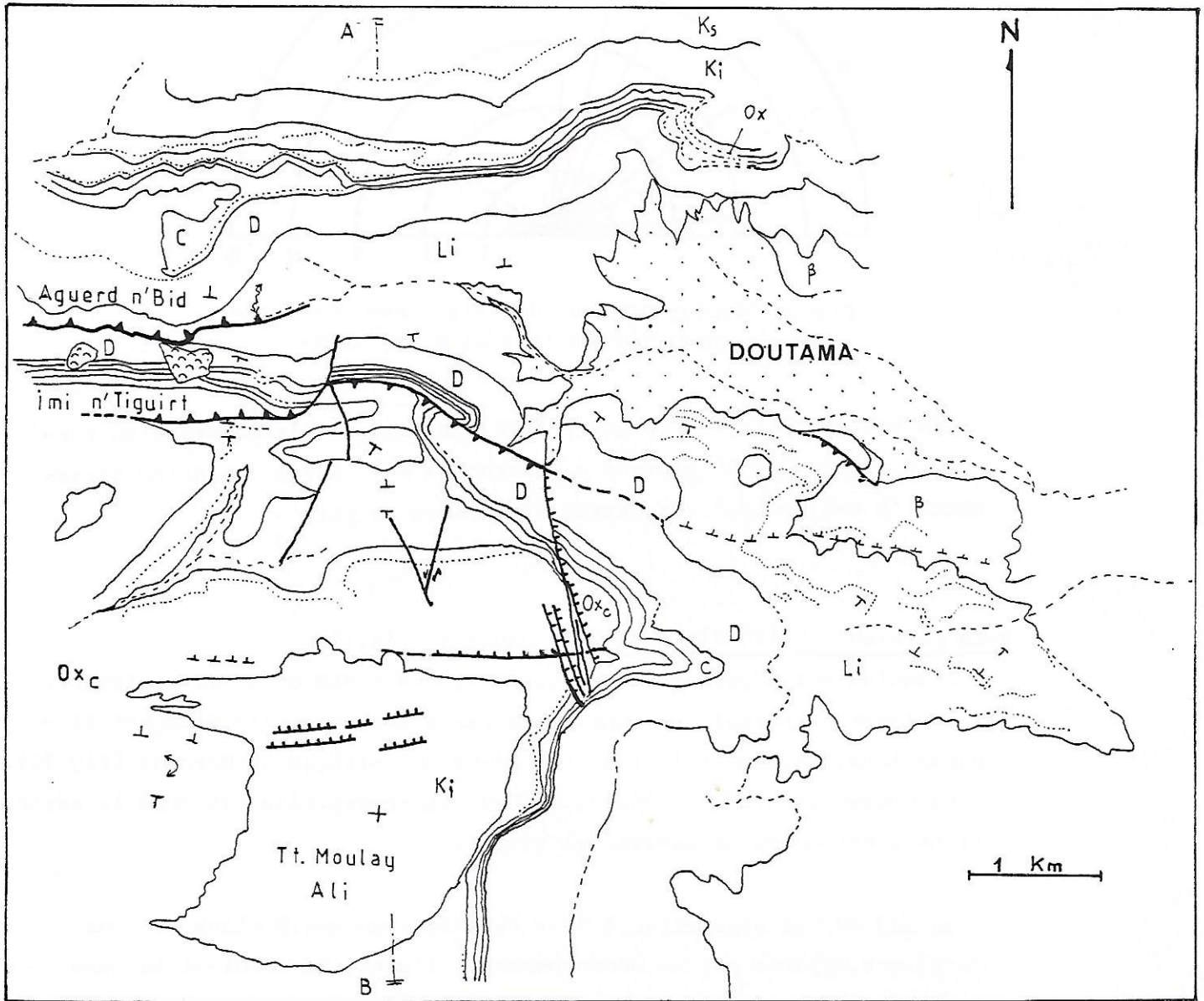


Figure 75: Carte géologique photointerprétative de la région de Doutama
 (localisation fig.28, encadré 8). Mêmes légende que fig.71.

β , basaltes.

A-B, coupe de la fig.76 A

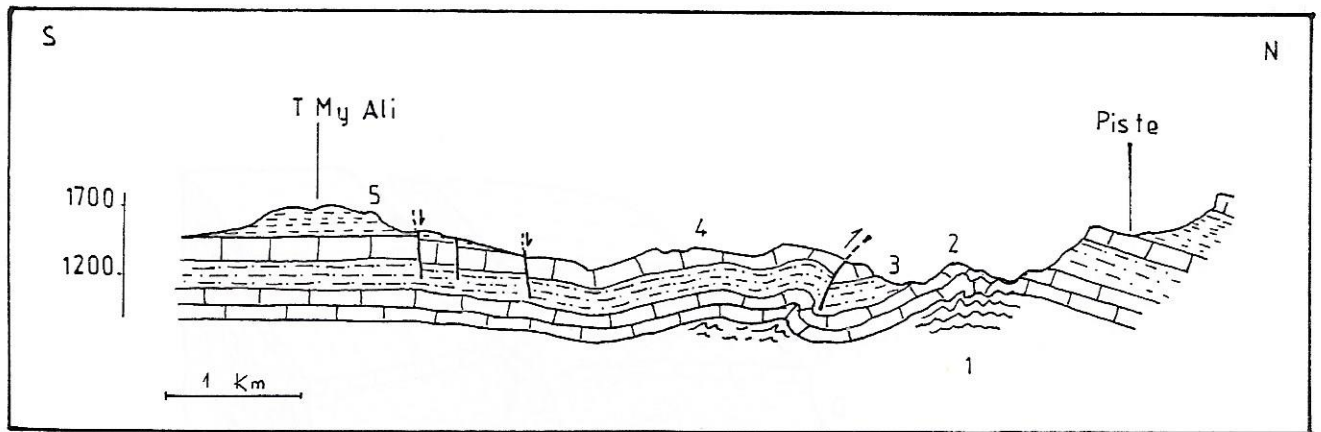
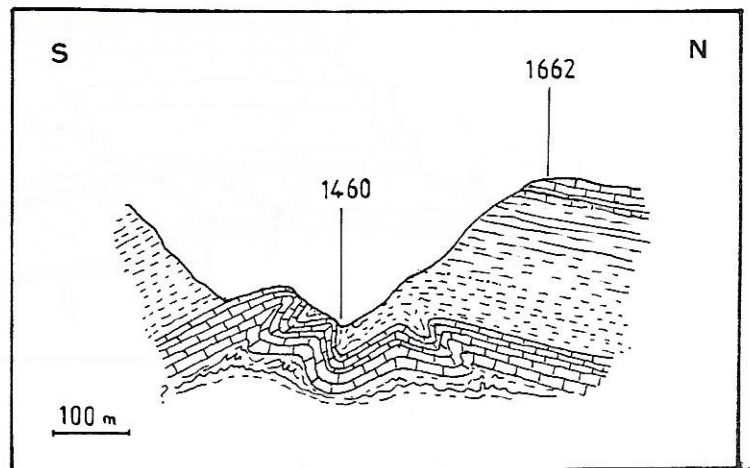


Figure 76A:

Coupe de l'accident d'Imouzzer-Doutama à son extrémité orientale. 1, Infralias; 2, Lias; 3, Dogger; 4, Callovo-oxfordien; 5, Kimmeridgien

Figure 76B:
 Détail du coeur de l'anticlinal, montrant les disharmonies au sein du Lias supérieur.



E-W ne persistent que sous forme de flexure, relayant celle de Bigoudine (fig. 77)

3-Conclusion

L'observation de l'accident Imouzzer-Doutama montre que c'est un pli-faille localement compliqué. Les séries de part et d'autre présentent le même faciès et les mêmes épaisseurs. Il ne s'agit donc pas d'un accident contemporain de la sédimentation jurassique et ne peut par conséquent être qualifié de synsédimentaire. C'est un accident issu de la compression tardive, prenant naissance sur une structure triasique préexistante, elle même réactivée lors des phases récentes.

Les relations socle-couverture sont ici d'un type différent de ceux d'Amzri où l'accident de socle induit une faille synsédimentaire mésozoïque, alors qu'ici il y a décollement de couverture.

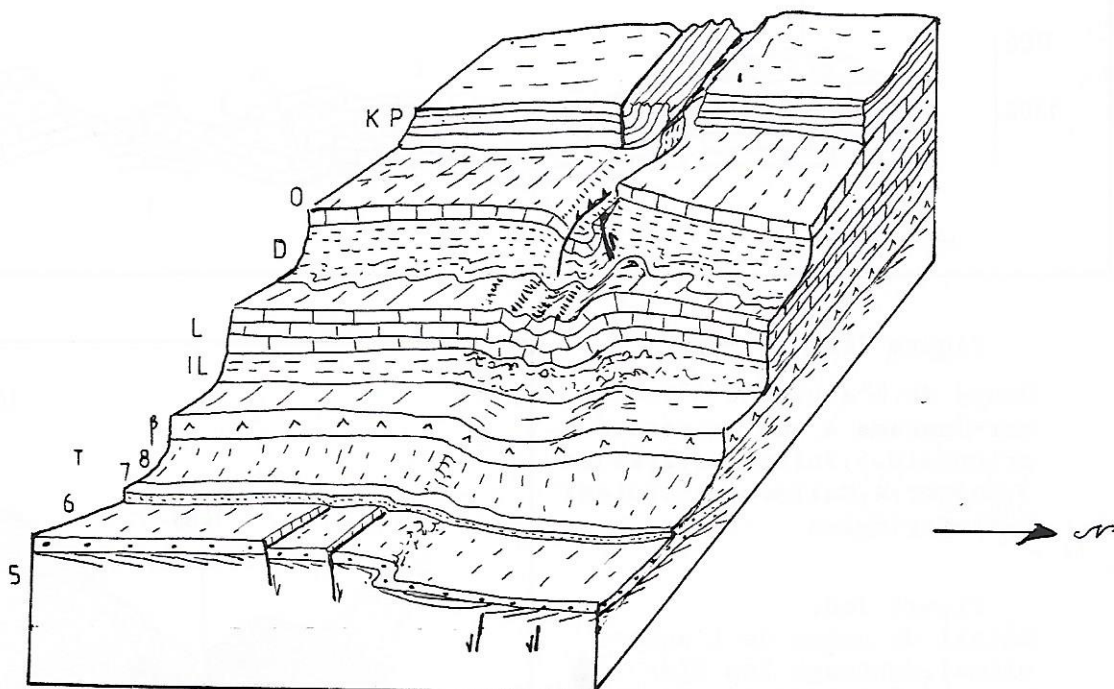


Figure 77: Comportement des différentes assises le long de l'accident d'Imouzzer-Doutama. t5 à t8, Trias; β , basaltes; IL, Infra-Lias supérieur; L, Lias supérieur; D, Dogger; O, Callovien-Oxfordien; K-P, Kimmeridgien-Portlandien.

III- Conclusions d'ensemble

Les deux phases tectoniques sont confirmées

- l'extension essentiellement triasique est NW-SE;
- la compression cénozoïque est NNE-SSW.

La tectonique extensive synsédimentaire est mise en évidence ici surtout par l'existence de failles cachetées et de panneaux effondrés recouverts.

Les grandes failles ENE-WSW sont normales senestres pendant l'extension mésozoïque. Il existe des failles méridiennes atlantiques plutôt normales dextres pour la même époque.

Dans cette région, la couverture carbonatée montre un début de décollement, les assises liasiques étant gypsifères.

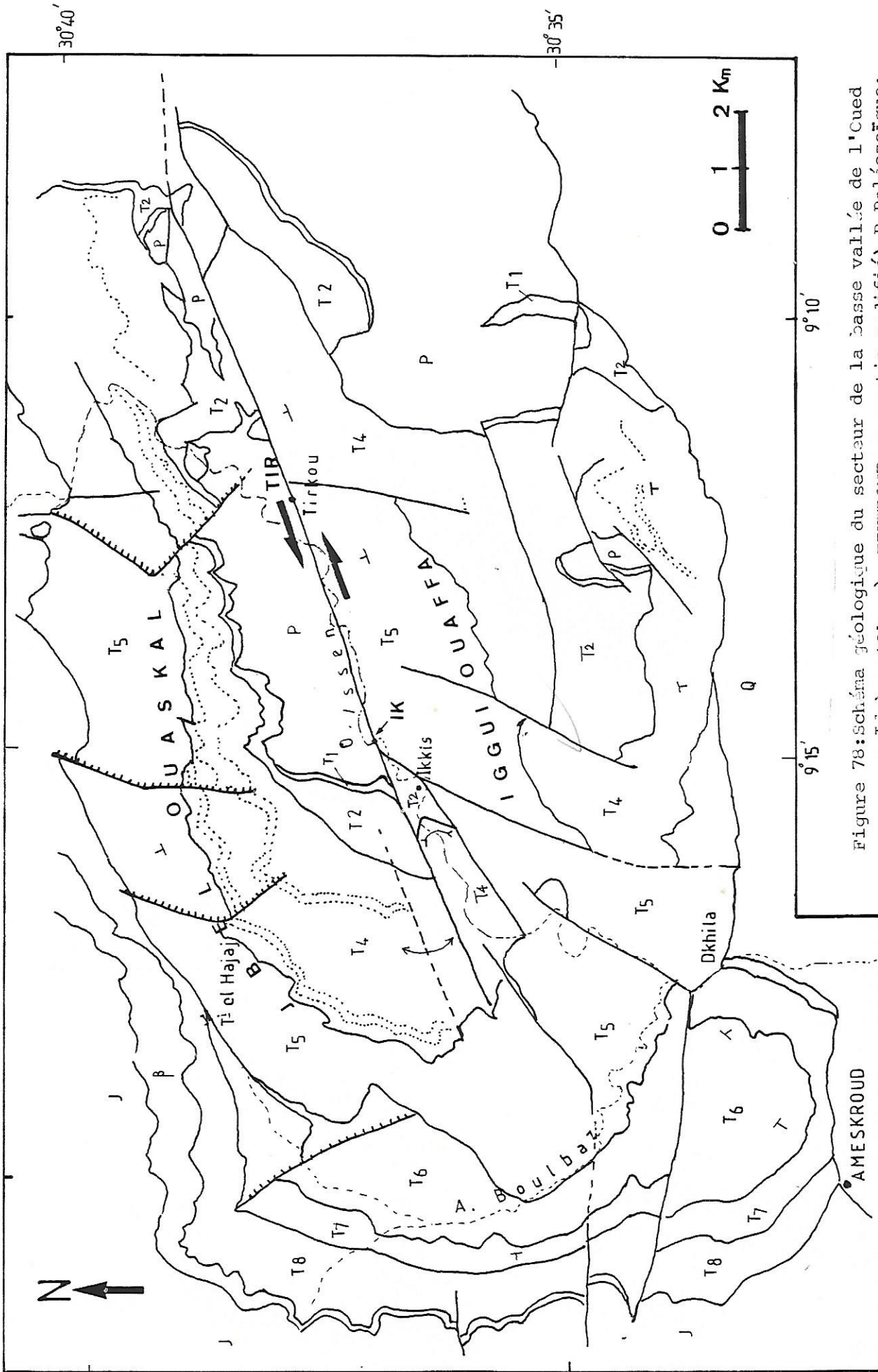


Figure 78: Schéma géologique du secteur de la basse vallée de l'Cued Issène (d'après TIXEROI, en partie modifié). P, Paléozoïque; t1 à t8, Trias; J, Basaltes; Q, Jurassique.

D-LA ZONE AXIALE

I-Structures dans le Trias de la basse vallée de l'Oued Issene

Cette région montagneuse est le prolongement de la Zone axiale dans le Trias du couloir d'Argana. Plusieurs phénomènes peuvent être observés dans la profonde vallée entaillée par l'O. Issene et dominée de 800 m par les hautes crêtes gréseuses de t5 et t6.

1-Description d'ensemble

La région n'a pas fait l'objet d'une étude de détail; cependant, quelques données intéressantes y ont été recueillies.

L'aspect de l'ensemble, vu sur les images spatiales, est celui d'un large anticlinal à coeur faillé. L'observation de la succession des formations triasiques révèle certaines anomalies, dont deux particulièrement importantes:

-la barre attribuée au t5, visible dans le relief, est discordante sur les pélites brunes du t4 dont les bancs augmentent d'épaisseur d'Est en Ouest (fig. 78, en pointillés sur le J. Ouaskal);

-les argiles rouges du t8 reposent directement sur le t5 avec absence des termes t6 et t7 (fig. 78 et fig. 79).

Les variations d'épaisseur et les discordances, progressives, évoquent fortement une série progradante vers le Nord-Ouest, et traduisent donc un affaissement du bassin vers cette direction.

2-La faille de l'Oued Issène

Élément structural majeur, cette faille de direction N70 et cartographiquement verticale, met en contact les schistes paléozoïques du compartiment nord avec les grès et argiles du t4-5 du compartiment sud (fig. 78). Le rejet vertical maximal peut être estimé à 500 m.

Vers l'Ouest, la faille principale se divise en plusieurs accidents.

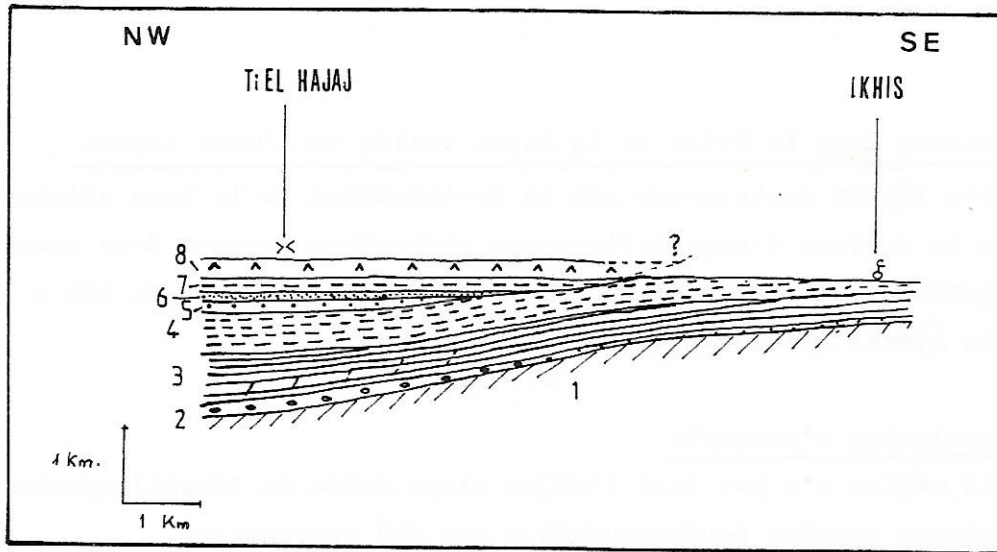


Figure 79: Variations d'épaisseur et discordances observées dans la région de Tizi el Hajaj, basse vallée de l'O. Issene. 1, Paléozoïque; 2, t1-t2; 3, t4; 4, t5; 5, t6; 6, t7; 7, t8; 8, basaltes.

successifs à rejet apparent faible, donnant un aspect en queue de cheval.

Vers l'Est, elle se prolonge dans le Paléozoïque, se rapproche du granite du Tichka, puis rejoint le grand accident du Tizi n'Test décrit par PETIT (1976).

Les plans de faille n'apparaissent qu'en peu de sites. On en a localisé un près d'Ikkis (fig. 78, site IK) où le contact a lieu entre les schistes paléozoïques surmontés d'un bloc de t1, et les grès du t5 (fig. 80). Trois plans parallèles peuvent être observés, dont un montrant des stries de décrochement senestre. Le pendage est sud, de 70° sur un miroir de direction N80. Les stries plongent de 35° vers l'Ouest, donc la faille est ici senestre inverse. Il s'agit en fait du dernier jeu, vu la fraîcheur du miroir et la position relative des couches, évoquant plutôt un jeu normal.

Autour de cette faille se développent d'autres structures: -la plus importante, située dans le compartiment sud, est un pli d'axe E-W, plongeant vers l'Ouest de 30° à 45°. Ce pli n'est en fait qu'un crochon synclinal généré par un jeu normal senestre de la faille. C'est

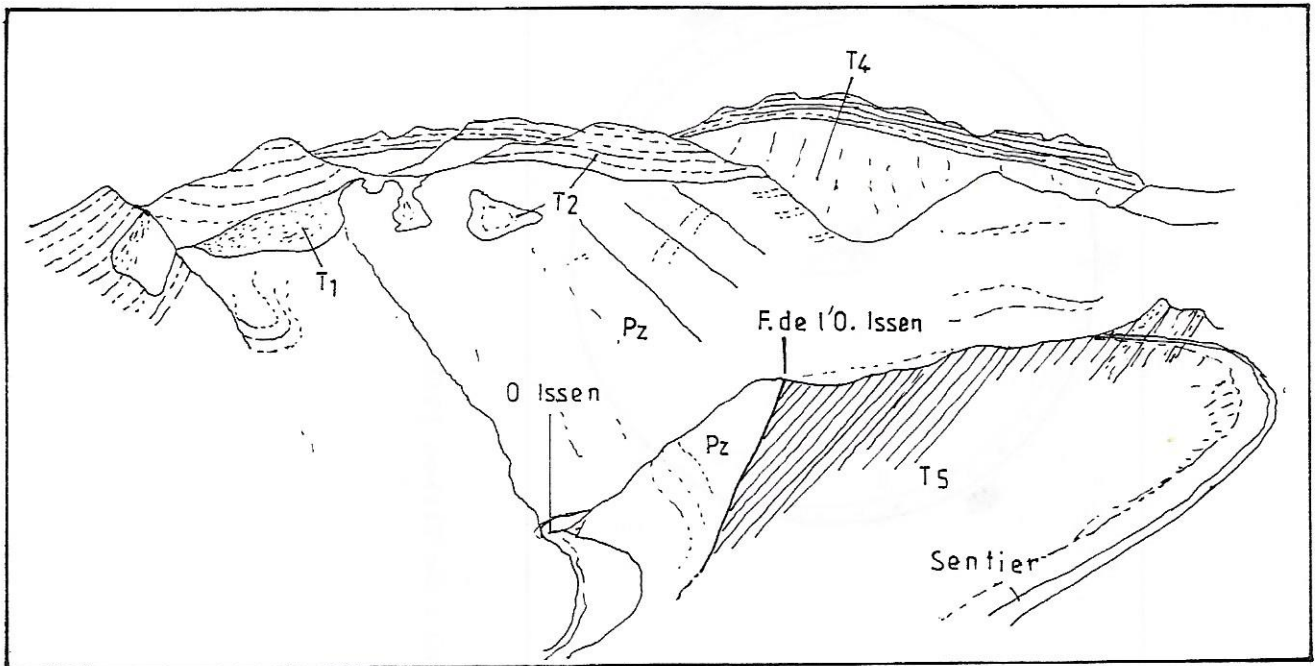


Figure 80: Panorama près d'Ikkis (fig.78) montrant la faille majeure mettant en contact le t5 et les schistes paléozoïques (Pz) surmontés de t1 et t2. Vue vers le Nord-Est.

également le cas des bancs de t2 et de t4 dessinant au compartiment nord un large crochon anticlinal. Cela n'est pas sans rappeler les structures observées de part et d'autre de la faille d'Argana.

-dans le t4 surplombant le village d'Ikkis, apparaît une multitude de petites failles listriques synsédimentaires, responsables des variations locales d'épaisseur. L'augmentation de celle-ci se fait vers le Sud. Ces failles sont grossièrement E-W et témoignent d'un basculement de l'ensemble vers le Sud.

-dans le t4-5 du J.Ouaskal (fig.78), d'importantes failles de direction méridienne, à rejet apparent normal dextre, abaissent plusieurs fois la surface structurale du t5 vers l'Est. Ces failles ne semblent pas se prolonger dans le t8.

-plus à l'Est, à Tirkou, la fracturation est représentée par des failles normales de direction NE-SW affectant surtout le t1. La direction d'extension est NW-SE. (fig.81).

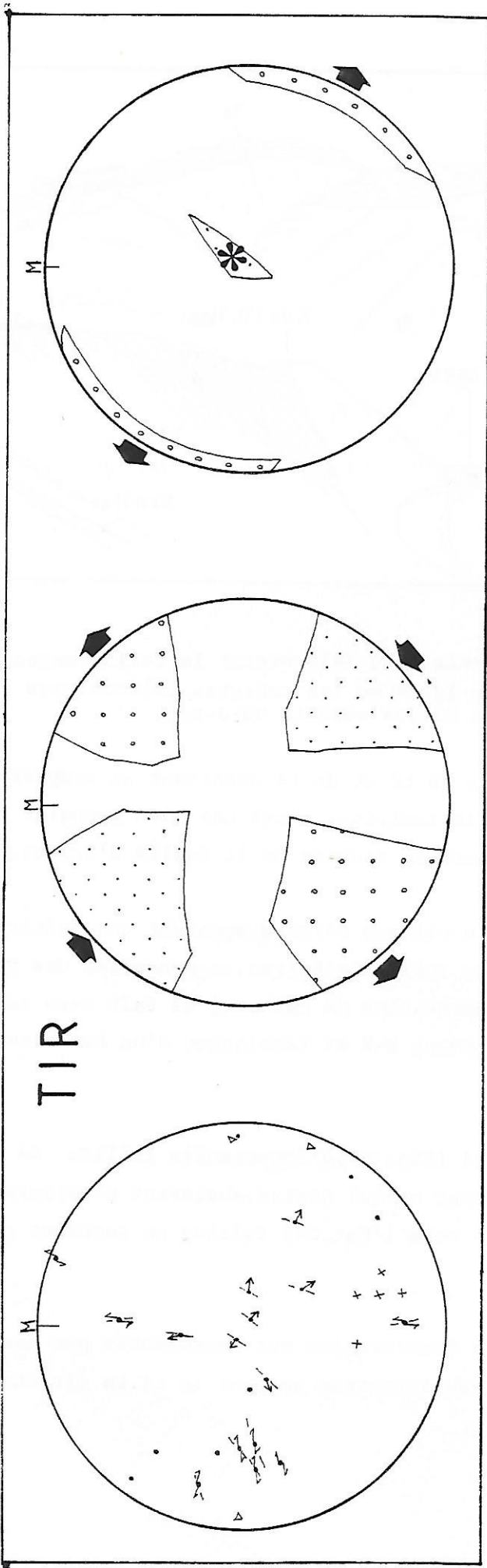


Figure 81: Diagrammes des mesures microtectoniques recueillies au site de Tirkou (TIR)

Les décrochements observés au site TIR sont inverses, et donnent une direction de compression NW-SE. Cette direction est différente de celles observées dans les autres secteurs. Le fait qu'elle soit observée dans le t1 suggère qu'elle peut être antérieure à l'extension, appartenant à une phase pré-rift.

En conclusion, la faille de l'Oued Issene est à jeu normal senestre pendant le Trias. A ce jeu sont associés:

- les crochons à fort plongement;
- les failles normales du J. Ouaskal;
- les petites failles synsédimentaires.

Lors de la compression tardive, elle rejoue en décrochement inverse, de faible importance.

II-Structures dans la couverture jurassico-crétacée.

1-L'anticlinal d'Anklout

C'est la structure plicative la plus importante de la région. D'allure coffrée, il est prolongé par l'anticlinal du Cap Ghir à l'Ouest après inflexion axiale.

Comme la plupart des plis atlasiques, son axe est sinueux passant d'E-W à NE-SW et vice-versa.

Son flanc sud est creusé par de nombreux cours d'eau (Assif n'Taghrat, Assif n'Tamaraght), mettant à l'affleurement toute la série jurassique et crétacée, siège parfois d'importants phénomènes sédimentaires et tectoniques.

1.1-Etude des phénomènes tectoniques et sédimentaires du flanc sud

1.1.1-Situation

Les observations ont été effectuées le long de la route d'Agadir à Imouzzer des Ida-ou-Tanane, là où elle longe la vallée de l'Assif n'Tarhrat. Les affleurements les plus intéressants se

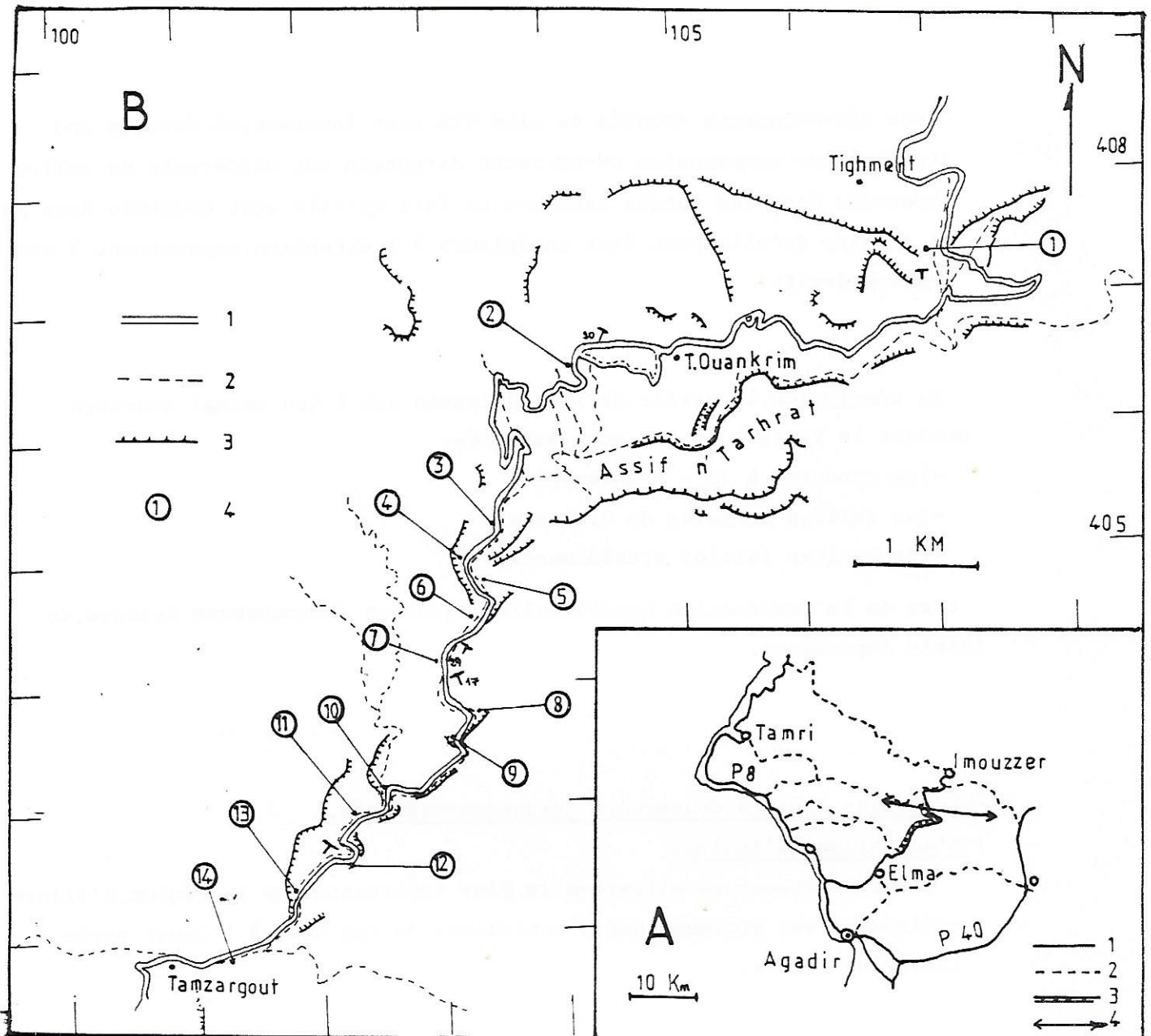


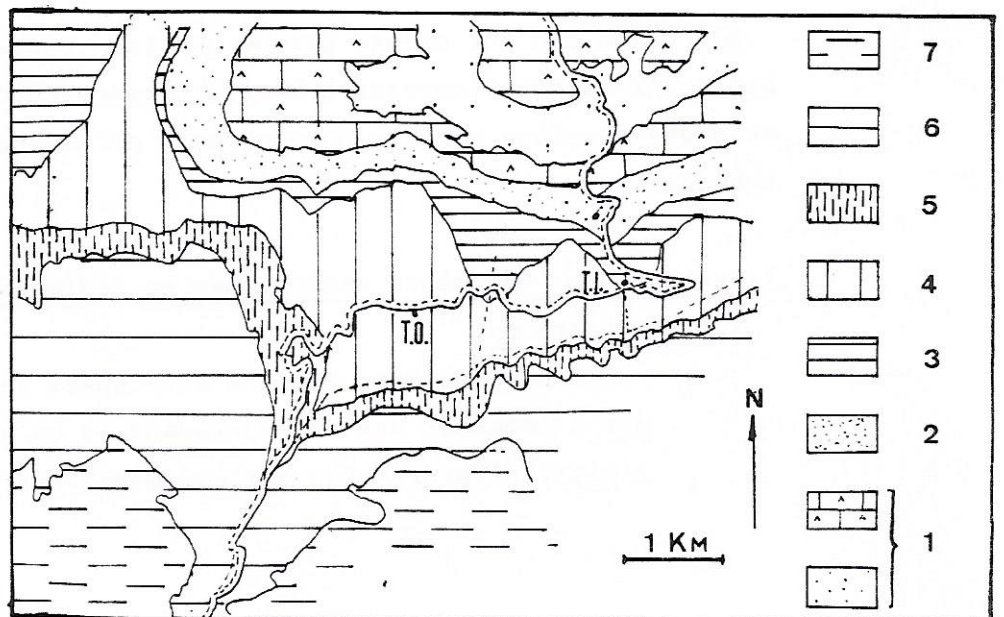
Figure 82: Localisation du secteur.

A: Accès: 1, route; 2, piste; 3, trajet étudié; 4, axe de pli.

B: 1, route; 2, drainage; 3, crêtes; 4, sites d'observation.

Figure 83: Esquisse géologique du flanc sud de l'anticlinal d'Anklout.

1, Lias; 2, Dogger; 3-4, Callovo-oxfordien; 5, Kimmeridgien; 6, Portlandien; 7, Crétacé.



dégagent juste après le village de Tamzargout, et peuvent être suivis jusqu'à la première crête dominant la dépression d'Anklout, près du Douar de Tighmert (fig.82).

1.1.2-Les observations.

-Dans les calcaires callovo-oxfordiens du crêt ouest de l'entrée de la cluse à l'aplomb de Tarhrat Ifesfassen (fig.82 et fig.84, site 1) il est possible d'observer une augmentation sensible de l'épaisseur des bancs vers le sud et plus subtilement, des discordances locales de lits appartenant à l'Oxfordien de base sur ceux du Callovien supérieur. L'angle reste très faible, de l'ordre de 5° au plus. Il s'agit de discordances progressives traduisant une activité syn-sédimentaire de l'anticlinal d'Anklout au Callovo-oxfordien.

-A la limite Oxfordien-Kimmeridgien inférieur (fig.84, site 2), les bancs calcaires oxfordiens les plus élevés sont régulièrement ondulés selon des axes $N105^\circ$, perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Ces bancs sont plus ou moins désagrégés, prenant une allure brèchique monogénique, mais sans ciment, particulièrement chaotique par endroits.

De grandes surfaces listriques sont observables dans la surface structurale au dessus.

Tous ces phénomènes s'expliquent très bien par de simples glissements subactuels très localisés, d'origine gravitaire, c'est à dire des collapses (fig.84)

Plus haut dans la série, apparaissent des plis répétitifs droits de rayon de courbure décimétrique, d'axe $N105^\circ$, à plongement vers l'WNW (fig.82, site 3; fig.84 et fig.85).

A proximité, s'observent des fentes de tension orientées $N10^\circ$ à $N50^\circ$, disposées en cisaillements potentiels verticaux $N40^\circ$ senestres et $N10^\circ$ dextres. En supposant que les petits plis droits et les fentes de tension sont contemporains, ils sont compatibles avec une compression subhorizontale orientée $N10^\circ$ à $N50^\circ$. Les plis dans ce cas seraient des replis disharmoniques liés à la compression tardive.

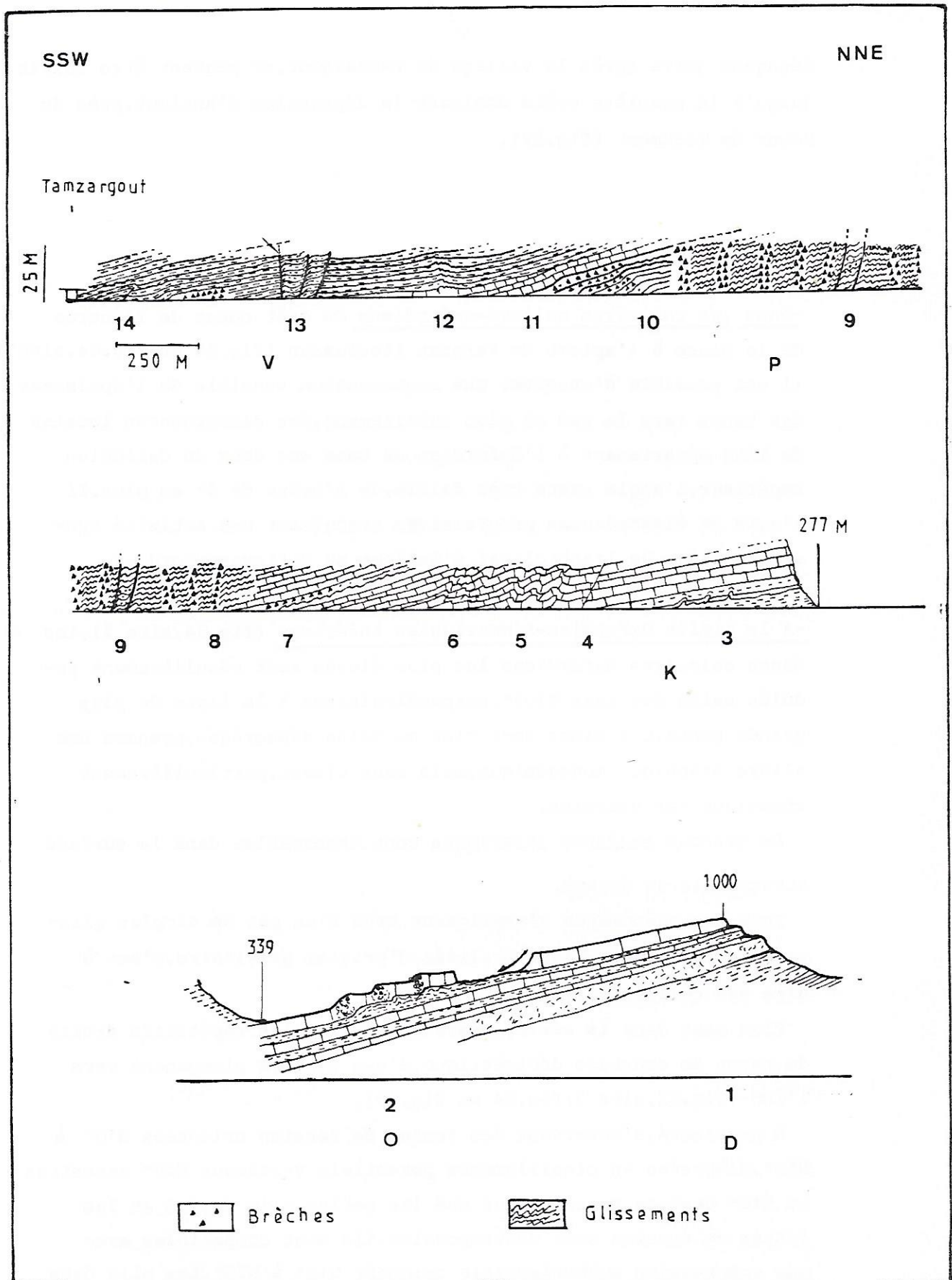


Figure 84: Coupe synthétique du flanc sud de l'anticlinal d'Anklout. 1 à 14, sites d'observation (voir aussi fig.82); D, Dogger, O, Oxfordien; K, Kimmeridgien; P, Portlandien; V, Valanginien.

-Dans le Kimmeridgien supérieur se trouvent des plis cylindriques, légèrement déjetés vers le Nord-Ouest (fig.84 et fig.85 B).La direction des axes est de $N43^{\circ}$ à $N60^{\circ}$.Le plongement est de 15° à 20° vers le Sud-Ouest.

Ces plis sont accompagnés d'une faille inverse (site 4) et de petits cisaillements (site 6).

-C'est dans le Portlandien-Berriasien que les structures tectonosédimentaires se développent le plus.

A partir du point de coordonnées $x=103,3$ et $y=403,8$,et sur une distance horizontale de 500 à 600m ,en remontant la série vers le Sud-Ouest,se trouvent des sédiments astructurés,où bancs glissés et mal consolidés sont généralement tronqués par des amas brèchiques (sites 8 et 9).Ces brèches à blocs très grossiers sont en partie affectées par des failles normales de direction $N100^{\circ}$ à $N120^{\circ}$,et de pendage sud-ouest (site 9).

La taille des blocs (jusqu'à 25 cm) et l'aspect général de l'affleurement évoquent des glissements et des éboulements sous-marins. La présence de failles relie ces phénomènes à une tectonique extensive synsédimentaire.

Plus haut dans la série,une flexure d'axe $N130^{\circ}$,à amortissement progressif sommital,déforme des bancs qui offrent la particularité de passer latéralement à des brèches (site 10,fig.84 et 86).L'épaisseur est fortement diminuée au niveau du genou.Les bancs les plus hauts ne sont affectés d'aucune anomalie et reposent calmement sur le reste,témoignant du fonctionnement synsédimentaire de la flexure.

Encore plus au Sud,apparaissent progressivement des bancs supplémentaires.Cet épaissement indiquerait également l'existence de légers mouvements synsédimentaires (site 11).

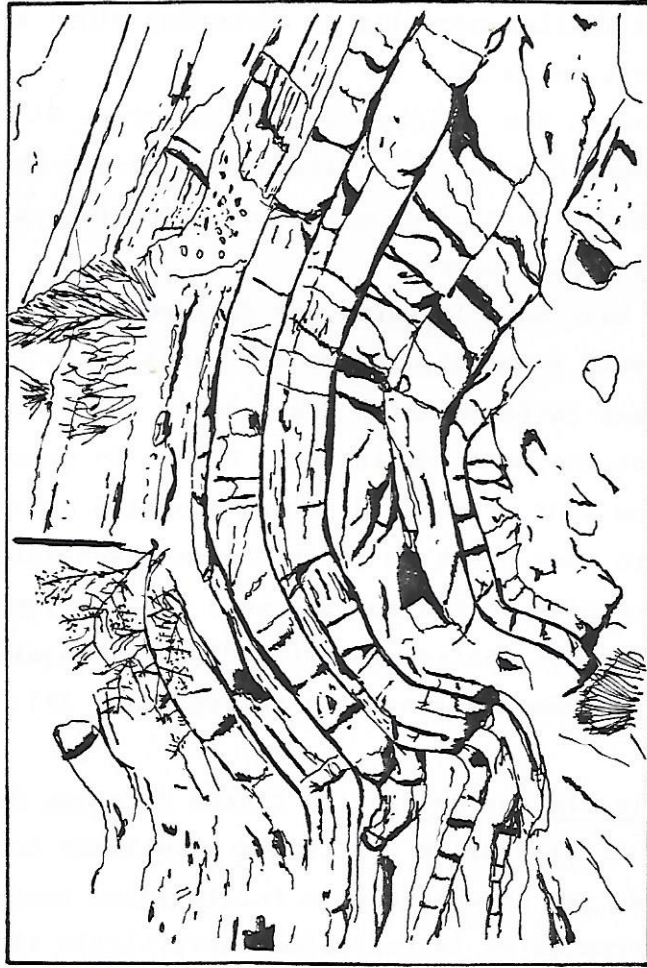
-Dans le Crétacé de base,au niveau du point de coordonnées $x=101,8$ et $y=402,3$,la vallée montre une excellente coupe où les bancs sont affectés par un ensemble de failles,dont trois principales.Deux sont normales et la troisième subverticale (fig.87 A).De petites failles annexes peuvent également être observées.

Sur la faille la plus septentrionale (A),nous avons pu mesurer des

Figure 85 A: Petit pli disharmonique d'axe N100 dans le Kimmeridgien (site 3)



Figure 85 B: Plis d'axe N60 dans les calcaires dolomitiques du Kimmeridgien supérieur (site 5).



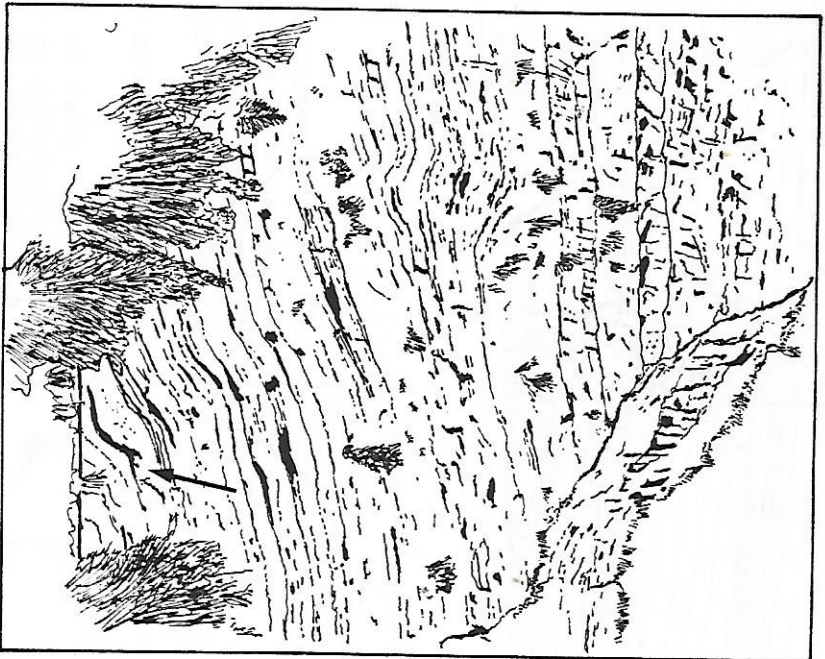


Figure 86: Flexure à amortissement sommital dans le Portlandien (site 10) (A gauche). Remarquer les bancs les plus hauts non affectés par la déformation synsédimentaire.

Ci-dessus, détail de la Flexure. Remarquer les galets.

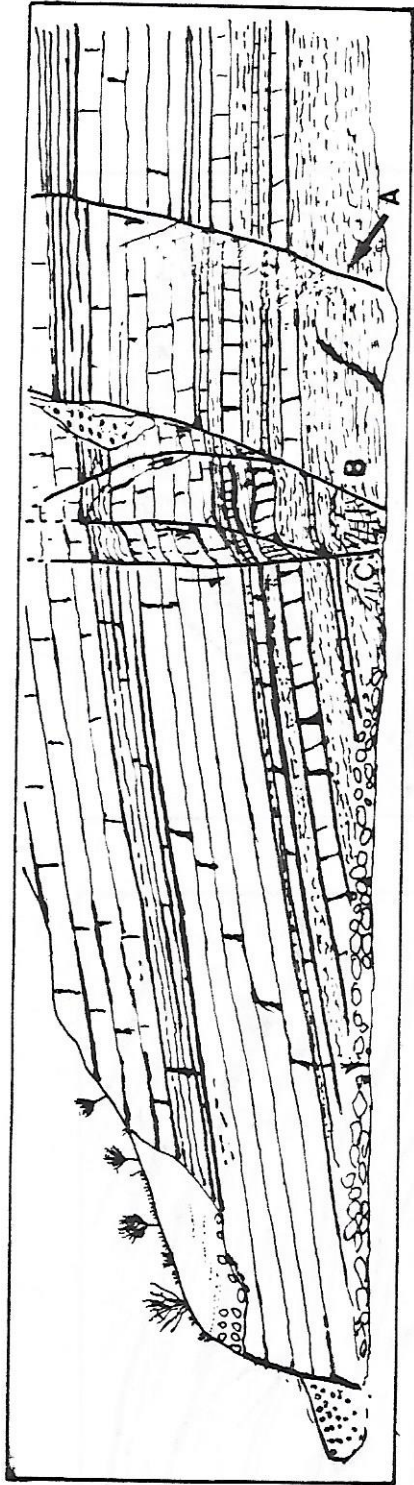
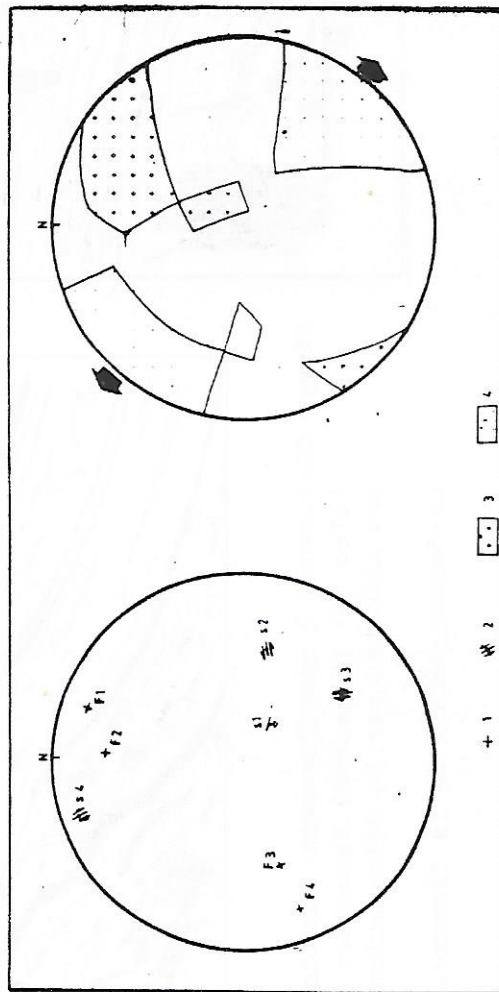


Figure 87: Croquis de terrain et diagramme correspondant aux observations effectuées au site n°13, dans le Crétacé.

- A: A, B, C, failles. Vue vers le NW.
- B: 1, strie
- 2, pôle de plan de faille; 2
- 3, compartiment en compression
- 4, compartiment en extension.



stries à sens de rejet déterminable. Le diagramme indique une extension orientée NW-SE (fig. 87B).

Le compartiment situé entre les failles B et C montre des bancs déformés, notamment avec un rejet inverse le long de l'accident C. Ce dispositif évoque une "pincée", pour laquelle deux phases sont nécessaires: une première phase extensive, responsable de failles normales synsédimentaires; une seconde, compressive tardive, ayant déformé les couches.

Près de Tamzargout, apparaît un pli de jeté vers le Nord. L'axe est à N100. Ce pli est lié à la compression tardive (site 14).

1.2-Le coeur de l'anticlinal

C'est une combe creusée dans les formations tendres du Dogger et de l'infra-Lias, ainsi que du Trias. Dans le Lias, les structures sont complexes: les bancs dolomitiques sont intensément plissés. Ces plis d'allure disharmonique présentent des axes voisins de N75, à faible plongement vers l'ENE.

Ces disharmonies peuvent être expliquées par la position du Lias, coincé entre deux niveaux moins compétents de Dogger et d'Infra-Lias. Le problème ici est posé par la direction de l'axe, intermédiaire entre les directions atlasiques et atlantiques.

1.3-Conclusion

La structure du flanc sud de l'anticlinal se doit à deux types de déformations successives:

-Une extension synsédimentaire mise en évidence par le jeu de failles normales accompagnées de brèches sédimentaires. Elle est orientée NW-SE. A ces mouvements synsédimentaires peuvent être attribués les slumps, les plis en genou accompagnés de brèches intraformationnelles et déjetés contrairement à l'axe de l'anticlinal d'Anklout, les discordances progressives et les épaisissements vers le Sud.

Ces manifestations de mouvements synsédimentaires sont sensibles jusque vers la limite Jurassique-Crétacé. Elles suggèrent que l'anticlinal d'Anklout était, durant la plus grande partie du

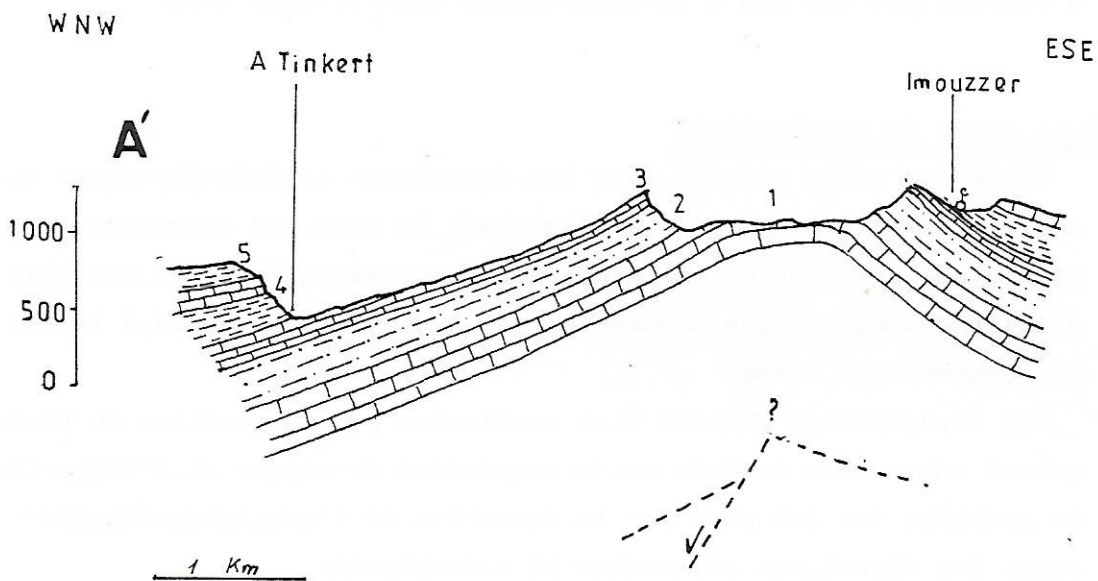
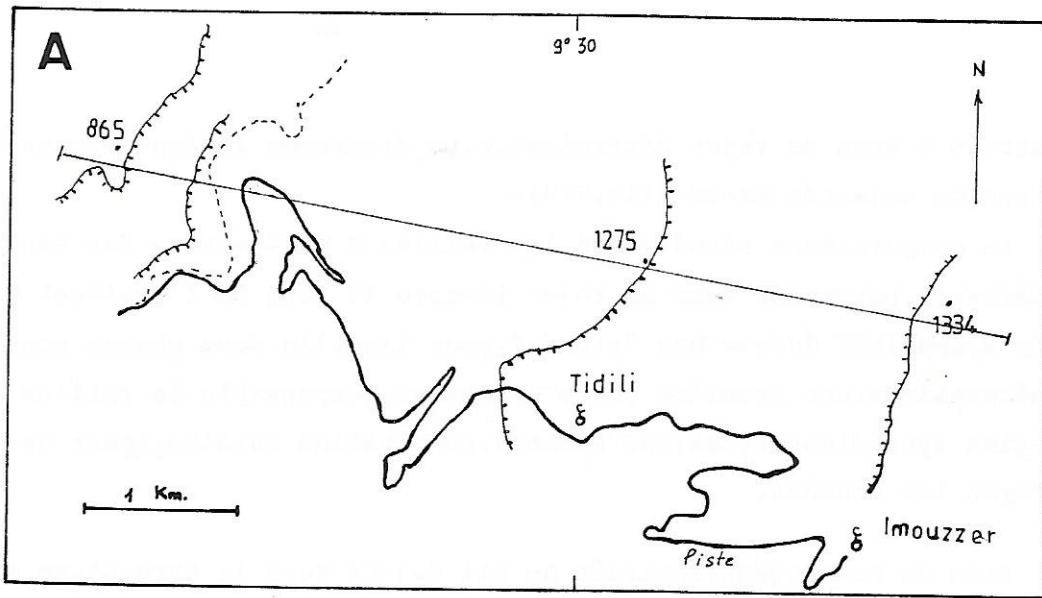
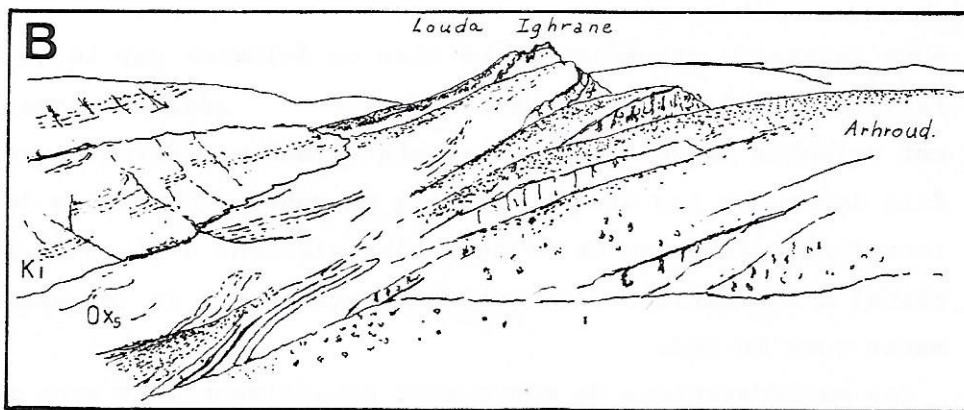


Figure 88: coupe de l'anticlinal d'Imouzzer.
 1, Lias sup.; 2, Dogger; 3, Callovo-oxfordien
 4, Kimmeridgien; 5, Portlandien.



Panorama du flanc nord-ouest de l'anticlinal.
 (vue vers le Nord-Est)

Mésozoïque, amorcé probablement sous la forme d'un bloc basculé vers le Sud. On peut avancer que le passage au synclinal de Tamrhart, situé plus au Sud, correspondrait à une faille, formant une marche d'escalier au niveau du socle.

-Une compression plus tardive, cénozoïque, ayant provoqué l'apparition de petits plis disharmoniques, droits ou déversés vers l'axe du pli d'Anklout; des fentes de tension, des cisaillements et des failles inverses

2-Les autres structures de la bordure méridionale

Elles se résument en deux anticlinaux et quelques accidents, décrits en détail dans la thèse de R.AMBROGGI (1963). De notre côté, sans faire d'étude descriptive détaillée, nous nous sommes adonnés uniquement à la compréhension de la géométrie d'ensemble de ces structures.

2.1-L'anticlinal d'Imouzzer (fig.88)

Faisant suite à l'accident Imouzzer-Doutama, l'anticlinal d'Imouzzer est un cas particulier de par la direction NE-SW de son axe.

L'aspect général est celui d'un anticlinal simple sans autre complication tectonique. Cependant deux faits attirent l'attention de l'observateur:

-d'abord, la forte dénivellation affectant les séries de part et d'autre de la charnière: la base du Kimmeridgien inférieur affleure au flanc SE à 1300 m d'altitude. Au flanc NW, elle ne se trouve qu'à 500 seulement.

-ensuite, l'important amincissement du Callovo-oxfordien à l'approche de l'axe. Les termes épais de 160 m un peu à l'Est (Tiqqi) se trouvent réduits à 60 m seulement.

Ces faits permettent d'exclure l'hypothèse de la formation de cet anticlinal sous l'action exclusive de la tectonique compressive tertiaire. La structure est ébauchée dès le Callovien sous forme de haut-fond ou flexure, induisant une sédimentation différentielle. Il est difficile de préciser si cette structure a

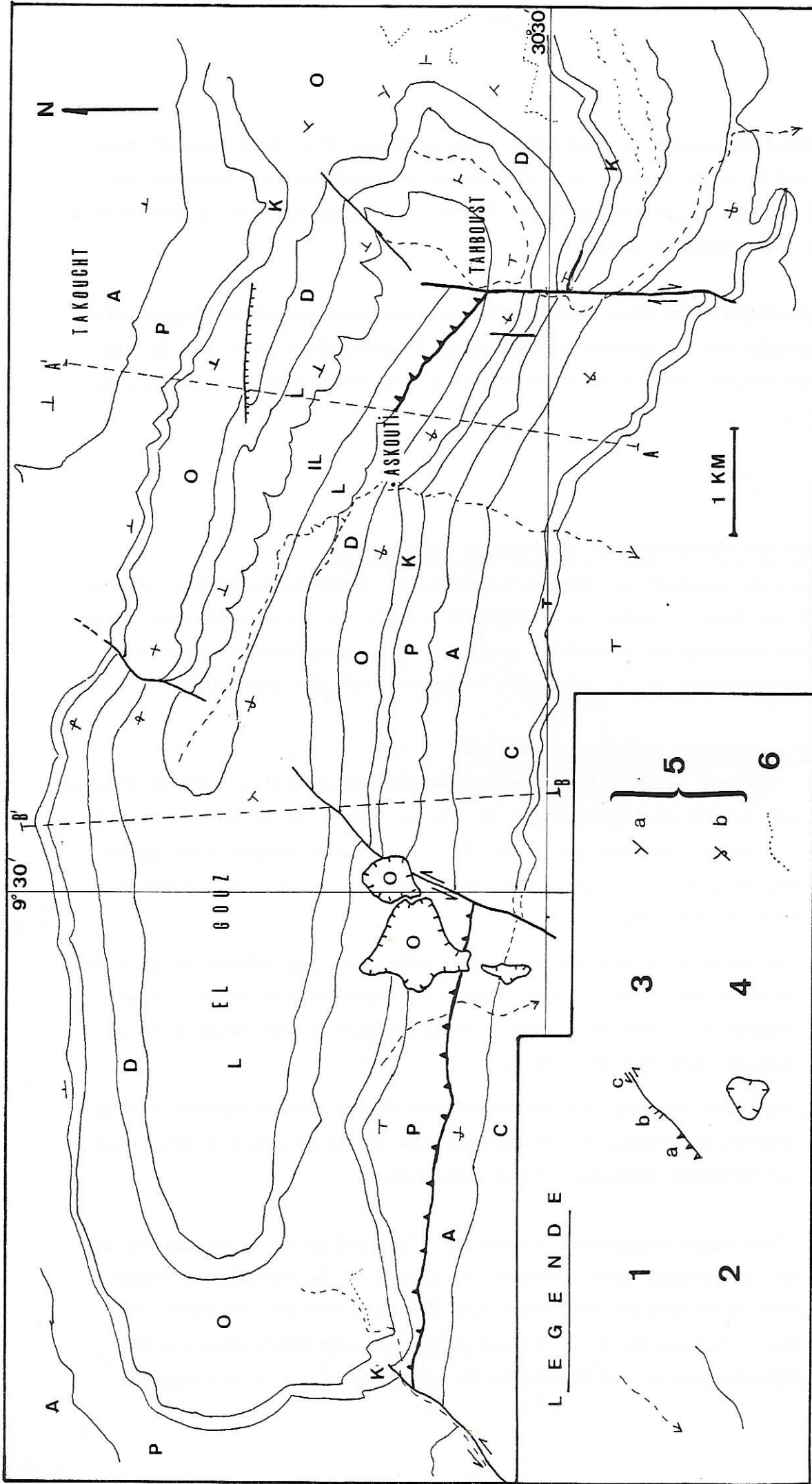


Figure 89: Carte géologique de l'anticlinal de Lgouz, établie d'après les photographies aériennes. 1, drainage; 2, limite de formation; 3, failles: a, inverse; b, normale; c, décrochante; 4, bloc glissé; 5, pentages; 6, trace de bancs.

LL, Infra-Lias sup.; L, Lias sup.; D, Dogger; O, Callovo-oxfordien; K, Kimmeridgien inf.; P, Kimmeridgien sup. - Fortlandien; A, Hauterivien à Albien; C, Cénomannien; T, Turonien.

continué de fonctionner par la suite, la voûte ayant été érodée. La part de la tectonique tertiaire est marquée par un relèvement de la voûte et par le soulèvement de l'ensemble.

2.2-L'anticlinal de Lgouz

Long de quelque quinze kilomètres, l'anticlinal de Lgouz reflète par sa géométrie une intense tectonique. De direction ESE-WNW, il est bordé au Nord par le synclinal de Tamrhart, et au Sud par le synclinal faillé d'Assersif.

Son originalité se doit à sa géométrie variable: déversé vers le Nord à sa terminaison occidentale et vers le Sud à sa terminaison orientale où il diminue d'importance, finissant par disparaître sous le Quaternaire de la plaine du Souss (fig.89 et fig.90).

Le flanc sud est siège de multiples manifestations tectoniques: -deux failles importantes de direction NE-SW le traversent, ce sont les failles de Tildi (fig.91 F1) et de Lahouar (fig.91, F2), reliées par un autre accident de direction E-W appelé par R. AMBROGGI "accident sud-atlasique" (fig.91, F4), dénomination discutable vue l'importance relativement faible du même.

Ces deux failles correspondent certainement à autant de décrochements senestres produits par la torsion du flanc.

-La formation rouge du Dogger diminue d'épaisseur d'Ouest en Est. A Tahboust (terminaison Est), elle n'est plus que de quelques dizaines de mètres, alors qu'au flanc nord elle est de 150 à 200. L'amincissement est explicable par le comportement des sédiments du Dogger, marneux tendres, tendant à s'effiler sous l'action de fortes contraintes, et permettant le rapprochement visible des barres liasique et callovo-oxfordienne.

Le coeur de l'anticlinal est à matériel infraliasique: argiles, conglomérats et gypses très développés.

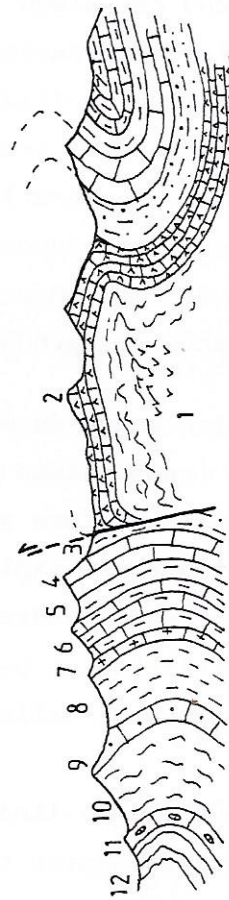
En somme, nous pensons que l'anticlinal de Lgouz se doit exclusivement à la tectonique tertiaire, dont il reflète l'importance

N

Takoucht



N



BB'

Figure 90: Coupes à travers l'anticlinal de Lgouz, localisation fig. 89. 1, Infra-Lias sup.; 2, Lias sup.; 3, Dogger; 4, Callovo-oxfordien; 5, 6, Kimmeridgien, à Hauterivien; 7, Barrémien; 8, Aptien et Albien inf.; 9, Albien sup.; 10, Cénomannien; 11, Turonien; 12, Sénonien.

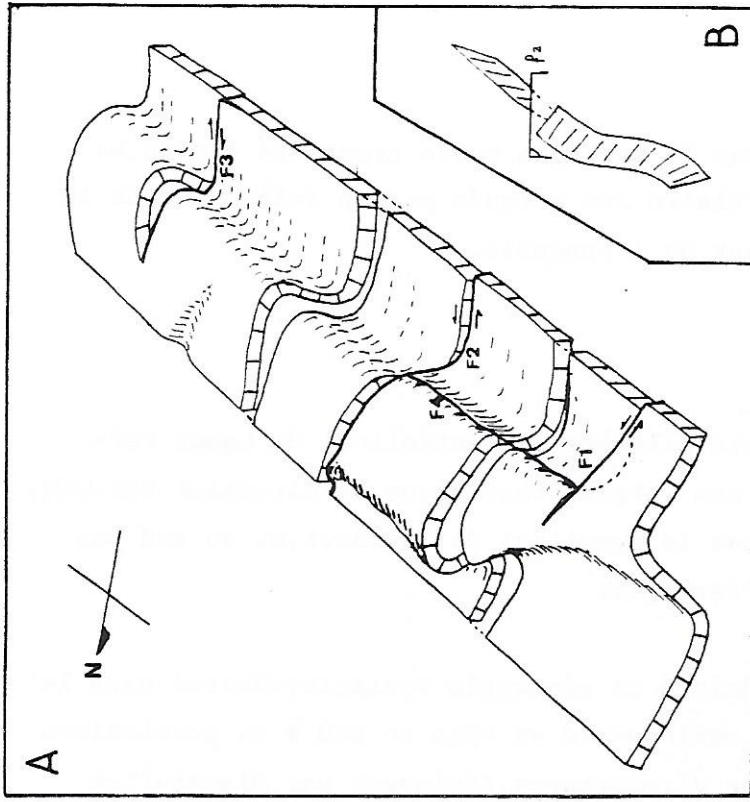


Figure 91:

A: Géométrie de l'anticlinal de Lgouz.
La surface de référence correspond à celle du Callovo-oxfordien. F1 à F4, failles.

B, Allure du plan axial.

S

à la bordure méridionale de la chaîne.

Sa géométrie complexe résulte d'un important décollement de l'assise infraliasique gypsifère.

III-Conclusions d'ensemble sur la Zone axiale

Dans cette région les deux phases apparaissent avec netteté:

-la phase extensive mésozoïque, à l'origine des grands décrochements senestres ENE-WSW, et de blocs basculés synsédimentaires sur lesquels s'ébauchent des plis synsédimentaires;

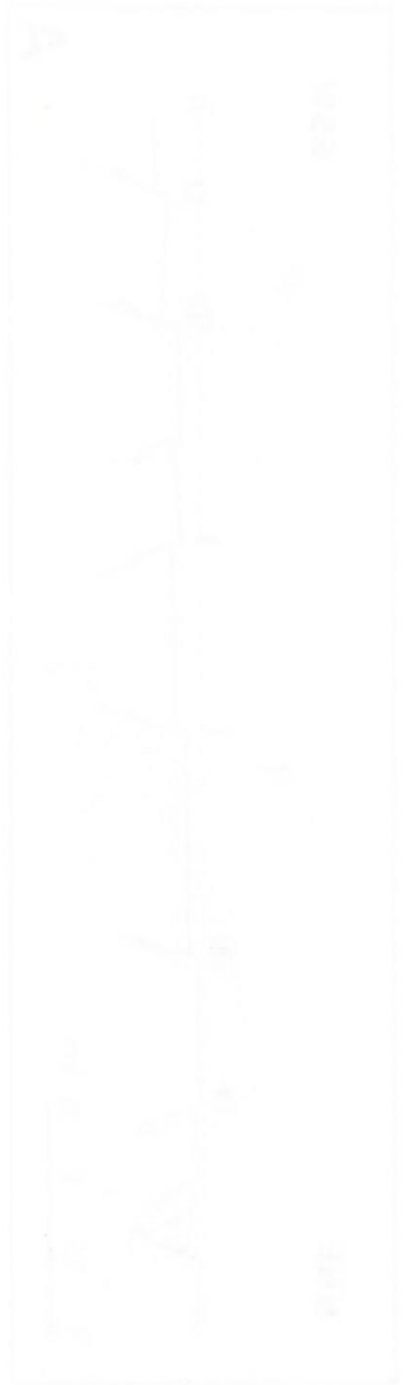
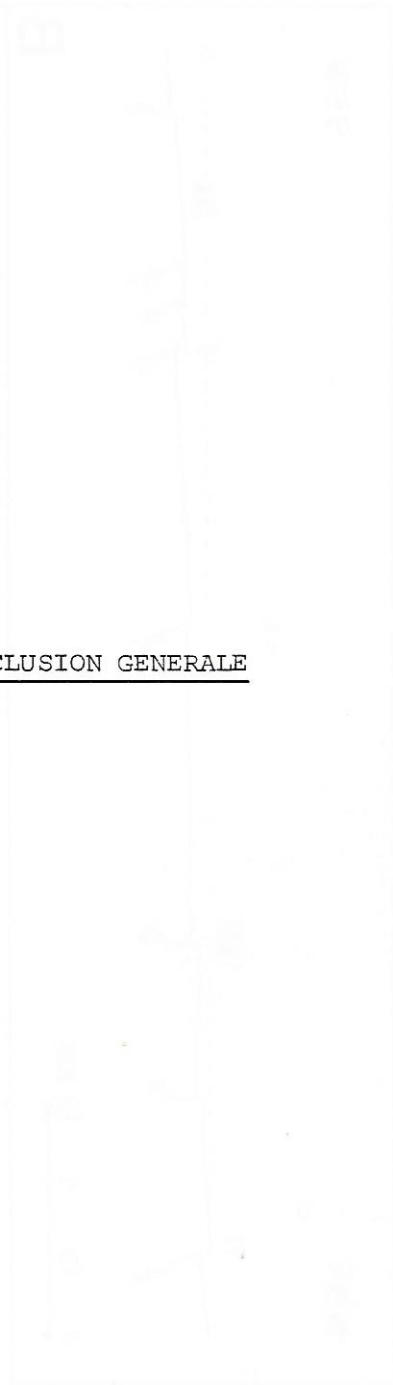
-la phase compressive tertiaire donnant, ou accentuant, les plis de la couverture carbonatée.

La tectonique extensive synsédimentaire est très apparente par l'existence de brèches synsédimentaires, de slumps, de discordances progressives, de failles cachetées, visibles jusque vers la limite Jurassique-Crétacé.

Les deux directions "atlantique et atlasique" sont bien apparentes dès le Mésozoïque, et se rattachent à un même système de déformation (σ_3 NW-SE).

Cette région est marquée par la présence d'évaporites, ce qui permet un décollement de la couverture carbonatée par rapport au substratum de Trias et Paléozoïque. Le serrage tertiaire sensiblement selon une direction NNE-SSW crée des plis accentués, certains disposés en échelon sur les failles profondes.

CONCLUSION GENERALE



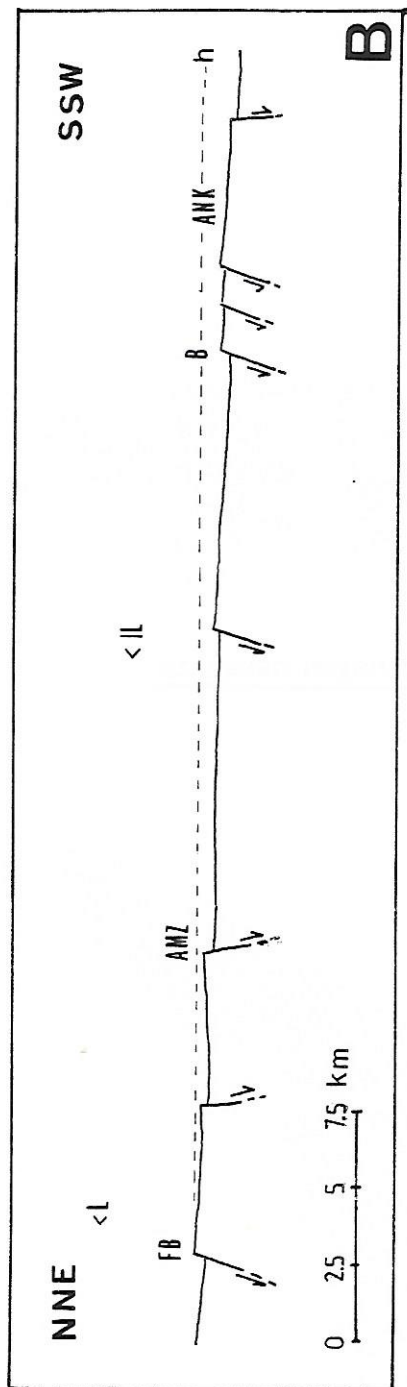
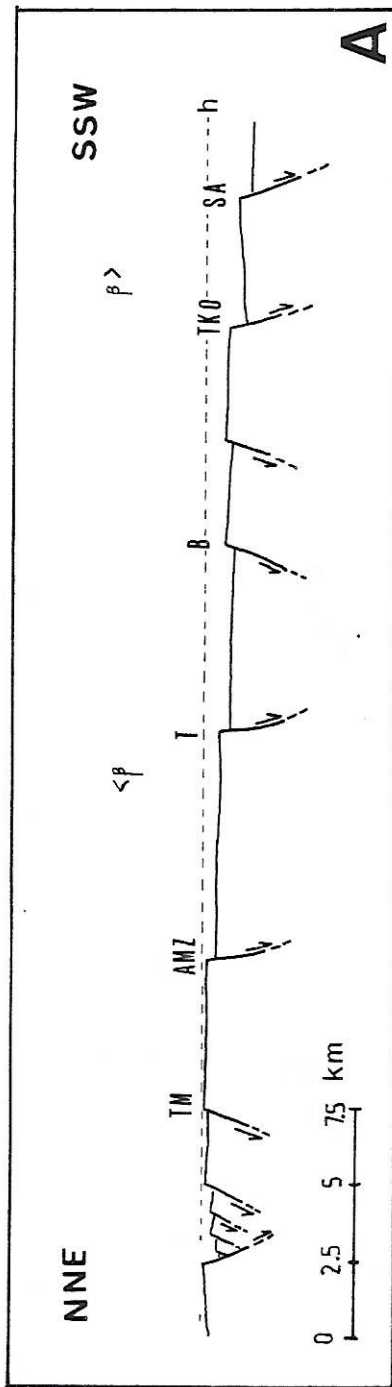


Figure 92: Compartimentage des blocs pendant le Trias (A) et le Jurassique (B).

A: TM, Tizi n'Machou; AMZ, Amzri; I, Timezgaadiwaine; B, Bigoudine; TKO, Tirkou-Oued Issène; SA, Sud-atlasique(?); $\langle \beta \rangle$, limite des affleurements de basaltes; h, horizontale de référence.

B: FB, flexure bordière; ANK, Anklout. $\langle IL \rangle$, limite septentrionale des dépôts de l'Infra-Lias sup.; $\langle I \rangle$, limite des dépôts liasiques vers le Nord.

I- Les différentes phases

Dans tous les secteurs, les deux phases, déjà connues dans le Haut Atlas sont bien apparentes:

1-La phase d'extension est plus ou moins continue du Trias au Crétacé inférieur (Barrémien).

La fracturation commence dès le Trias inférieur, mais elle est très intense au Trias moyen. Ensuite, le nombre de failles actives diminue avec le temps. Quelques unes seulement continuent au Jurassique et sont à l'origine des structures et notamment des plis de la couverture carbonatée.

L'extension est orientée NW-SE et donne des failles NNE-SSW normales dextres, des ENE-WSW normales senestres et des NE-SW normales.

2-La phase de compression, essentiellement cénozoïque, est un raccourcissement de direction N-S à NE-SW, et fait rejouer en partie les accidents précédents.

II-La tectonique extensive synsédimentaire

1-Dans le Trias

La structuration extensive synsédimentaire est apparente dans le Trias grâce à toute une série de phénomènes tectoniques et sédimentaires:

- discordances progressives et locales (t3 sur t2, t6 sur t5, t7 sur t6, t8 sur t5, Lias sur t8);
- failles cachetées;
- failles à enracinement sommital.

Bien que le basculement général se fasse vers le Nord-Ouest, générant des discordances progressives, le compartimentage se fait plutôt suivant des failles de direction ENE-WSW, délimitant des blocs soulevés ou affaissés (fig. 92). Ceci se doit à l'interférence entre le début de l'ouverture de l'Atlantique central et la tectonique atlasique. Le dernier horizon triasique, le t8, fossilise l'ensemble. D'ultérieurs mouvements l'impliquent, conditionnant la localisation des

des basaltes au sein du graben d'Argana.

2-Dans la couverture jurassico-crétacée

Les phénomènes tectonosédimentaires décrits dans la couverture carbonatée sont du même style que ceux du Trias:

- brèches et écroulements synsédimentaires associés à des slumps (Anklout);
- discordances progressives sur les flancs des plis superposés à des blocs basculés (Anklout, Ichemrarène);
- failles cachetées (Anklout);
- failles à enracinement sommital (Amzri).

La série jurassique s'est déposée dans le fossé créé par l'extension triasique, la transgression s'avançant du Nord-Ouest. La logique jurassique est légèrement différente de la logique triasique. Les accidents jouant lors de cette période sont surtout de direction WNW-ESE à NW-SE quoique le basculement général se fasse toujours vers l'Ouest avec certaines failles atlantiques NE-SW. Il y a donc réarrangement du système de failles (fig. 92 B). Certains grabens prennent naissance là où le Trias montrait des horsts et vice-versa. Il n'y a pas de vraie correspondance entre les accidents qui ont joué au Trias et ceux obéissant à la dynamique jurassique. Cependant, quelques accidents gardent leur identité et continuent de fonctionner tels ceux d'Amzri et le "sud-atlasique", qui devait border la plaine du Souss.

L'explication de ce changement de direction devient simple si l'on admet que les failles affectant le Trias sont préexistantes, donc paléozoïques ou tardihercyniennes en particulier.

Les failles jurassiques sont plutôt dûes à une néofracturation, s'adaptant à l'extension générale. Remarquons que les failles N70, surtout triasiques, sont obliques par rapport à l'extension NW-SE, alors que les failles normales N30 et N130 sont respectivement orientées perpendiculairement et parallèlement à la direction d'élongation maximale.

3-Zone transformante atlasique et ouverture de l'Atlantique

Cette extension mésozoïque fait apparaître simultanément:

- les grandes failles atlasiques ENE-WSW normales senestres délimitant le fossé atlasique,
- les failles NNE-SSW, accompagnant le basculement de l'ensemble vers l'Ouest, en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique central.

Ces deux ensembles de structures répondent à une même déformation où l'extension est horizontale, orientée NW-SE.

Cette déformation peut résulter d'un mouvement senestre extensif le long d'accidents ENE-WSW, hérités des temps hercyniens, entre la plaque africaine et le bloc mésétien. Le fossé atlasique aurait donc un rôle transformant extensif (transtensif) au Mésozoïque (Mattauer, 1971; Petit, 1976; Laville, 1981), ce que confirme et précise ce travail.

Vers l'Ouest s'ouvre simultanément le fossé de l'Atlantique central; le Haut Atlas occidental se trouve à la jonction entre le fossé NNE-SSW de l'Atlantique central et le fossé transformant ENE-WSW, atlasique.

III-La tectonique compressive

La tectonique tertiaire ne fait que reprendre les structures pré-existantes. La phase majeure de compression N-S à NE-SW crée des plis là où se trouvaient des accidents liés à l'extension; cela explique en quelque sorte le style éjectif de la chaîne. La déformation se localise surtout aux bordures, justement là où des accidents avaient fonctionné auparavant (fig. 93). Ce plissement est, en partie, favorisé par l'assise liasique salifère, tendant au décollement.

-Ainsi, le pli de l'Amsittène se trouve sur une ancienne zone de faiblesse, une faille normale à regard Nord équivalente à la flexure bordière du secteur nord-atlasique;

-le pli-faille de Imouzzer-Doutama prend naissance sur l'accident de Bigoudine;

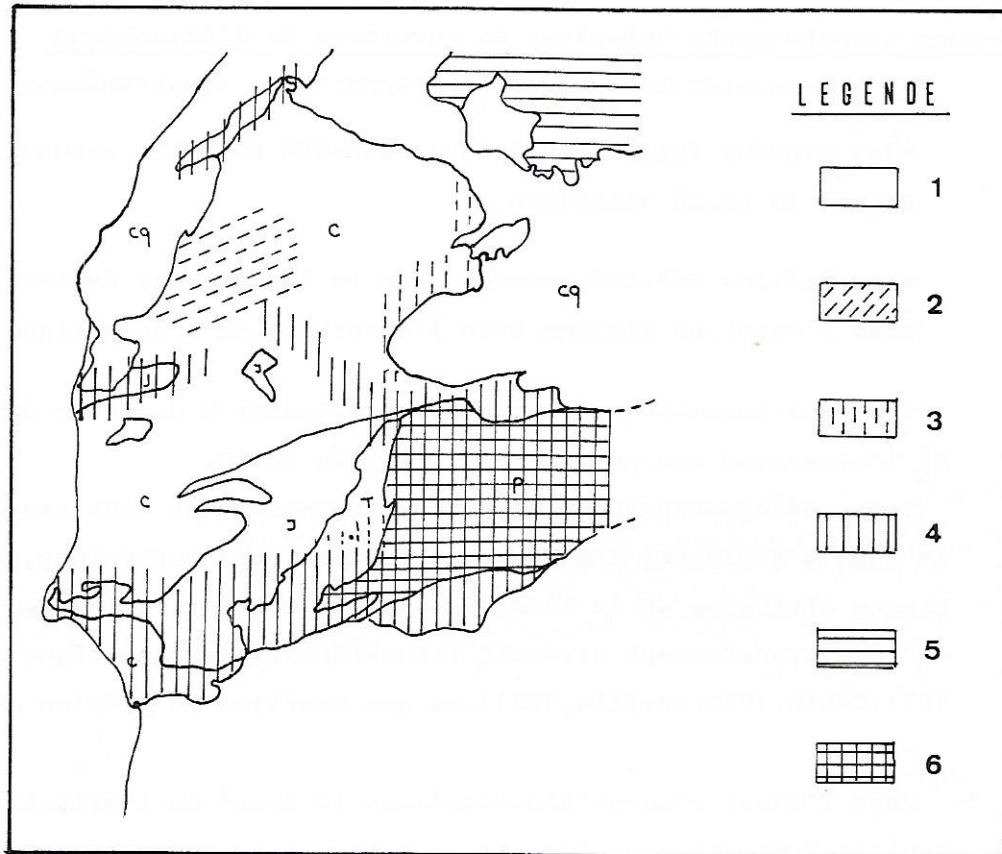


Figure 93: Répartition de la déformation dans le Haut Atlas occidental et les régions voisines. 1, non déformé; 2, halocinèse; 3, 4, phases tertiaires: 3, peu déformé; 4, très déformé; 5, tectonique hercynienne 6, déformation alpine et hercynienne.

-l'anticlinal d'Anklout est probablement un ancien horst, individualisé dès le Trias. L'anticlinal du Cap Ghir n'est que son prolongement occidental.

Quant aux anticlinaux de Lgouz et Tagragra, en échelon marqués dans la couverture carbonatée, ils se doivent au rejeu en décrochement d'un accident de socle.

Le cas du plateau des Haha est particulier. Ce bassin ne montre pas de déformation récente importante. Ce fait est explicable par l'absence d'accident de socle important et d'assise salifère permettant le décollement.

IV-Rapports socle-couverture

Dans les parties centrale et septentrionale, la couverture carbonatée n'est pas décollée: il y a une tectonique de revêtement où les plis sont moulés sur des accidents profonds. Deux modalités sont possibles:

-soit le substratum induit une faille normale puis une flexure synsédimentaire dans la couverture qui rejoue en pli;

-soit l'accident du substratum est inactif au Mésozoïque mais il rejoue lors de la compression et il se représente de différentes manières dans la couverture.

Dans la Zone axiale, il y a décollement de couverture et formation de plis, notamment en échelon lors de la compression.

Dans les domaines plus septentrionaux (Zone des dômes), le rôle des accidents de socle est primordial comme le montre l'étude par télédétection et la géophysique, en relation avec des montées diapiriques.

V-Evolution géotectonique

Les données recueillies nous permettent d'envisager un modèle d'évolution consistant en trois étapes essentielles

1-Première étape: du Trias inférieur au début Lias

Le contexte est en général extensif. Dans un modèle de coulissage senestre, on doit admettre que le bassin triasique, dont la subsidence est unique dans son genre au Maroc, s'est probablement ouvert en losange. Le mouvement senestre est compatible avec le rifting de l'Atlantique central. L'Atlas est alors considéré comme une zone transformante intracontinentale.

Les manifestations distensives et décrochantes sont compatibles avec ce coulissage (fig.94). Les anciennes failles tardihercyniennes sont réactivées soit en failles normales, soit en décrochements suivant leur orientation par rapport au champ de contraintes. D'autre part, de néofailles normales sont créées.

2-Deuxième étape: au Jurassique et au Crétacé

La subsidence est beaucoup moins forte, de même que la tendance au coulissage. On a surtout des failles normales synsédimentaires ou en touches de piano (fig.95). La direction d'extension semble rester la même, mais peut localement varier.

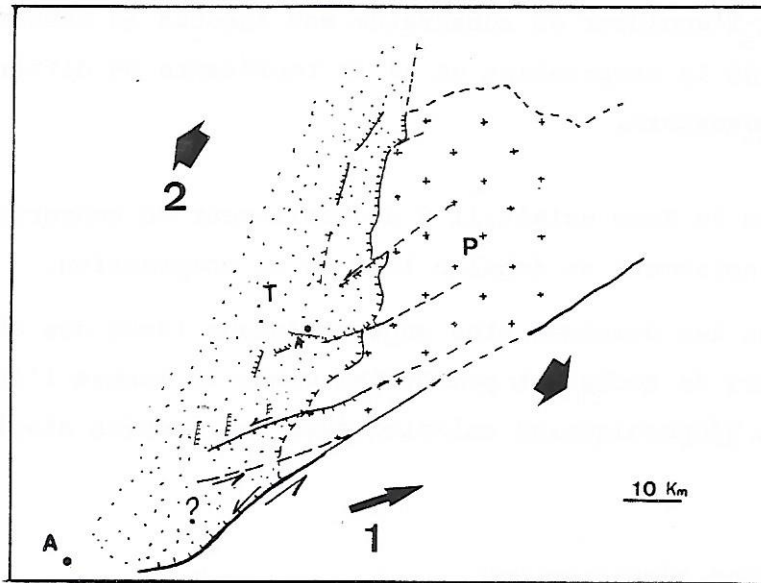


Figure 94: Etat du domaine et fonctionnement des accidents au Trias.
 P, Paléozoïque; T, Trias; 1, mouvement de la plaque africaine; 2, direction d'extension; A, Agadir.

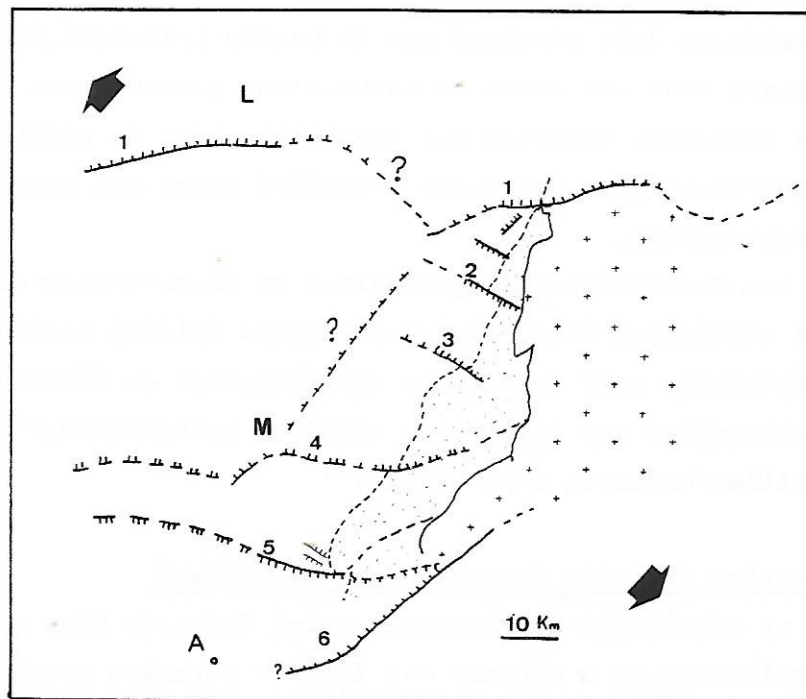


Figure 95: Etat du domaine et fonctionnement des accidents au Jurassique:
 L, faciès lagunaires septentrionaux; M, faciès marins; 1, flexure bordière;
 2, faille d'Amzri; 3, Timezgadiwine; 4, accident de Bigoudine; 5, accident
 hypothétique au Sud d'Anklout; 6, accident sud-atlasique(?)

3-Troisième étape:au Tertiaire

La compression crée des plis dans les zones de faiblesse au dessus de paléofailles,et reprend en décrochement ou en faille inverse d'anciens accidents triasiques.Un soulèvement de l'ensemble culmine ces mouvements (fig.96).

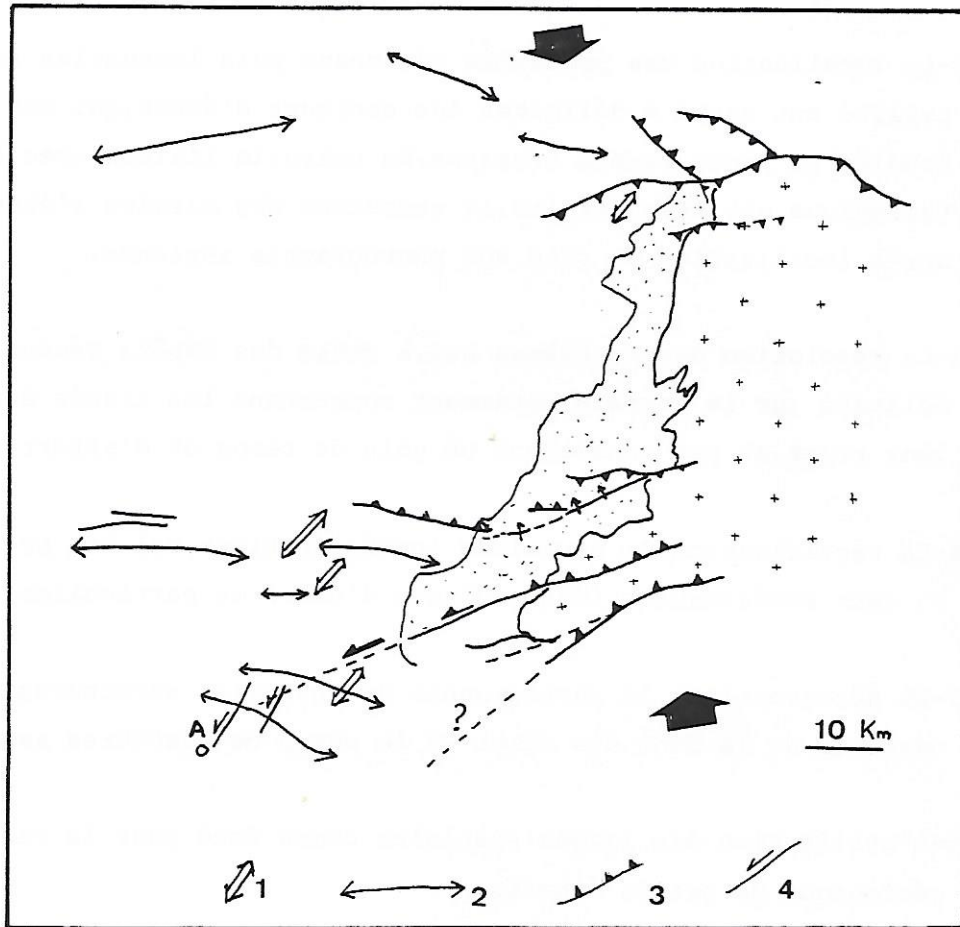


Figure 96:Etat actuel,et fonctionnement des accidents lors de la compression tardive.1,plis NE-SW issus d'anciennes structures;2,plis E-W "atlasiques";3,failles inverses;4,décrochements.

VI- Apport de la télédétection

L'utilisation de la télédétection a été essentielle en tant qu'outil indispensable à l'interprétation et à la cartographie géologique. Elle a permis:

- 1-La cartographie à petite échelle d'une vaste région s'encadrant dans un triangle de 190,150 et 250 Km de dimensions.
- 2-La localisation des problèmes régionaux puis locaux: les images-satellite ont servi à délimiter les secteurs d'étude, qui ont été ensuite étudiés en photographie aérienne. En outre, la liaison avec la micro-tectonique est très étroite, la recherche des miroirs s'étant faite après localisation du site sur photographie aérienne.
- 3-La résolution des problèmes qui, à cause des dépôts récents s'avéraient délicats sur le terrain, notamment concernant les tracés des failles et leur rejet, et par conséquent un gain de temps et d'effort physique.
- 4-La rectification de certaines interprétations, tel les tracés des failles ou leur confirmation (discordances d'Amzri en particulier).
- 5-La découverte et la cartographie de nouvelles structures tel les linéaments de la Zone des dômes et le champ de fractures associé.
- 6-L'utilisation des images spatiales comme fond pour la cartographie géologique de petite échelle.
- 7-La rectification du tracé de la côte marocaine (voir la carte topographique du Maroc au 1/500 000e feuille Marrakech, et comparer avec la carte téléanalytique ci-jointe).
- 8-L'établissement d'hypothèses pour de futurs travaux concernant les structures observables hors du domaine couvert sur le terrain: linéaments de la Zone des dômes, Jbilet, Massif ancien, qui serviront à mieux connaître le domaine méséto-atlasique

BIBLIOGRAPHIE

Adams, A.E. ; Ager, D.V. ; Harding, A.G. (1980)

Géologie de la région d'Imouzzer des Ida ou Tanane
Not. & Mém. du Serv. Géol. du Maroc, 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. Assoc. 85, (1), pp 23-41

Ambroggi, R. ; et Neltner, L. (1952)

Haut Atlas et Anti Atlas occidentaux. Fasc. I: Généralités
19^e Cong. Géol. Intern. Alger, livret-guide, Maroc 12.65p.

Ambroggi, R. ; et Neltner, L. (1952)

Haut Atlas et Anti Atlas occidentaux. Fasc. 2: Description d'itinéraire.
19^e Cong. Géol. Intern. Alger, livret-guide, Maroc 13.83p.

Ambroggi, R. (1963)

Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss.
Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc, 157. 322p.

Angelier, J. ; Mechler, P. (1977)

Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des Dièdres droits.
Bull. de la Soc. Géol. de France. (7), T XIX, n°6, pp 1309-1318.

Arambourg, C. et Duffaud, F. (1960)

Note sur la découverte d'un gisement de vertébrés continentaux dans le Trias du Haut Atlas occidental.
Bull. de la Soc. Géol. de France, II, pp 172-177.

Arthaud, F. (1969)

Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.
Bull. de la Soc. Géol. de France, (7), XI, pp 729-737.

Aubouin, J. ; Debelmas, J. ; Latreille, M. (1980)

Introduction générale in Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys.
B. R. G. M. éditeur. Coll. C5. pp 7-12.

Bahmad, A. ; Chariati, H. ; Djerrari, A. ; El Kochri, A. ; Hilali, E. A. ; Ratz, D. Saqalli, T. ; Tamain, G. (1982)

Remote sensing applied to basement tectonics of the calcareous High Atlas (Morocco).
Photogrammetria, 37, pp 131-150.

Bally, A.W. ; Bernoulli, D. ; Davis, G.A. ; Montadert, L. (1981)

Listric normal faults.
Oceanol. Acta. Vol. suppl. au n°4, pp 87-101.

Biron, P.E. (1982)

Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech)
Thèse Grenoble. 2 tomes.

Brown,R. (1974)

The Argana basin of Morocco: a basin analysis of a triassic rift (abs.)
Geol.Soc.of America,Abs.with programs,vol.6,pp 6-7.

Caire,A. (1973)

Sur quelques caractères et propriétés des gerbes de failles.
Ann.Scient.de l'Univ.de Besançon,3,20,pp 55-71.

Caire,A. (1974)

Rhegmagenèse et rhegmatisme.
Ann.Scient.de l'Univ.de Besançon,3,22,pp 77-85.

Caire,A. (1975)

Les règles de la fracturation continentale et le rôle des géofractures
dans l'évolution de l'écorce terrestre.
Rev.de Géogr.Phys.et de Géol.Dynamique.(2),Vol.XVII,fasc.4
pp 319-354.

Chorowicz,J. (1980)

Mise à jour de notions utilisées par les géologues en télédétection.
C.R.Somm.Soc.Géol.de France.fasc.5,pp 203-206.

Chorowicz,J.;Alem,E.M.;Bahmad,A.;Chariat,H.;El Kochri,A.;Medina,F.;Tamain,G.
(1982)

Les anticlinaux éjectifs du Haut Atlas: résultat de tectoniques atlasiques
superposées.
C.R.de l'Acad.des sciences de Paris.sér.II,t.294,pp 271-274.

Choubert,G;Faure-Muret,A. (1960-62)

Evolution du Domaine Atlasique marocain depuis les temps paléozoïques.
Liv.Mém.Paul Fallot.Mém.H.S.de la Soc.Géol.de France.I,1961,
pp 447-527.

Courbouleix,S.;Delpont,G.;Desteuq,C. (1981)

Un grand décrochement Est-Ouest au Nord du Maroc à l'origine des struc-
tures plissées atlasiques. Arguments géologiques et expérimentaux.
Bull.de la Soc.Géol.de France,(7),t XXIII,n°1,pp 33-43

Cousminer,H.L.;Manspeizer,W. (1976)

Triassic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of
Pangaea in middle Carnien.
Science,vol.192,pp 943-945.

Defretin,S. (1951)

Sur l'âge triasique, probablement Keuper moyen, des couches cuprifères
d'Argana-Bigoudine (Haut Atlas occidental).
C.R.de l'Acad.des sciences de Paris,t 232,n°5,pp 424-425.

Defretin,S.;Fauvelet,J. (1951)

Présence de Phyllopoïdes triasiques dans la région d'Argana-Bigoudine,
Haut Atlas occidental.
Not.et Mém. du Serv.Géol. du Maroc.n°85,pp 129-137.

Dresch,J. (1962)

Le Haut Atlas occidental, in: Aspects de la géomorphologie du Maroc.
Not.et Mém. du Serv.Géol. du Maroc.n°96,pp 107-121.

Laville, E.; Petit, J. P. (1982)

Les décrochements dans la distension triasique du Haut Atlas.
Le Permo-Trias marocain. Colloque. Marrakech, Sept-Oct. 1982

Laville, E. (1982)

Le bassin de la Bahira: un relai entre le bassin losangique haut-atlasique et la marge atlantique (Maroc).

C.R. de l'Acad. des Sc. de Paris, t 295, n°5, pp 615-620.

Manspeizer, W.; Puffer, J. H.; Cousminer, H. L. (1976)

Subduction, rifting and sea floor spreading: a volcanic record in Morocco and Eastern North America.

Geol. Soc. of America. Abs. with programs, vol. 8. pp 224-225.

Manspeizer, W.; Puffer, J. H.; Cousminer, H. L. (1978)

Separation of Morocco and eastern North America. A Triassic-Liassic stratigraphic record.

Geol. Soc. of America, Bull. 89, n°6, pp 901-920.

Mattauer, M.; Proust, F.; Tapponier, P. (1972)

Major strike-slip fault of late Hercynian age in Morocco.

Nature, 237, pp 160-162.

Mattauer, M.; Tapponier, P.; Proust, F. (1977)

Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc.

Bull. de la Soc. Géol. de France, (7), XIX, n°3, pp 521-526.

May, P. R. (1971)

Pattern of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents.

Geol. Soc. of America, Bull. 82. pp 1285-1292.

Michard, A.; Westphal, M.; Bossert, A.; Hamzeh, R. (1975)

Tectonique des blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc: une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques.

Earth and Planetary Sc. Letters, 24, pp 363-368.

Michard, A. (1976)

Eléments de géologie marocaine.

Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc. n°252. 408 p.

Monbaron, M. (1982)

Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique. Exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc.

C.R. de l'Acad. des Sc. de Paris. ser II, n°14, pp 883-886.

Neltner, L. (1938)

Études géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas).

Not. et Mém. du Serv. Min. et Carte géol. Maroc. n°42, 298 p.

Petit, J. P.; Proust, F.; Tapponier, P. (1975)

Sens et grandeur des rejets et axes de la déformation dans la zone de décrochement de Tizi n'Test (Maroc) depuis le Carbonifère.

3e Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, Montpellier, p 291.

Petit, J.P. (1976)

La zone de décrochements du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère.

Thèse 3e cycle. Montpellier. 99p.

Petit, J.P.; Ganeval, J. (1980)

Objets tectoniques synsédimentaires liés à la distension dans les bassins permo-triasiques du Haut Atlas occidental (Maroc).

8e Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, Marseille, p 279.

Proust, F. (1962)

Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales dans le Haut Atlas (Maroc).

C.R. Somm. de la Soc. Géol. de France; I, pp 9-11.

Proust, F.; Tapponier, P., Petit, J.P. (1974)

Critères de sens de mouvement sur les miroirs de faille des roches non calcaires.

2e Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, Nancy, p 320.

Proust, F.; Petit, J.P.; Tapponier, P. (1977)

L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental.

Bull. de la Soc. Géol. de France, (7), XIX, n°3, pp 541-551.

Roch, E. (1930)

Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental.

Not. et Mém. Serv. des Min. et Carte géol. Maroc. n°9. 542 p.

Roch, E. (1950)

Histoire stratigraphique du Maroc.

Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc. n°80.

Rod, E. (1962)

Fault pattern, Northwest corner of Sahara Shield.

Bull. of the Am. Assoc. Petr. Geol. Vol. 46, n°4, pp 529-532.

Rothé, J.P. (1962)

Le séisme d'Agadir et la sismicité du Maroc. in: Le séisme d'Agadir du 29 Février 1960.

Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc., 154, pp 7-29.

Russo, P. et Russo, L. (1934)

Le grand accident sud-atlasien.

Bull. de la Soc. Géol. de France, (5), 4, pp 375-384.

Saadi, M. (1972)

Relations des alignements structuraux au Maroc avec différents phénomènes géologiques et leur contribution à la compréhension de l'évolution structurale du pays.

Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc, n°236, pp 113-118.

Salvan, H.M. (1972)

Les niveaux salifères marocains, leurs caractéristiques et leurs problèmes.
in: Géologie des dépôts salins, actes du colloque.
UNESCO, Sc. de la terre, n°7, pp 147-159.

Salvan, H. (1974)

Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation.
Not. et Mém. du Serv. Géol. du Maroc, n°255, pp 7-25.

Schaer, J.P. (1964)

Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas.
C.R. de l'Acad. des Sciences de Paris, 258 D, pp 2353-2355.

Schaer, J.P. (1967)

Interférence entre les structures de socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain, in "Etages tectoniques".
Coll. Neuchâtel. 18-21/IV/1966. La Baconnière éd. pp 297-305.

Société Chérifienne des Pétroles (1966)

Le Bassin du Sud-Ouest marocain. in: Bassins sédimentaires du littoral africain.
Symp. New Delhi. 1964. Ass. Serv. Géol. Afric. Paris, 1966, 1^è partie
(Littoral atlantique) pp 5-26.

Suter, G. (1958)

Géologie du plateau d'Akermoud.
Not. et Mém. du Serv. géol. du Maroc, n°143, pp 17-34.

Termier, H. (1971)

Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental).
C.R. Soc. Sc. Nat. et Phys. Maroc, 37, pp 37-40.

Termier, H.; Termier, G. (1974)

Rhegmatisation et grands accidents au Maroc: La Moghrabia, le Jebel Tichka.
Ann. Sc. de l'Univ. de Besançon, 3, 22, pp 155-161.

Termier, H.; Termier, G. (1974)

Rhegmatisation et grands accidents du Maroc.
2^e Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, Pont à Mousson. p 367.

Tixeront, M. (1973)

Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques et familiers des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc).
Not. du Serv. Géol. du Maroc, 33, n°249, pp 147-177.

Van Houten, F.B. (1977)

Triassic-liassic deposits of Morocco and eastern North America: a comparison.
Bull. of the Am. Assoc. of Petr. Geol., 61, n°1, pp 79-99.

Weisrock, A.L.E. (1980)

Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique.
Thèse Etat. lettres. Paris I. 931 p.

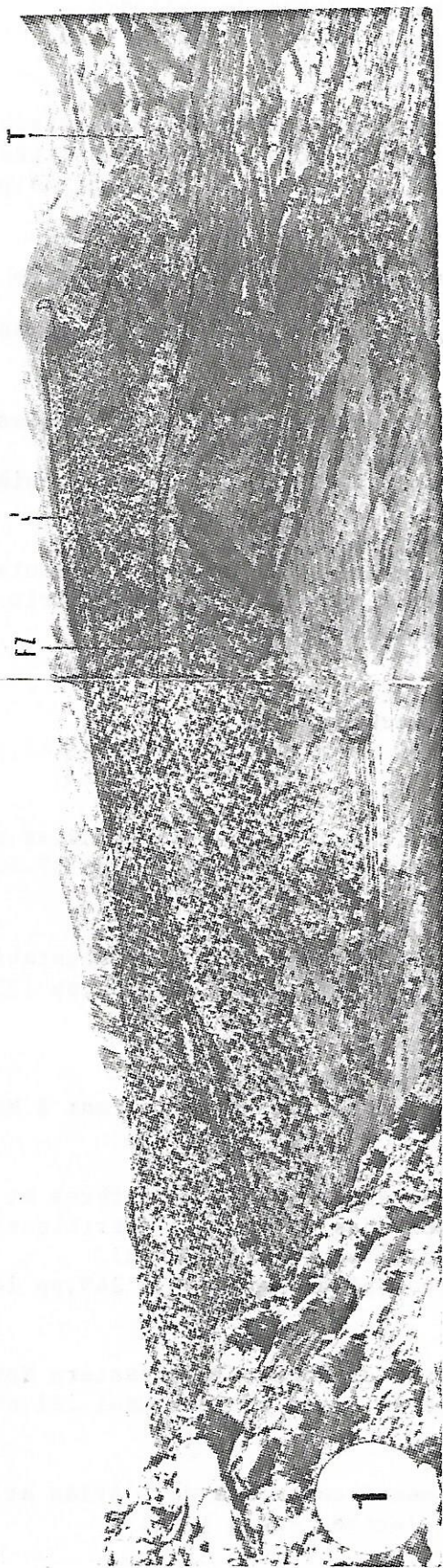


PLANCHE I

Photo n°1: Le Tizi n'Machou (T), vu du WSW depuis la crête surplombant Ait Alla.

On voit la discordance (D) du Dogger et du Jurassique supérieur sur le Trias traversé par la faille de la Zawya (FZ). A droite, les bancs de Trias sont renversés vers le N, chevauchés par le Paléozoïque. Au fond, apparaissent les hauts reliefs du J. Waminaline (2000 m).



Photo n°2: La flexure bordière vue de l'Est. Les bancs sombres au premier plan appartiennent au Trias (t6), en contact avec les dolomies et les marnes claires du Portlandien. Au fond, le petit sommet est constitué de dolomies callovo-oxfordiennes reposant sur les argiles du t8 formant les pentes (à gauche).



Photo n°3: Failles normales dans le t5 près de Talaat Oudmane. a, petit banc repère. Vue prise du NE, à partir de la piste joignant Talaat Oudmane et la route principale le long de l'Oued Irohalène.



Photo n°4: Petits décrochements dextres de direction N-S, affectant les bancs de t5 au Tizi n'Machou (phase de compression).

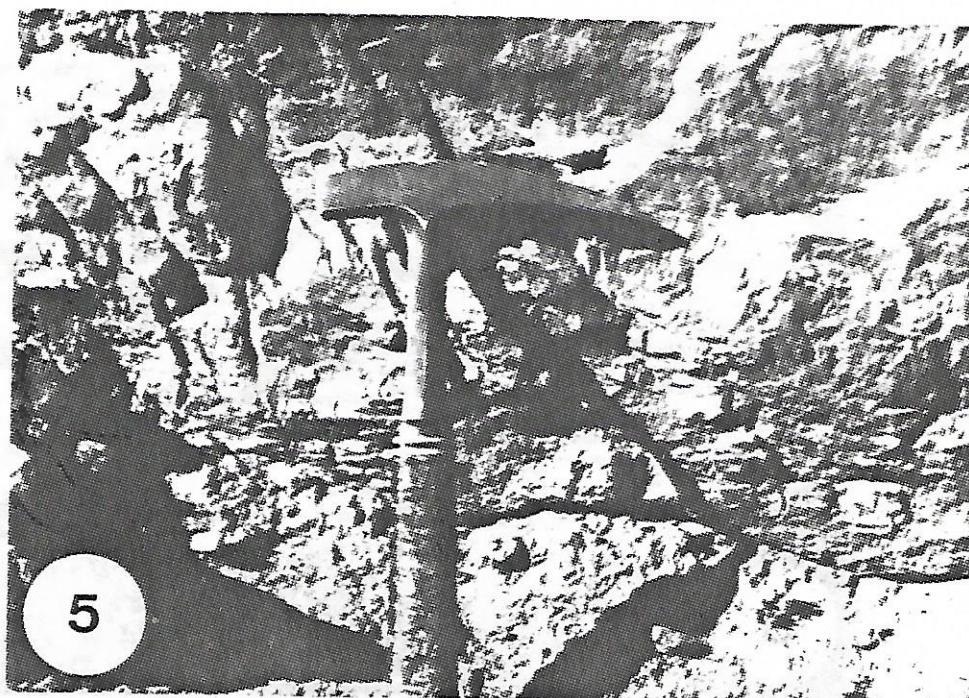


Photo n°5: Stries subhorizontales de décrochement dextre sur un miroir à N20, observées dans le t6 d'Aguerd Oumzil, correspondant à la phase de compression post-éocène.

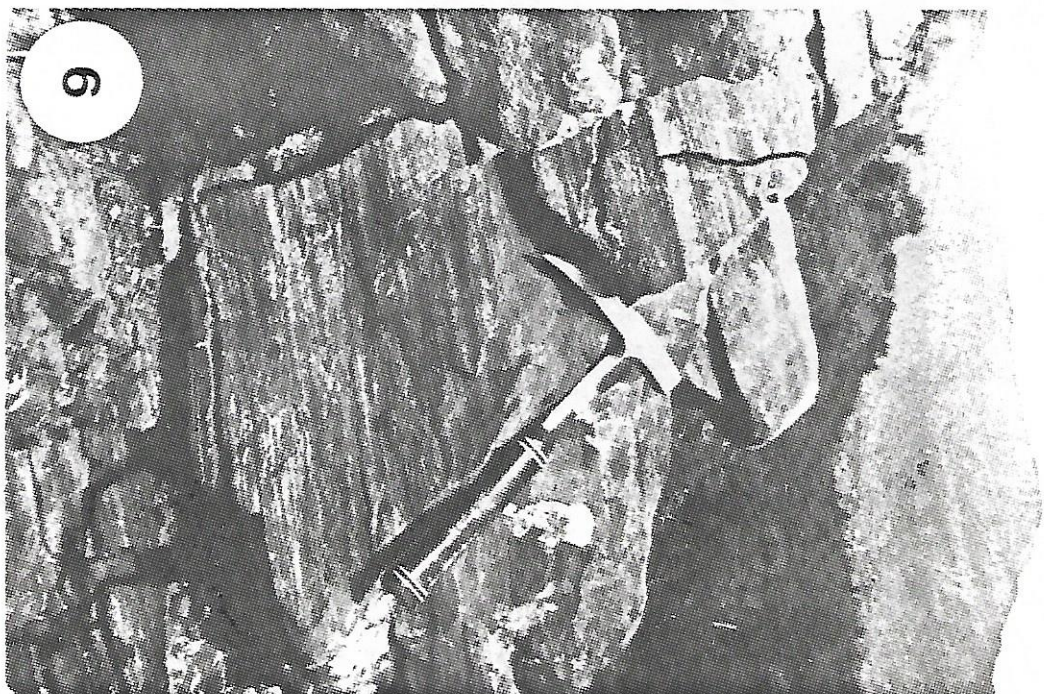


Photo n°6: Stries de décrochement, parallèles à la stratification, observés dans le t5 de la région de Boulbaz (phase I).

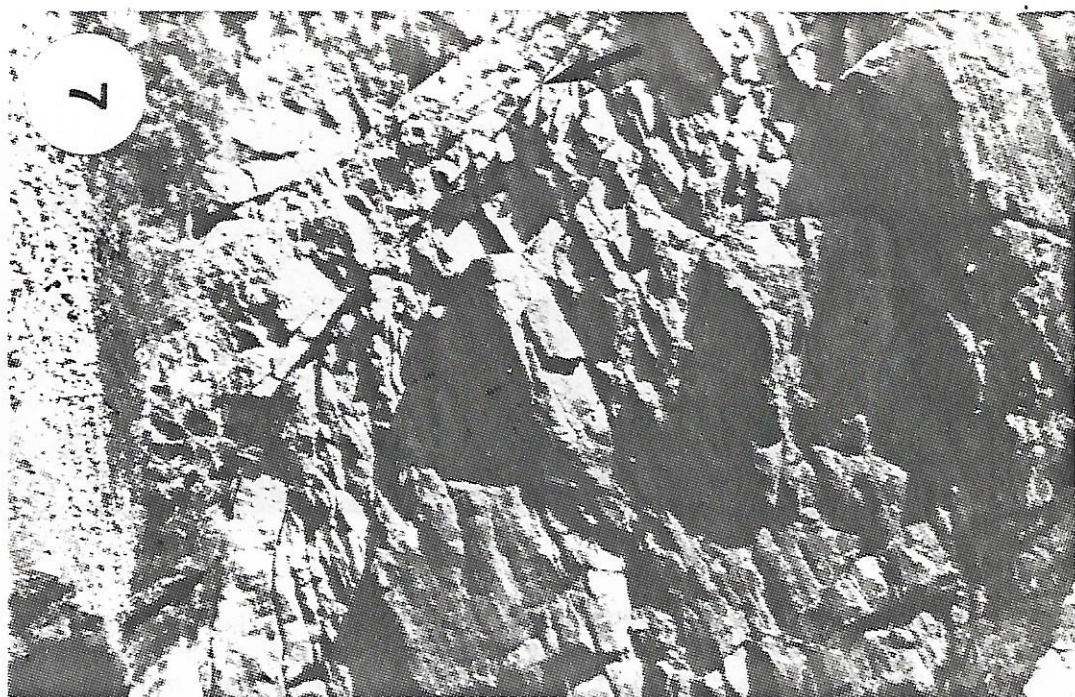


Photo n°7: Faille normale listrique (flèches), dans les conglomérats du t1 près de Tirkou (phase I). Vue vers le NE.



Photo n°8: La faille d'Argana vue du NE. Les grès du t5 et du t6 sont légèrement inclinés (compartiment supérieur). Le t7 du compartiment inférieur est redressé puis renversé en haut. Les niveaux clairs correspondent aux lits cuprifères.



Photo n°9: Vue de l'entrée de la cluse de Tighmert. Le premier banc massif (le plus bas) et les petits bancs calcaires au-dessus appartiennent au Callovien. Les marnes oxfordiennes reposent au-dessus, entrecoupés d'un banc calcaire. Les calcaires lithographiques de l'Oxfordien supérieur couronnent l'ensemble.

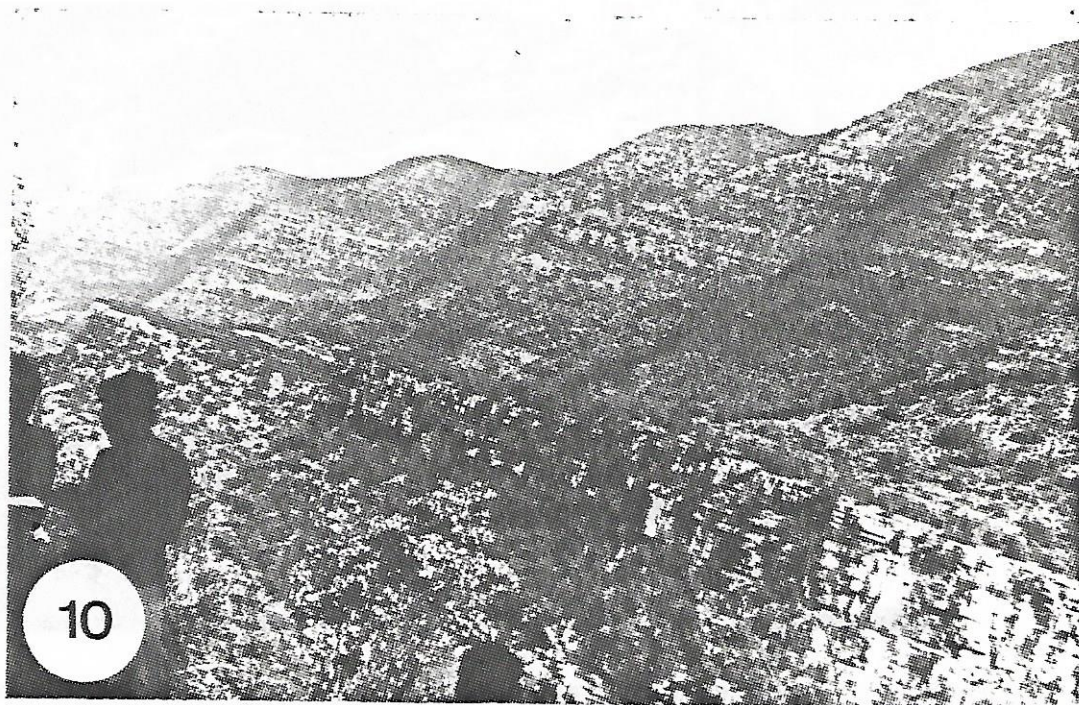


Photo n°10: Vallée de l'Assif n'Tarhrat (Anklout, flanc sud). les premiers bancs appartiennent à l'Oxfordien sup., surmontés par les "marnes chocolat" du Kimmeridgien inf., puis les calcaires dolomitiques du Kimmeridgien sup. et du Portlandien.

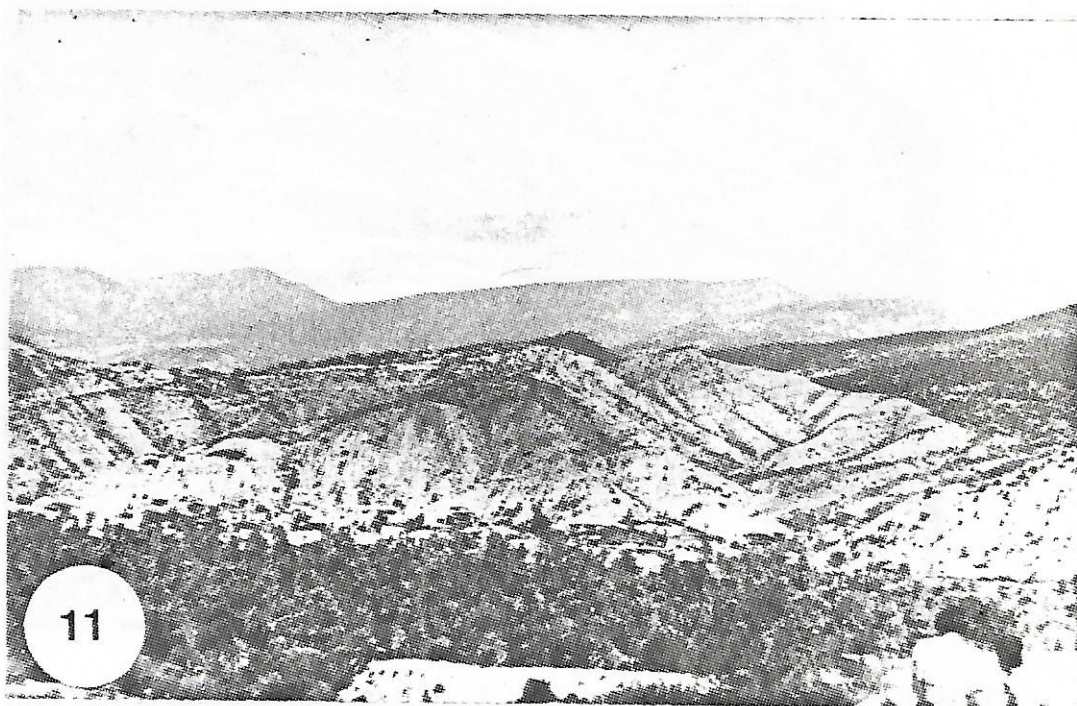


Photo n°11: Vue du village d'Aksri et de sa palmeraie. Les marnes à pendage SSW appartiennent à l'Hauterivien.

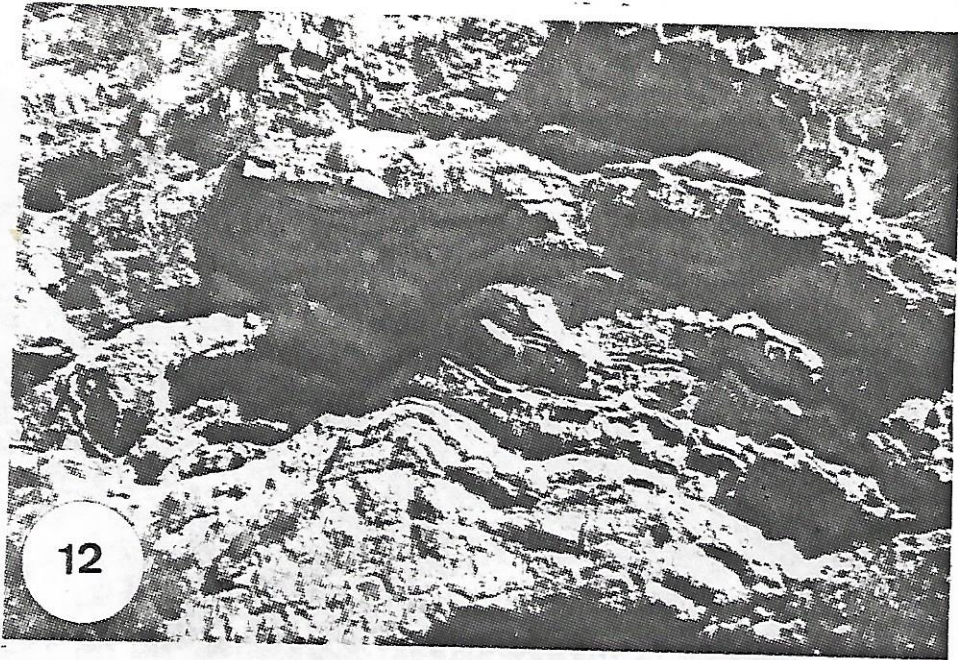


Photo n°12: Glissement synsédimentaire accompagné de failles normales dans le Portlandien de la vallée de l'Assif n'Tarhrat (flanc sud d'Anklout). Le N est à gauche.



Photo n°13: Repli de flanc d'axe N100 dans le Crétacé inférieur près de Tamzargoute (flanc sud d'Anklout). Le Nord est à gauche.



Photo n°14: Vue du pli-faille d'Imouzzer-Doutama, observé de l'Est. L, Lias sup.; D, Doggr; C, Callovien; O, Oxfordien; K, Kimmeridgien. F, trace de l'accident.

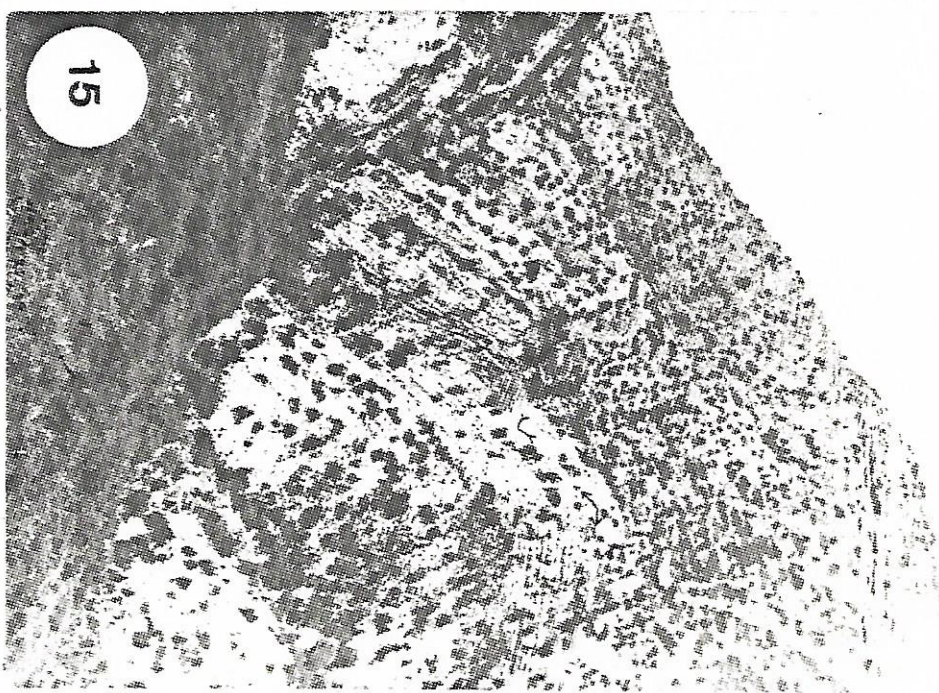


Photo n°15: Vue du Lias et du Dogger au col surplombant la vallée de Doutama. Les dolomies claires sont plissées de manière disharmonique. Vue vers l'W.