



HAL
open science

Serrage polyphase de paléostructures distensives dans l'axe nord-sud tunisien : le segment Bouzer-Rheouis

Claude Gourmelen

► **To cite this version:**

Claude Gourmelen. Serrage polyphase de paléostructures distensives dans l'axe nord-sud tunisien : le segment Bouzer-Rheouis. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT: . tel-00707739

HAL Id: tel-00707739

<https://theses.hal.science/tel-00707739>

Submitted on 13 Jun 2012

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

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



GOURMELEN (C.)

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

1984

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE

Spécialité : Géologie appliquée

par

Claude GOURMELEN

SUJET

13 AOÛT 1985

**SERRAGE POLYPHASE
DE PALEOSTRUCTURES DISTENSIVES
DANS L'AXE NORD-SUD TUNISIEN :
LE SEGMENT BOUZER-RHEOUI**

Soutenue le 25 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

M. P. VIALON	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. P. TRICART	Examineurs
M. F. ZARGOUNI	

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIENOUX
F 38031 GRENOBLE CEDER
TEL. (76) 87.48.45

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE
Spécialité : Géologie appliquée

par

Claude GOURMELEN

S U J E T

**SERRAGE POLYPHASE
DE PALEOSTRUCTURES DISTENSIVES
DANS L'AXE NORD-SUD TUNISIEN :
LE SEGMENT BOUZER-RHEOUI**

Soutenue le 25 Octobre 1984 devant la Commission d'Examen

M. P. VIALON	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. P. TRICART	Examineurs
M. F. ZARGOUNI	

GRENOBLE

10408682

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F. 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.48.73

19 AOUT 1985

AVANT PROPOS

Ce travail a pu être réalisé grâce à la collaboration étroite qui existe entre l'Institut de Recherches interdisciplinaires de Mécanique et de Géologie de l'Université de Grenoble, et le laboratoire de Géologie de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax.

Monsieur H. BEN DHIA, à la tête de ce laboratoire, et Monsieur R. ELLOUZE, Directeur de l'Ecole, ont toujours tout fait pour faciliter ma tâche ; je leur exprime ici ma très sincère gratitude.

Mes premiers remerciements vont à Messieurs les professeurs VIALON et ANTOINE pour l'accueil qu'ils m'ont réservé à l'I.R.I.G.M. de Grenoble et pour la confiance qu'ils m'ont accordée tout au long de ce travail. Je mesure combien leurs conseils et critiques m'ont été profitables.

La présence au jury, à leurs côté, de Monsieur F. ZARGOUNI de l'Institut National de la Recherche Scientifique et Technique de Tunis, m'honore.

Une pensée particulière va à mes deux collègues sfaxiens, Michel LAMBOY et Pierre TRICART. Le premier n'a cessé de me conseiller et de m'encourager patiemment dans la phase initiale de ce travail. Le deuxième m'a fourni un second souffle sans lequel ce mémoire n'aurait pas vu le jour. Il l'a fait avec le dévouement, la rigueur et l'extrême compétence que tous ses amis connaissent. Je garderai longtemps en mémoire le souvenir agréable de nos cheminements communs dans ces djebels de Tunisie centrale.

Au hasard de ces cheminements, j'ai rencontré puis suivi Monsieur J.P. MASSE de l'université de Marseille, qui m'a initié au lever de coupes lithologiques. Qu'il accepte ici le témoignage de ma sympathie et de ma reconnaissance.

Messieurs J. KENNEDY et I. DAVIS, de la société pétrolière UNION TEXAS, et Messieurs A. BOURRICHA et H. SAANOUN, de la société "La BONNE CARRIERE" ont montré de l'intérêt à l'étude que j'avais entreprise. Ils m'ont beaucoup aidé sur le plan matériel. Je leur adresse mes remerciements les plus sincères.

Enfin, je n'oublierai pas tous ceux qui à Sfax, amis, collègues enseignants et techniciens du laboratoire de géologie, ont contribué, chacun à leur niveau, à l'élaboration de ce travail. Ne pouvant les citer tous, je préfère les remercier ici collectivement.

S O M M A I R E

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: platour@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE I	- Cadre de l'étude.....	page 5
Première partie		
LITHOSTRATIGRAPHIE ET HISTOIRE SEDIMENTAIRE		15
CHAPITRE II	- Du Trias au Crétacé inférieur.....	17
CHAPITRE III	- Le "Crétacé moyen".....	21
CHAPITRE IV	- Le Crétacé supérieur.....	37
CHAPITRE V	- Le Tertiaire.....	47
CHAPITRE VI	- Conclusion de la première partie.....	53
Deuxième partie		
LES GRANDS ENSEMBLES ARCHITECTURAUX		55
CHAPITRE VII	- Présentation.....	57
CHAPITRE VIII	- Architecture de l'axe Nord-Sud.....	61
CHAPITRE IX	- Architecture du Rhéouis.....	69
Troisième partie		
ETUDE STRUCTURALE DU DJEBEL BOU ZER		77
CHAPITRE X	- Le djebel Bou Zer Nord.....	79
CHAPITRE XI	- Le djebel Bou Zer Sud.....	119
CHAPITRE XII	- Les zones faillées de Sidi Ahmed Kouka et de l'oued Seguia.....	143
CHAPITRE XIII	- Le djebel Bou Zer : conclusion générale.....	149

Quatrième partie

ETUDE STRUCTURALE DE QUELQUES CHAINONS
DE LA BORDURE DU RHEOUI

		159
CHAPITRE XIV	- Le losange de cisaillement du djebel el Ahzem.....	161
CHAPITRE XV	- La région d'er Reteb : les structures de flanc du diapir.....	167
CHAPITRE XVI	- Le djebel Ksaïra : une paléostucture Crétacé reprise en compression.....	171

Cinquième partie

SYNTHESE ET DISCUSSIONS

		181
Résumé en anglais - Abstract.....		193
Bibliographie.....		195
Liste des figures.....		203
Liste des tableaux.....		207
Liste des annexes.....		209
Table des matières.....	en couverture	211
Résumé.....		
Une carte géologique au 1/20 000 - Hors texte.		

C H A P I T R E I

CADRE DE L'ETUDE

A - CADRE GEOGRAPHIQUE

L'axe Nord-Sud, défini par Burollet en 1956, est un trait morphologique et structural bien marqué, qui s'étend de la région de Kairouan, au Nord, jusqu'à Maknassy, au Sud (fig. 1), soit sur une distance de 200 km.

Il est bordé, à l'Ouest, par de vastes plaines d'où émergent quelques chaînons de direction SW-NE (dj. Trozza, Zaouia, Kebar, Meloussi, etc...). A l'Est, dans sa partie centrale, deux chaînons convergent avec lui : l'axe Artsouma - Goubrar de direction SW-NE, et le dj. Chérahill, de direction NNW-SSE. Au-delà de la rencontre de ceux-ci, soit au Nord, soit au Sud, il est en contact avec la plaine du Sahel.

Le secteur étudié (fig. 1) est situé dans la partie médiane de l'axe N-S, à 110 km environ à l'ouest de Sfax.

Couvrant une centaine de kilomètres carrés, l'ensemble du secteur est limité au Nord par la route Sfax-Sbéïtla, au Sud par le Khanguet Boudinar. A l'Est et à l'Ouest, ses limites naturelles sont déterminées par les séries quaternaires des plaines adjacentes et par le dj. Matleg, extrémité sud de l'axe Artsouma - Goubrar.

La cartographie et l'analyse de détail s'étendent sur le dj. Bou Zer, le dj. Rebaou et la zone du Rhéouis (Annexe 1). Cependant, nous avons effectué de nombreuses observations et levé des coupes lithologiques et structurales dans les massifs du Faïd et du Sidi Khalif depuis un certain nombre

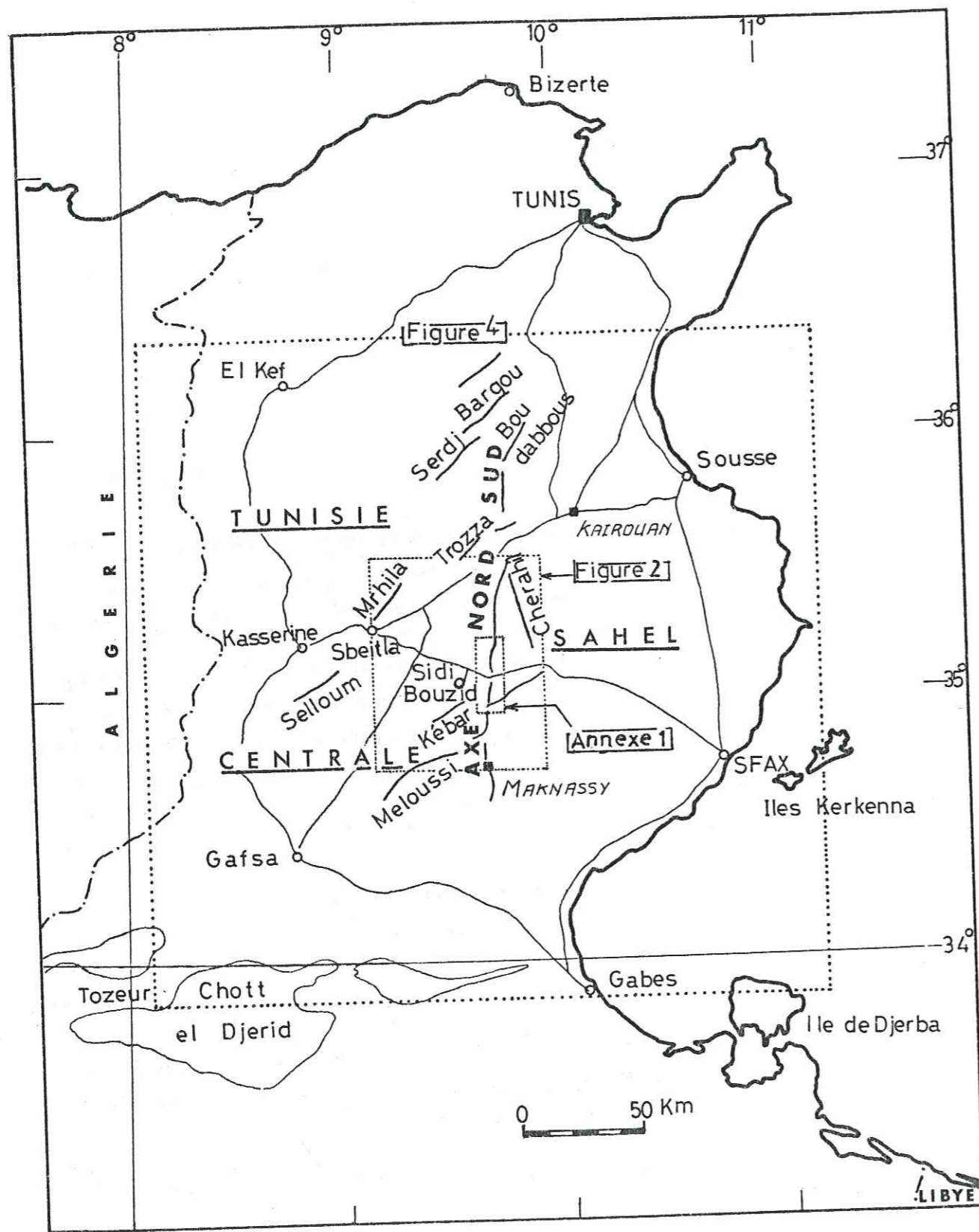


Fig. 1 - Le cadre géographique de l'étude

d'années. Nous utiliserons donc ces données de terrain quand elles illustrent de façon plus claire qu'ailleurs certaines structures caractéristiques de l'axe N-S.

Ce secteur, au relief peu accentué (le dj. Sidi Khalif qui culmine à 705 m ne domine les plaines voisines que de 400 à 500 m), est jalonné de petits sommets, reliés par des lignes de crêtes, dont les directions permettent de définir deux ensembles morphologiques distincts, l'un au Nord, l'autre au Sud, de la route Sidi Bouzid - Er Regueb.

La direction morphologique de l'ensemble septentrional comprenant les dj. Rebaou, Bou Zer, Faïd et Sidi Khalif, est globalement N-S. Nous sommes ici dans le domaine de l'axe N-S sensu stricto.

L'échine montagneuse montre, en général, un flanc occidental abrupt, parfois vertical, alors que le flanc oriental descend en gradins vers la plaine de Ouled Hafouz.

Longitudinalement, l'axe présente une succession de culminations et d'ensellements.

En définitive, dissymétrie transversale et ondulations longitudinales sont conformes aux deux caractères morphologiques constants et fondamentaux de l'axe N-S. Nous verrons que cette morphologie est associée à deux caractères structuraux, également fondamentaux.

Les directions morphologiques de l'ensemble méridional s'ordonnent localement autour de deux zones triangulaires où affleure du gypse triasique : el Hamri et el Khechaïch (respectivement Kechaïch et Rhéouis de Buroillet, 1956).

On y trouve à la fois des crêtes N-S (el Hamri Sud, Ras el Gara, dj. Rhéouis) des crêtes SW-NE (dj. Ahzem, Djouiet, en Nador), ces dernières matérialisent la rencontre des chaînons atlasiques développés à l'Est.

Enfin, au dj. Ksaïra et à er Reteb, les crêtes s'alignent dans la direction WNW-ESE, peu commune en Tunisie centrale.

Pour simplifier, dans le texte qui va suivre, nous appellerons Rhéouis ou zone du Rhéouis, cette zone à directions morphologiques et structurales

multiples, située au Sud de la route Er Regueb - Sidi Bouzid, et "axe N-S" l'ensemble des chaînons situés au Nord de cette route.

Les noms des localités apparaissent sur la carte de l'annexe 1.

B - CADRE GEOLOGIQUE : RECHERCHES ANTERIEURES

1 - TRAVAUX DE BASE

Succédant aux travaux d'exploration concernant la Tunisie centrale, comme ceux de Pervinquier (1903), les études fondamentales apparaissent après 1950.

En 1951, Castany publie la première carte géologique du secteur Sidi Khalif - Bou Zer. Cette carte, au 1/100 000, met clairement en évidence deux points essentiels de la structure de l'axe N-S :

- un contact anormal chevauchant, de type pli-faille, au pied du flanc est de l'axe Bou Zer - Sidi Khalif ;
- un contact anormal à pendage Nord à la base du dj. Sidi Khalif.

Si le tracé de détail de ces deux contacts et leur interprétation ont été modifiés par la suite, leur existence, elle, n'a jamais été démentie. Castany mentionne également des événements tectoniques synsédimentaires liés à des phénomènes de distension ; ses idées sont reprises et confirmées par de nombreux auteurs.

En 1956, Burollet définit une nomenclature lithostratigraphique complète de la Tunisie centrale. Le secteur du Rhéouis y est particulièrement bien étudié, avec de nombreuses coupes détaillées, surtout pour le Trias.

En 1968, les investigations stratigraphiques et tectoniques de Guirand, aboutissent à l'établissement d'une carte au 1/200 000 de la Tunisie centrale (fig. 2).

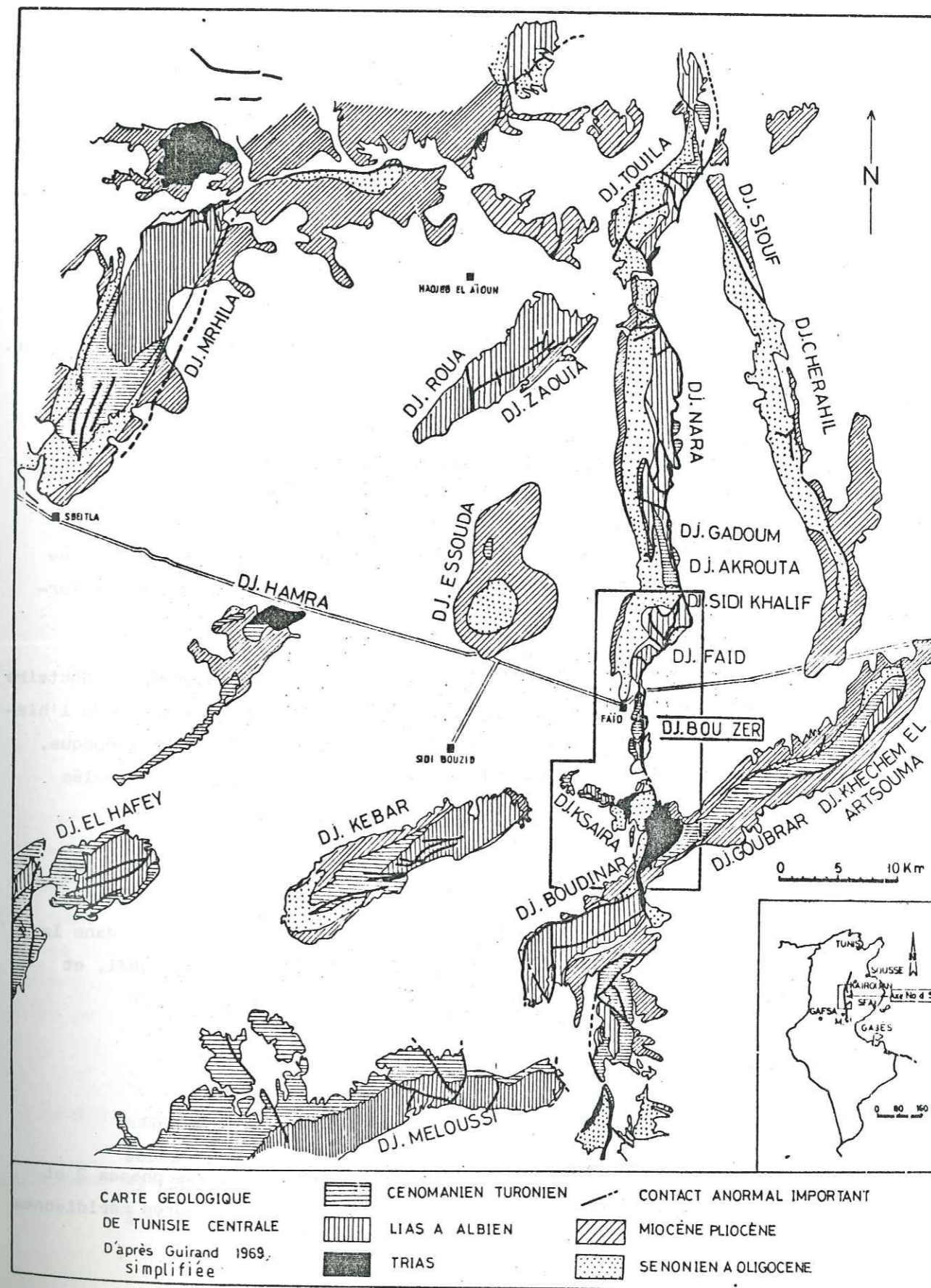


Fig. 2 - Le cadre géologique

2 - ETUDES DE DETAIL RECENTES

A partir de 1970, les études de détail se multiplient et les publications correspondantes abordent trois thèmes principaux : stratigraphie et histoire sédimentaire, tectonique et histoire des déformations, Trias et diapirisme.

a) Stratigraphie

En 1972, Bonnefous propose une stratigraphie précise du Jurassique. Le Crétacé inférieur sera étudié par Fournié et Pacaud (1973), puis par M'Rabet (1975, 1981).

Bramaud et al (1976) mettent en évidence, dans la région de Mezzouna des paléoreliefs ante-sénoniens.

Fournié (1978), complète et précise la nomenclature stratigraphique proposée antérieurement par Burollet pour le Crétacé supérieur et le Tertiaire.

En 1980, Bismuth et Boltenhagen définissent un grand cycle sédimentaire au "Crétacé moyen" (Albien supérieur à Turonien moyen) période clé de l'histoire sédimentaire en Tunisie centrale. Ils proposent, pour cette époque, un modèle d'évolution du type "marge passive", avec blocs basculés vers le SW.

Par ailleurs, tous les auteurs précédemment cités, s'accordent pour présenter l'axe N-S comme une zone de haut-fond montrant des séries peu épaisses, condensées, des lacunes, et jouant un rôle de charnière dans la sédimentation entre deux domaines différents, le Centre et le Sahel, et ceci pendant tout le Mésozoïque.

b) Tectonique

En 1971, Richert définit quatre phases de déformations :

La première phase, distensive, est anté Cénomanién ; les phases 2 et 3, compressives, sont responsables respectivement des structures méridiennes

(restreintes à l'axe N-S) et atlasiques (NW-SE) ; la phase 4 est appelée "phase d'ouverture des fossés quaternaires".

L'essentiel des travaux de Truillet, Delteil, Zarghouni, Turki et C. Abbes, de 1979 à 1982, porte sur le caractère allochtone de la zone des diapirs et de l'Atlas tunisien. Ils affirment en effet (Truillet et Delteil, 1982), "qu'il convient d'étendre le domaine de l'allochtone, et donc le front de la chaîne alpine sensu stricto, vers l'extérieur de l'orogène, beaucoup plus loin que ne le figurent les schémas structuraux précédents".

Dans ce schéma, l'axe N-S "faisceau de plis ou plis faillés, d'âge quaternaire ancien", correspond au "front de chevauchement Est-Atlasique"; ce chevauchement résulte d'une "tectonique tangentielle accentuée", d'âge Miocène inférieur. Les niveaux de décollement majeur se situent dans le Trias d'une part, et au toit du Néocomien d'autre part (zone des diapirs, secteur Maknassy - Mezzouna). Dans les deux cas, le Trias "joue le rôle de semelle tectonique".

Enfin, Ben Ayed et Viguié (1981), travaillant à une échelle autre que celle de l'axe N-S, donnent une interprétation structurale différente de la Tunisie atlasique sensu lato : deux couloirs de cisaillement dextre, la zone des Chotts au Sud, et le canal de Sardaigne au Nord, limitent une méga lentille de décrochement avec structures de raccourcissement et de distension associées.

c) Trias et diapirisme

Pour Rouvier (1977), Perthuisot (1978) et Laatar (1981), les diapirs tunisiens, autokinétiques, résultent d'une lente évolution diapirique, débutant à l'Aptien et se poursuivant à l'Actuel.

Pour Truillet et al (1982), il ne s'agit nullement de diapirs, mais "d'extrusions triasiques" résultant de la reprise en compression de la semelle tectonique définie précédemment. La mise en place de ces extrusions serait donc récente, postérieure aux chevauchements du Miocène inférieur. Ce schéma, valable pour la zone des diapirs, ne s'applique cependant pas à l'axe N-S.

Dans la région de Maknassy, ces mêmes auteurs décrivent un allochtone d'âge Coniacien à Eocène supérieur, reposant sur le Trias et "seulement sur celui-ci". Ceci les conduit à "faire appel à une montée diapirique du Trias préalablement à la mise en place de l'allochtone et ceci sans préjuger d'une nouvelle mobilisation diapirique incontestable lors de la genèse des structures tardives".

Depuis 1982, de nombreuses études locales ont été réalisées, d'autres sont en cours de réalisation. Nous assistons donc, actuellement, à une multiplication des travaux de détail, suscités par des hypothèses très diverses. (Abbes - 1982, Haller - 1983, Ouali - 1984, Yaïch - 1984, Zouari - 1982).

C - LES BUTS DE LA PRESENTE ETUDE ET SES ETAPES

Nous appuyant sur l'étude détaillée d'un secteur de l'axe N-S, nous avons cherché à reconstituer son histoire cinématique en confrontant nos idées et les hypothèses déjà émises.

Au départ, les documents cartographiques à notre disposition (cartes de Castany et de Guirand) n'offraient pas de précisions suffisantes ; nous avons par conséquent établi une carte géologique du secteur, à l'échelle du 1/20 000.

L'existence, dans toutes les formations, de dolomies, avec leurs patines et leurs brèches de surface, ne facilitant pas l'identification des faciès, il nous a fallu lever, d'abord, quelques coupes lithologiques types, et définir des niveaux repères, particuliers à notre secteur. Puis, comparant nos coupes avec celles de Tunisie centrale, nous avons tenté de situer l'histoire sédimentaire de cette partie de l'axe N-S, dans son contexte régional. Les résultats obtenus sont exposés dans la première partie de ce mémoire.

La structure, simple au premier examen, mais en fait riche en phases multiples, se révèle complexe dans le détail : paléostructures et structures alpines, cassantes ou plicatives, se superposent pour donner une mosaïque difficile à déchiffrer. Dans une deuxième partie, nous

définissons donc les grandes unités architecturales du secteur, avant de commenter les détails structuraux de chaque unité.

La dernière partie est consacrée aux synthèses historique et régionale.

Tous les noms locaux cités dans ce mémoire apparaissent sur la carte de l'Annexe 1. Enfin, les noms de formations lithologiques, de séquences sédimentaires avec leurs abréviations et leurs numéros de référence, sont consignés dans le tableau synoptique de l'Annexe 2.

PREMIERE PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE ET HISTOIRE SEDIMENTAIRE

Les faciès et la lithostratigraphie de l'axe N-S ont déjà été décrits par de nombreux auteurs, mais les coupes correspondantes se situent, pour la plupart, en dehors du secteur étudié.

Les coupes présentées dans cette première partie ont pour but de décrire les lithofaciès particulièrement typiques de la région ; elles n'ont, en toute rigueur, aucune valeur stratigraphique, à l'exception de celle du dj. Bou Zer nord où des datations précises ont été effectuées. Elles ont par ailleurs permis de définir les niveaux repères nécessaires au lever et à l'établissement de la carte géologique qui est, par conséquent, une carte des lithofaciès.

Les noms de formation sont empruntés aux deux nomenclatures lithostratigraphiques existantes : celle de Burollet (1956) et celle de Fournié (1978).

C H A P I T R E I I

DU TRIAS AU CRETACE INFERIEUR

A - LE TRIAS : FORMATION RHEOUI

Le Trias jalonne la base du flanc oriental de l'axe N-S où il dessine des lanières, plus ou moins larges, trahissant, dans tous les cas, l'existence de contacts tectoniques. Vers le Sud du dj. Bou Zer, à l'approche du Rhéouis, ses affleurements s'écartent assez loin du pied oriental des chaînons.

Au Rhéouis, il occupe des surfaces importantes, notamment à El Hamri et dans la région de Ksar el Khechaïch. Dans cette localité, Burollet (1951 et 1956) signale des structures complexes, caractérisant un "diapir extravasé". Cependant, l'existence, dans cette masse à prédominance gypseuse, de niveaux identifiables par leur lithologie, leur faune et leur couleur, lui a permis d'établir une stratigraphie. Il distingue ainsi sept unités, Tr 1 à Tr 7, d'une puissance totale de 1660 m (Burollet, 1956, p. 27 à 29). L'ensemble représente une épaisse série lagunaire à épisodes tantôt marins, tantôt saumâtres.

B - LE JURASSIQUE : LES FORMATIONS NARA ET SIDI KHALIF

1 - LA FORMATION NARA

Dans notre secteur, la discontinuité des affleurements, en relation avec de fréquentes et brutales variations d'épaisseurs, et la dolomitisation poussée des séries, rend difficile toute lithostratigraphie. Au dj. Sidi Khalif, cependant, deux masses de dolomie encadrent un terme médian plus marneux.

La dolomie inférieure se présente en bancs massifs, métriques et joints. Elle est souvent bréchifiée et karstifiée en surface. Lorsqu'elle repose sur une lame de Trias, sa base aussi, peut être bréchifiée, parfois sur plus de 100 m d'épaisseur. La dolomie supérieure montre des bancs décimétriques, moins dolomités, à joints marneux.

D'une manière générale, la dolomie offre une patine grise, plus rarement brune, et une cassure toujours grise (ce caractère permet de la distinguer des dolomies du Méloussi et du Zebbag).

Pour Bonnefous (1972), cette formation Nara semble constituée de séries à caractère littoral, condensées mais complètes.

2 - LA FORMATION SIDI KHALIF

Cette formation est représentée par des argiles vertes avec de nombreuses intercalations de calcaires jaunes à la base. Aux carbonates de plateforme de la formation Nara succèdent donc des détritiques fins, attestant un éloignement des zones d'apport. Toutefois, des intercalations silteuses sont signalées au dj. Rhéouis (Bonnefous, 1972), traduisant peut-être localement un milieu plus proximal.

Son épaisseur, dans l'axe N-S, est très variable : les marnes peuvent disparaître brutalement sous la formation Méloussi, qui repose alors directement sur les calcaires du Nara (attestant, comme nous le verrons ultérieurement, l'existence de paléoreliefs).

Enfin, elle témoigne du passage continu Jurassique - Crétacé, puisqu'elle contient, vers son sommet, des marqueurs de la limite Tithonique - Bérrasien.

C - LE CRETACE INFÉRIEUR

Il est représenté ici par les formations Meloussi, Boudinar et Gafsa.

1 - LA FORMATION MELOUSSI

Le faciès est constant dans toute cette portion de l'axe N-S : carbonaté et franchement marin à la base, sableux et plus littoral au sommet.

Elle est datée, par référence aux couches qui l'encadrent, du Valanginien inférieur à l'Hauterivien (M'Rabet 1981). La présence, à la surface de certains bancs dolomitiques, de croûtes ferrugineuses et de polygones de dessiccation, témoigne de périodes asédimentaires (dont certaines d'émer-sion) plus ou moins durables. Elle correspondrait à un milieu de sédimentation intertidal avec embouchures deltaïques. Selon M'Rabet (1975), son épaisseur moyenne, au dj. Sidi Khalif, serait de l'ordre de 270 m. Nous avons pour notre part noté des variations considérables et brutales de puissance. Comme pour la formation Sidi Khalif, nous reviendrons ultérieurement sur ce caractère. D'une manière générale, nous remarquons, comme M'Rabet, que ses épaisseurs sont beaucoup plus faibles qu'en Tunisie centrale.

Enfin, au Rhéouis, la formation Meloussi semble absente, excepté sur le flanc SE, à en Nador, où elle s'intercale entre le Trias et la formation Zebbag.

2 - LA FORMATION BOUDINAR

Elle présente ici son faciès habituel de sables blancs, parfois violacés, mal classés et à stratification désordonnée. Elle succède, en concordance, à la formation Meloussi, mais son sommet semble souvent érodé. Elle pourrait correspondre à un milieu de dépôt de type bordier et son âge Barrémien a été établi par encadrement.

Au dj. Sidi Khalif, M'Rabet estime à environ 160 m la puissance totale de ces sables. Comme pour les deux formations précédentes, il nous semble difficile d'avancer une valeur moyenne tant les variations latérales sont importantes.

Au Rhéouis, nous n'avons rencontré ces sables que sur le flanc nord du dj. Ksaïra et au dj. et Toumlat.

3 - LA FORMATION GAFSA

Définie par Burollet (1956), elle comprend trois membres (Bou Hedma, Sidi Aïch et Orbata) et correspond, dans la région, à l'Aptien. Elle

affleure, au Rhéouis, au-dessus de la formation Boudinar, dans les dj. Ksaïra et et Toumlat, où elle est constituée de marnes vertes, de calcaires jaunâtres, et de sables fins blancs, violets ou rouges. Ces niveaux, d'âge Aptien, correspondent selon Burolet (1956) à la partie inférieure du membre du Bou Hedma, et représentent des conditions de sédimentation très littorales.

A er Reteb, sur le flanc NE de la masse triasique d'el Khechaïch, elle est réduite à quelques mètres, ou même à quelques décimètres, de sables blancs et d'argiles vertes, reposant directement sur le Trias. Elle est recouverte en discordance angulaire, par la formation Abiod.

Elle n'a jamais été reconnue dans la partie de l'axe N-S concernée par cette étude. Cependant, certains niveaux dolomitiques, attribués jusqu'à présent, à la base de la formation Fadhène, doivent être rattachés à notre avis à la formation Gafsa. Nous développerons ce point de vue dans le chapitre suivant.

D - CONCLUSION

Du Jurassique à la fin du Crétacé inférieur, la faible épaisseur des dépôts (comparée à celle observée en Tunisie centrale) et leur discontinuité, constituent les traits fondamentaux des séries sédimentaires.

Pendant toute cette période, le caractère des séries atteste de la faible profondeur du milieu de sédimentation. L'épisode marneux du Sidi Khalif, à caractère plus marin, s'oppose toutefois à cette remarque générale et pourrait correspondre à une ouverture momentanée du bassin et, peut-être, à un milieu plus profond.

C H A P I T R E III

LE CRETACE MOYEN

A - GENERALITES ET DEFINITIONS

Boltenhagen et al. (1981) ont montré, par l'analyse séquentielle, que, de l'Aptien au Turonien, s'instaure en Tunisie centrale un régime de sédimentation particulier "lié à une activité de subsidence différentielle du substratum, compartimenté en panneaux faillés basculants". Le "Crétacé moyen"*(Albien supérieur à Turonien moyen), est limité par deux discordances : Albien supérieur ou Vraconien sur Aptien d'une part, et Turonien supérieur ou Coniacien sur Turonien moyen d'autre part. Il correspond à un cycle sédimentaire à trois séquences majeures, dénommées séquences du Selloum, du Ben Younes et du Semmama.

L'existence de ces séquences serait due à des "mouvements d'effondrement du plancher marin" pendant toute cette période. Pour ces mêmes auteurs,

* En Tunisie, le "Crétacé moyen" est un terme défini et utilisé par Boltenhagen et Bismuth (1981). Il correspond à un cycle sédimentaire complet, allant de l'Albien supérieur, au Turonien moyen. Il comprend donc l'Albien supérieur, le Vraconien, le Cénomaniens, et le Turonien inférieur et moyen. Rappelons ici que le sous-étage Vraconien est considéré par certains auteurs (Moullade 1966, Gargouri 1982), comme équivalent de l'Albien supérieur, tandis que d'autres (Bismuth et al. 1981) l'individualisent à la base du Cénomaniens. Dans la région qui nous concerne, l'Albien supérieur faisant défaut, le Vraconien est partout transgressif sur l'Aptien. Nous le rattacherons donc à l'ensemble céno-manoturonien. Enfin, du point de vue lithostratigraphie, ce "Crétacé moyen" tel qu'il est défini, engloberait les formations Fadhène, Zebbag, Annaba et Bireno de Burolet (1956).

les actuelles failles de Gafsa, de Kasserine et de Kalaa Djerda-Sbiba, seraient un héritage de cette tectonique albo-aptienne". La figure 3 schématise leurs hypothèses quant à la structure de la Tunisie centrale au cours de cette période.

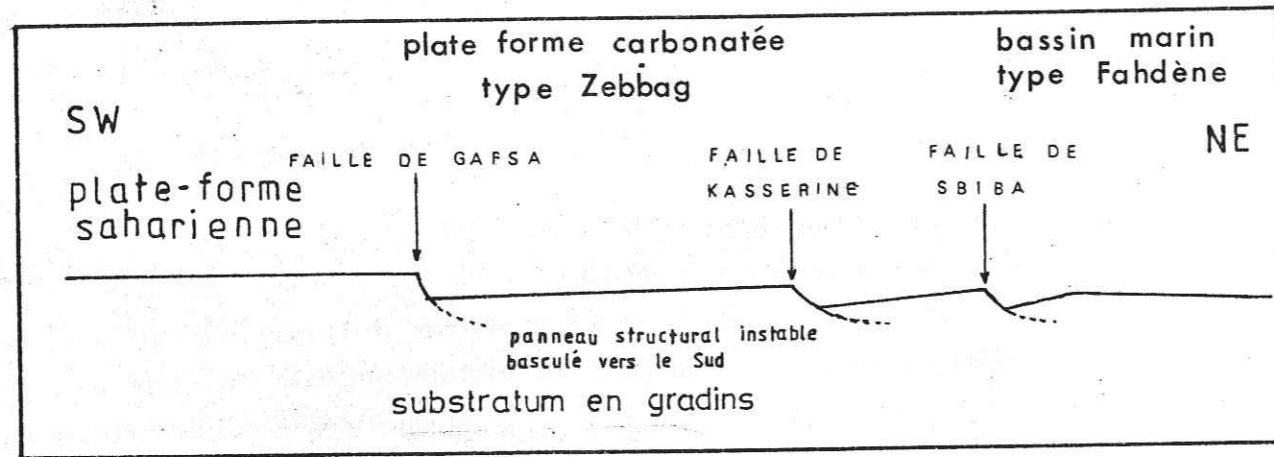


Fig. 3 - La Tunisie centrale au "Crétacé moyen"

En d'autres termes, ils proposent une structure de marge continentale passive avec failles normales listriques et blocs basculés. Ce schéma classique se complique quelque peu ici, puisqu'un "gradient régional de subsidence croissante, depuis l'axe N-S vers l'Algérie orientale, affecte ces panneaux.

Nous examinerons ce "Crétacé moyen" dans notre secteur, à l'aide de trois coupes lithologiques types situées au dj. Sidi Khalif (axe N-S) d'une part et sur la bordure NW du Rhéouis d'autre part. A défaut de chronologie précise, nous essaierons de caler les séries observées par rapport aux grandes séquences définies par Boltenhagen et Bismuth, dont les coupes nous serviront de référence. Ensuite, nous comparerons globalement nos coupes à celles de Tunisie centrale afin de préciser leurs particularités et de montrer comment elles s'intègrent dans le schéma général proposé par ces auteurs.

Les noms des localités et des chaînons cités dans ce chapitre apparaissent sur la carte de la figure 4.

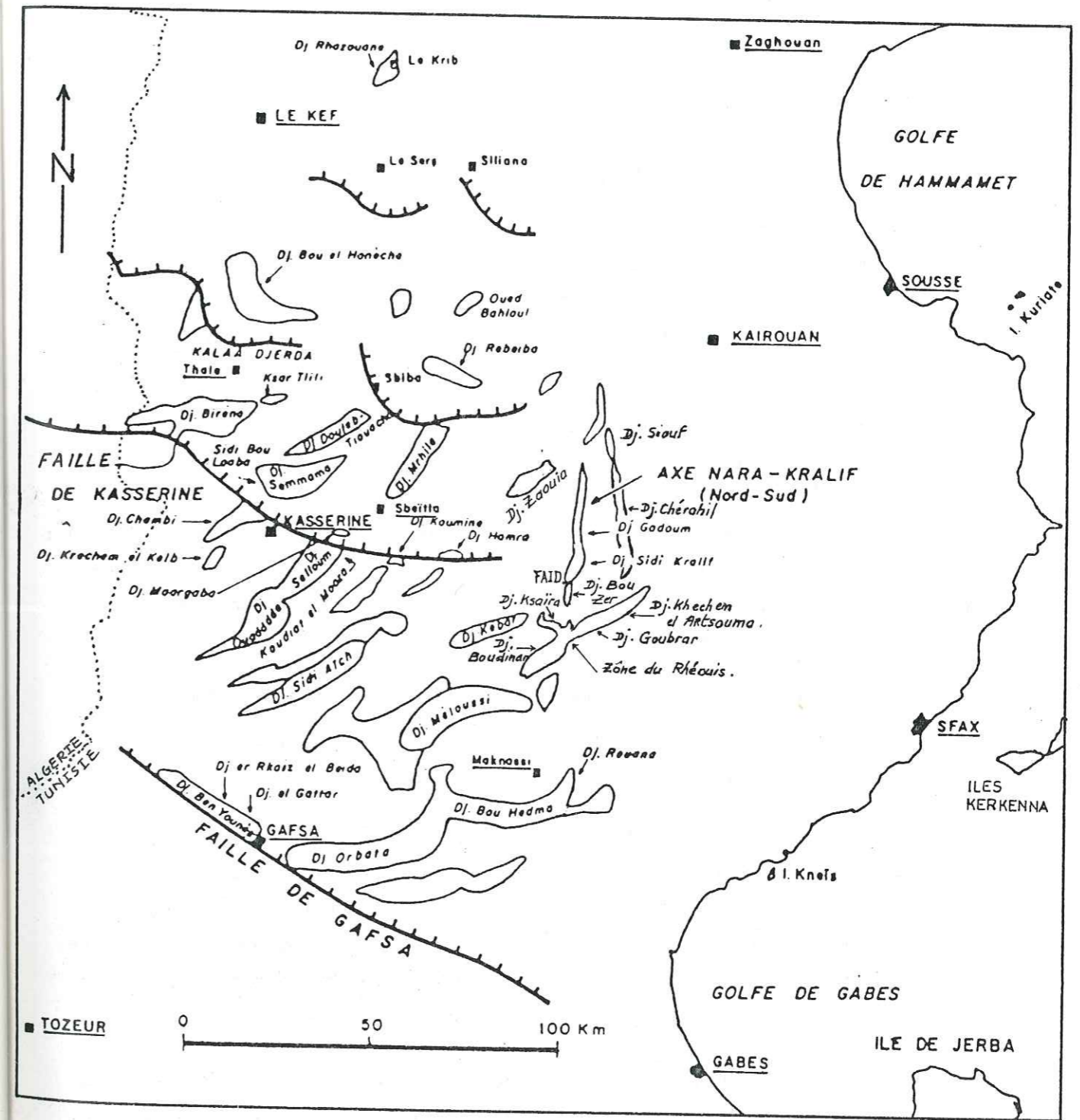


Fig. 4 - Les principaux chaînons de Tunisie centrale et de l'axe Nord-Sud (d'après Bismuth et al, 1981)

B - LA COUPE DU DJEBEL SIDI KHALIF

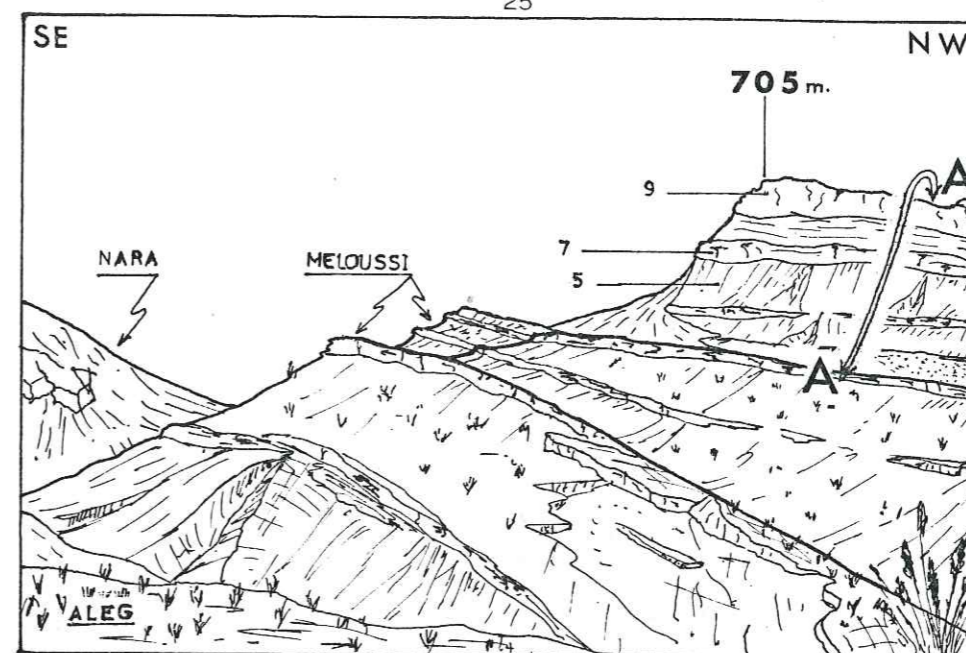
Cette coupe a été levée sur le flanc est du pointement rocheux qui supporte le signal (fig. 5a). Elle a l'avantage d'offrir une succession complète et continue des formations qui, dans cette portion de l'axe N-S, se succèdent depuis les sables du Boudinar jusqu'aux calcaires du Douleb (fig. 5 b).

Ailleurs, cette succession est fragmentaire par suite de phénomènes tectoniques, mais les faciès rencontrés sont absolument identiques à ceux du Sidi Khalif ; la seule différence observée concerne l'épaisseur des formations.

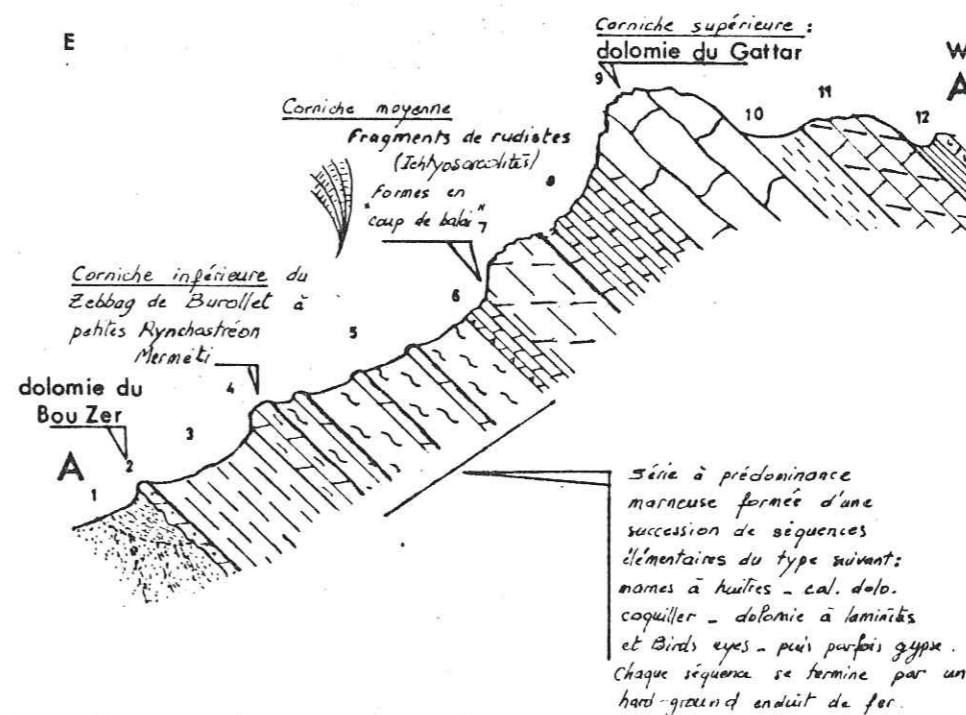
Au dj. Sidi Khalif, nous avons retrouvé les formations et les séquences (fig. 6) répondant à la définition de ce "Crétacé moyen". Comme au dj. Semmama (coupe DZ, Bismuth et al., 1981) la lithologie se caractérise par une succession de petites séquences élémentaires du type suivant (fig. 5 b) : marnes à huîtres, calcaire coquiller, dolomie à laminites et birds eyes, puis parfois gypse ; la séquence est coiffée d'un hard-ground enduit de fer. Ces caractères témoignent :

- d'une instabilité permanente du plancher sédimentaire,
- d'un milieu de dépôt très littoral, ou du moins très peu profond.

Mais, la principale originalité de cet ensemble crétacé de l'axe N-S se situe au niveau de la petite barre dolomitique (terme 2) encadrée par les sables du Boudinar (à sa base) et les marnes à huîtres de la séquence du Selloum (au sommet). Cette barre dolomitique, à cassure beige, à patine parfois orangée ou brune, présente un faciès et une puissance remarquablement constants, depuis l'oued el Abiod jusqu'à l'oued Seguia : sa surface inférieure est irrégulière et ondulée (load-casts) ; son toit est perforé, durci et encroûté de fer ; elle est chargée de quartz détritique dont l'abondance décroît de la base au sommet ; elle montre parfois des mollusques cependant difficiles à identifier. Elle constitue un excellent niveau repère : nous l'avons dénommée "DOLOMIE DU BOU ZER", du nom du djebel où elle est également bien représentée (et non dolomie du Sidi Khalif, afin d'éviter toute confusion avec la formation Sidi Khalif définie par Buroillet).



a) Panorama du flanc Est



b) Les niveaux repères de la coupe

Fig. 5 - La coupe du djebel Sidi Khalif

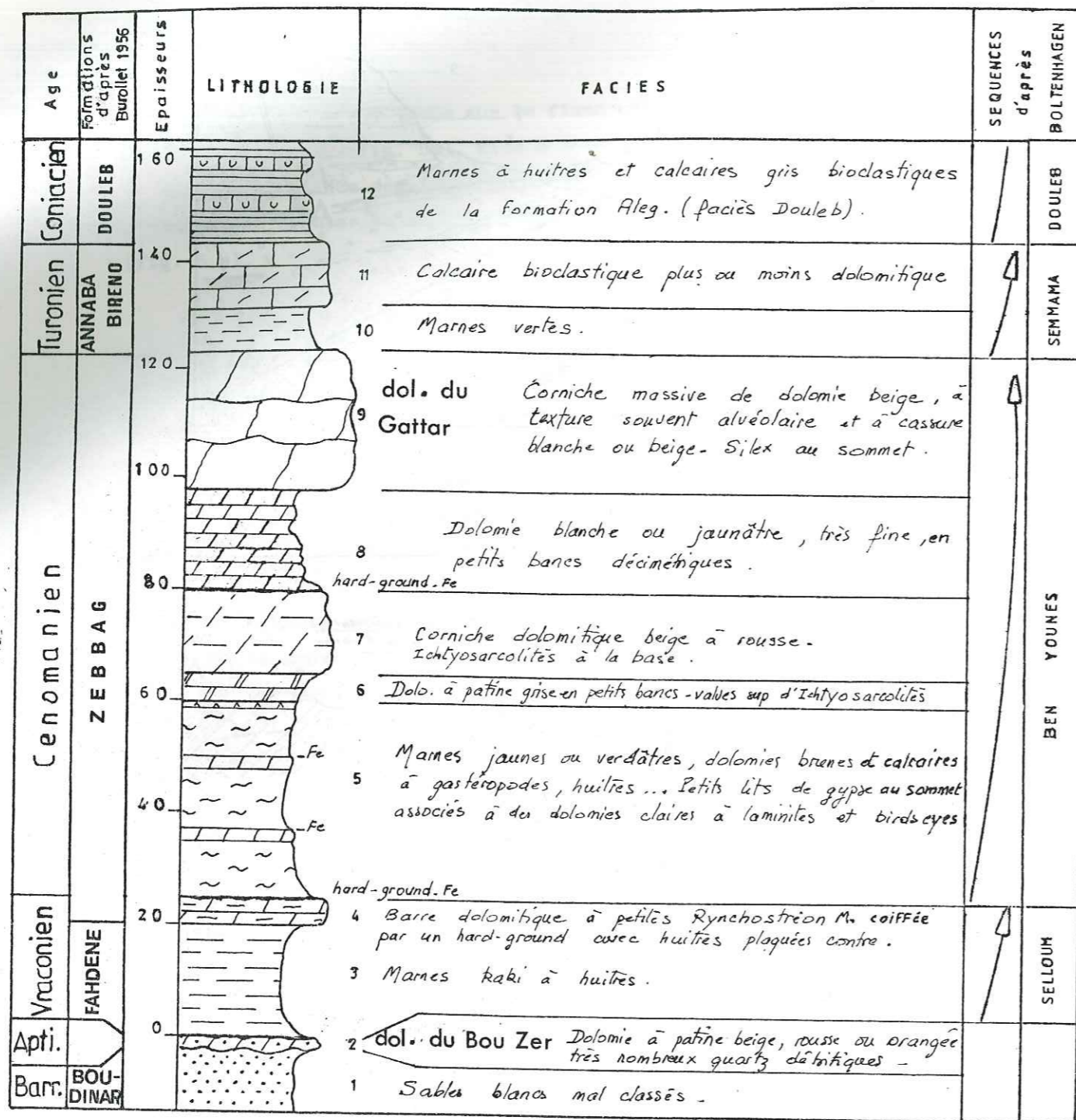


Fig. 6 - La coupe du djebel Sidi Khalif. Colonne lithologique

Les niveaux de base de cette dolomie, contiennent des sables du Boudinar remaniés. A l'intérieur même de la masse dolomitique, plusieurs séquences mineures sont marquées par des encroûtements de fer successifs ; le sommet est coiffé d'un hard-ground. Globalement, elle semble correspondre à une séquence transgressive-régressive rythmée par des séquences secondaires.

Pour Boltenhagen (1981), cette barre correspond à un "horizon basal, conglomératique", de la séquence du Selloum. Or, en Tunisie centrale (dj. Selloum, Semmama, Orbata, Ben Younès), la séquence du Selloum débute partout par des faciès de vasières à huîtres d'âge vraconien. Ces faciès, facilement identifiables dans l'axe N-S (terme 3 de la coupe du Sidi Khalif), surmontent la dolomie du Bou Zer, à laquelle, de ce fait, il semble logique d'attribuer un âge antérieur, Albien ou Aptien, puisque, par ailleurs, elle surmonte les sables barrémiens du Boudinar.

Régionalement, l'Albien supérieur est représenté par des calcaires noirs bitumineux (séquence du Mouelha), faciès inconnu à l'affleurement dans cette portion de l'axe N-S. De plus, la lacune générale de l'Albien inférieur et moyen en Tunisie centrale, mise en évidence par Bismuth (1963) au dj. Semmama, est admise par tous les auteurs.

Finalement, nous ne pouvons donc proposer qu'un âge aptien pour la dolomie du Bou Zer.

En conclusion, le "Crétacé moyen" de l'axe N-S débute, comme en Tunisie centrale, au Vraconien avec les marnes à huîtres de la séquence du Selloum. Une lacune importante de la totalité de l'Albien précède le dépôt de ces marnes. La dolomie du Bou Zer pourrait alors représenter, soit les séries condensées des différentes séquences aptiennes, soit l'une ou l'autre, ou plusieurs, de ces séquences.

L'étude paléontologique et sédimentologique de cette dolomie dépasse le cadre de ce travail, mais devra être effectuée ultérieurement pour confirmer ou infirmer ces hypothèses.

Au Rhéouis, le "Crétacé moyen" présente des faciès assez semblables à

ceux de l'axe N-S. Nous les examinerons au travers de deux coupes voisines de la bordure N-W de cette zone : au dj. Ksaïra d'une part, et au dj. Toumlat, d'autre part.

C - LES COUPES DES DJEBEL EL KSAIRA ET ET TOUMLAT

1 - LE DJEBEL EL KSAIRA

Le djebel el Ksaïra a fait l'objet en 1951 d'une étude détaillée menée par Burollet et Dumestre. Nous reprenons, sur la figure 7 A, la coupe L5 de ces auteurs.

Dans l'ensemble, le "Crétacé moyen" est ici plus monotone que dans l'axe N-S. Les séquences de sédimentation sont moins marquées. Cependant, deux repères lithologiques subsistent :

- la corniche inférieure, dolomitique et détritique, peu épaisse (2 m au plus), présente un faciès très comparable à celui de la dolomie du Bou Zer,
- la corniche supérieure, massive, possède tous les caractères lithologiques de la dolomie du Gattar.

Le membre calcaire médian est assez riche en passées terrigènes où abondent huîtres et moules de Gastéropodes. Dans le membre calcaire supérieur, les faciès sont plus tranchés : argileux à la base, calcaires au sommet.

2 - LE DJEBEL ET TOUMLAT

Le djebel et Toumlat prolonge le djebel Ksaïra vers le NW. Les couches à très faible pendage s'ennoient très rapidement au NW et à l'W sous les limons quaternaires, si bien que les termes élevés du "Crétacé moyen" n'affleurent pas dans ce djebel. Les principaux caractères de la coupe que nous avons levée sont les suivants (fig. 7 B) :

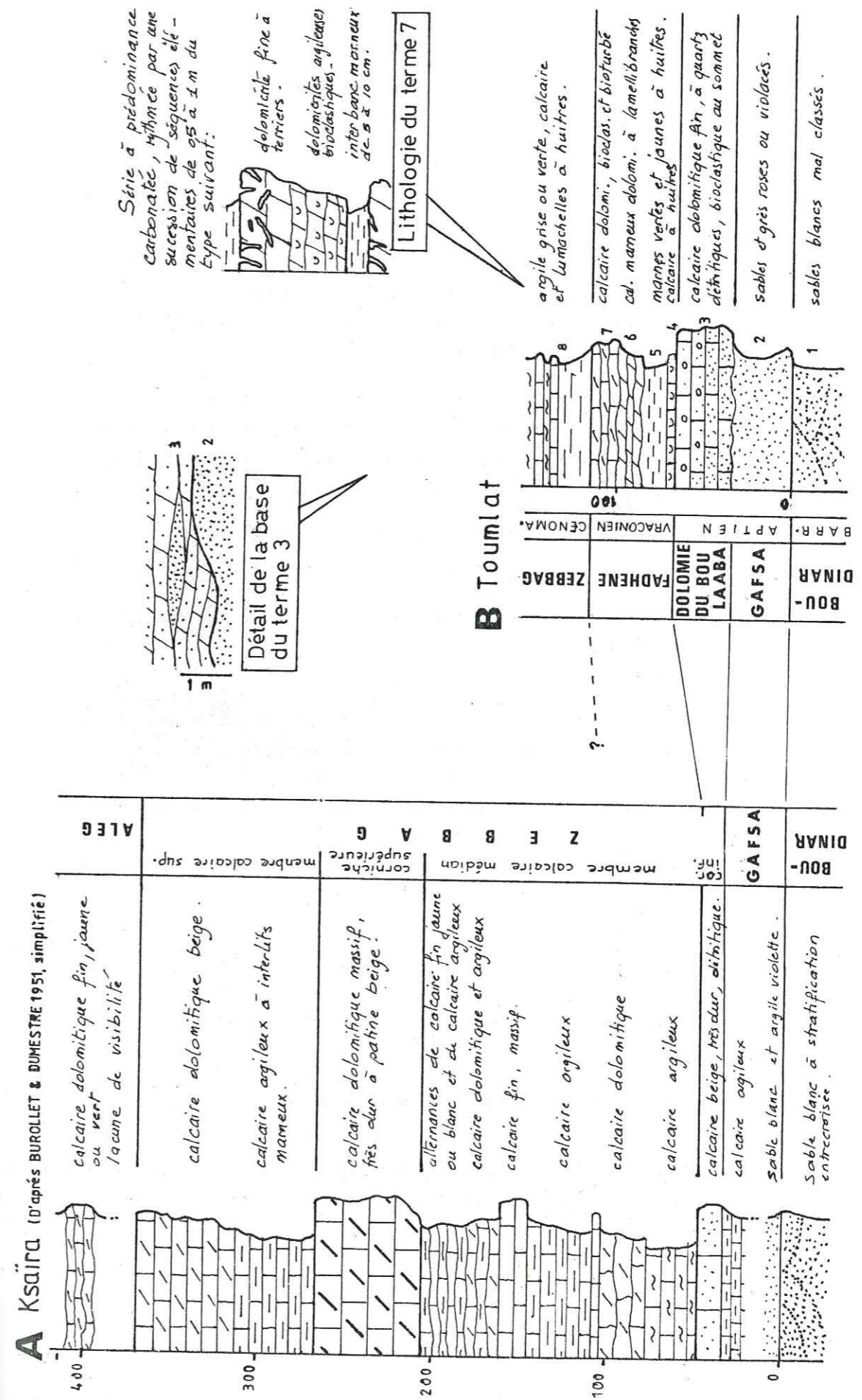


Fig. 7 - Coupes lithologiques des dj. Ksaïra et Toumlat

*La formation Boudinar (1) est coiffée par les sables blancs, les silts et grès violets de la formation Gafsa (2), elle-même surmontée par une grosse barre dolomitique (3) riche en quartz détritique. Par son faciès, sa dureté, sa patine ocre-jaune, et son épaisseur constante (30 m environ), cette dolomie constitue un bon repère lithologique. Sa surface inférieure est irrégulière et ondulée. Elle tronque parfois les derniers bancs de grès de la formation Gafsa. Les premiers bancs de dolomie présentent souvent une stratification entrecroisée et renferment de véritables lentilles de sable ou de grès. Ces caractères expriment donc des conditions de sédimentation très littorales. Vers le sommet, elle devient très bioclastique et sa surface supérieure, durcie et tarudée, présente souvent une couleur lie-de-vin due à la rubéfaction. Cette grosse barre de dolomie gréseuse présente une remarquable identité de faciès avec la dolomie du Bou Laaba, analysée par Boltenhagen (1981) dans la coupe du dj. Selloum, où elle termine la séquence du Ouaddada (sommet de l'Aptien inférieur).

*Le terme essentiellement argileux qui la surmonte se compose de trois membres bien individualisés :

- . marnes vertes et jaunes à Lamellibranches et Ammonites (5) débutant par un niveau très caractéristique de calcaire à Huîtres (4).
- . dolomicrites argileuses, noduleuses, parfois graveleuses (6).
- . dolomicrites très bioturbées et à surface de bancs très ferrugineuses (7).

*La coupe s'achève par un terme à prédominance calcaire (8).

3 - CONCLUSION

La succession lithologique du "Crétacé moyen" de la bordure NW du Rhéouis est comparable à celle de l'axe N-S : les trois séquences majeures, celles du Selloum, du Ben Younes et du Semmama y sont représentées (fig.7 A) avec un faciès cependant plus carbonaté.

Comme au Sidi Khalif, la séquence du Selloum surmonte un horizon do-

lomitique et gréseux d'âge aptien : Dolomie du Bou Zer au Ksaïra, Dolomie du Bou Laaba à et Toumlat. Toutefois, cet horizon ne repose pas, comme dans l'axe N-S, sur les sables du Boudinar, mais sur des séries détritiques également aptiennes rapportées par Burollet au membre du Bou Hedma de la formation Gafsa.

Ainsi, les séries aptiennes au NW du Rhéouis sont plus développées que dans l'axe N-S, mais cependant plus réduites que dans les chaînons de la région de Kasserine (dj. Selloum, Boltenhagen, 1981). Elles peuvent de ce fait être un signe de la remontée du plancher sédimentaire à l'approche de cet axe.

D - CORRELATION DES COUPES ET RECAPITULATION

1 - CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES COUPES DE L'AXE N-S, DU RHEOUI ET DE TUNISIE CENTRALE

La comparaison des coupes du "Crétacé moyen" de ces trois régions montre clairement que la sédimentation reste rythmée par les grandes séquences du Selloum, du Ben Younés et du Semmama, exprimant ainsi la continuité des dépôts, d'un secteur à l'autre, et par conséquent l'existence d'une même unité paléogéographique.

Les épaisseurs, régulièrement croissantes des séries en direction de l'Ouest, confirment cette idée de "gradient régional de subsidence croissante, depuis l'axe N-S vers l'Algérie Orientale".

Les formations aptiennes ne présentent pas une évolution aussi constante : faciès et épaisseur varient de manière discontinue (fig. 8, coupes 1, 2 et 3). Cependant, la tendance générale est la même qu'au cours du "Crétacé moyen" et se caractérise par une réduction maximale des séries au niveau de l'axe N-S.

Finalement, au cours de ces deux périodes, Aptien d'une part, et "Crétacé moyen" d'autre part, l'axe N-S se caractérise par des séries très réduites (par rapport à celles de Tunisie centrale), rythmées par des séquences répétitives, et à faciès constant. En d'autres termes, ces carac-

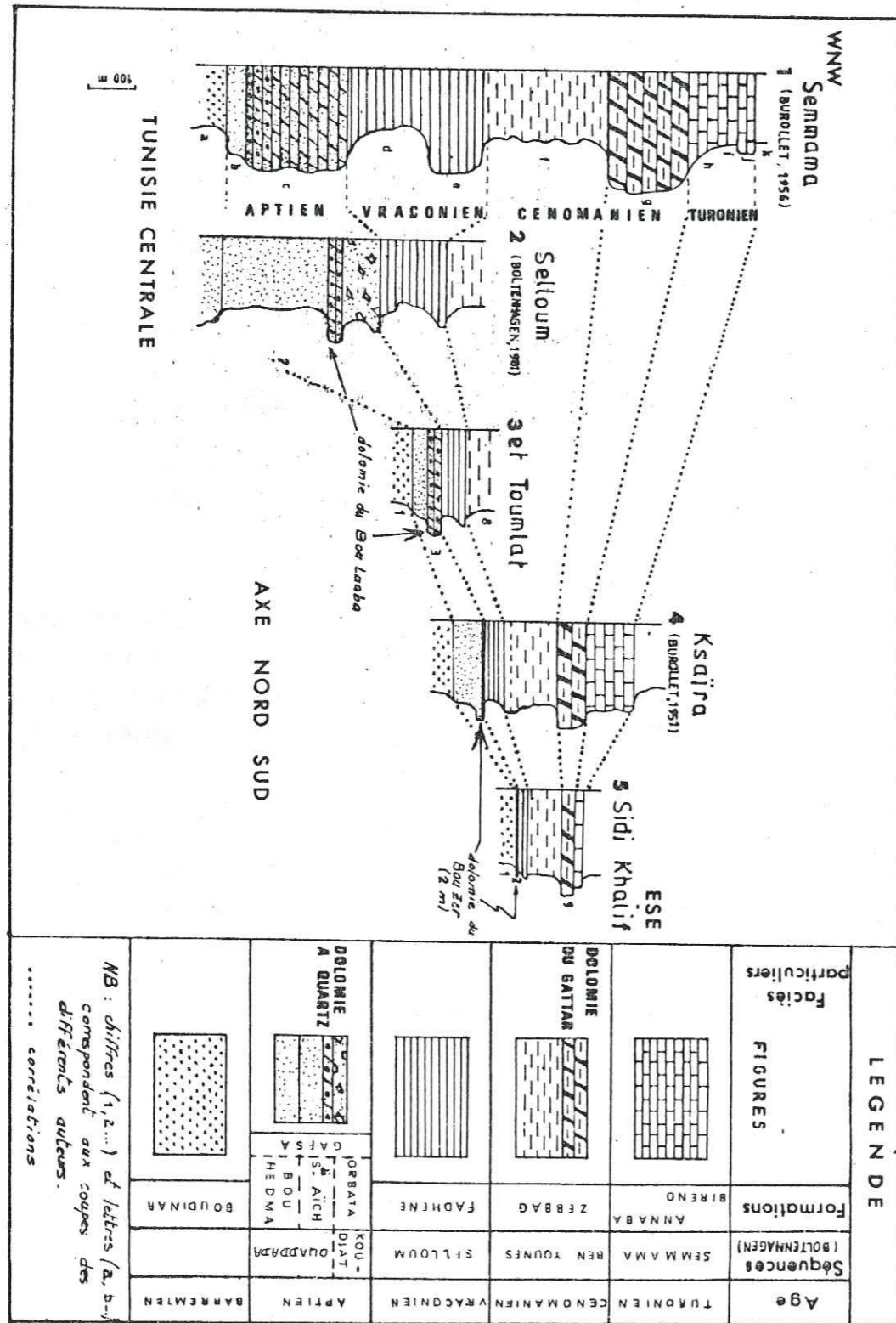


Fig. 8 - Corrélations des coupes du "Crétacé moyen" de Tunisie centrale, du Rhéouis et de l'axe N-S

tères expriment l'existence d'un haut-fond instable.

Cette instabilité n'est d'ailleurs pas l'exclusivité de l'axe N-S. Elle intéresse toute la Tunisie centrale où elle est associée à des ruptures dans la sédimentation et à des déformations.

2- RUPTURES DE SEDIMENTATION ET AGE DES DEFORMATIONS CORRESPONDANTES

En Tunisie centrale, Boltenhagen montre que certaines des séquences majeures sont limitées par un changement brutal de la nature des dépôts, consécutif à une déformation importante du plancher sédimentaire :

- La première déformation se produit entre le sommet de l'Aptien inférieur (séquence du Ouaddada) et la base du Vraconien (séquence du Selloum) et présente au moins deux phases importantes encadrant le dépôt de la séquence du Koudiat el Maaza (fig. 9)

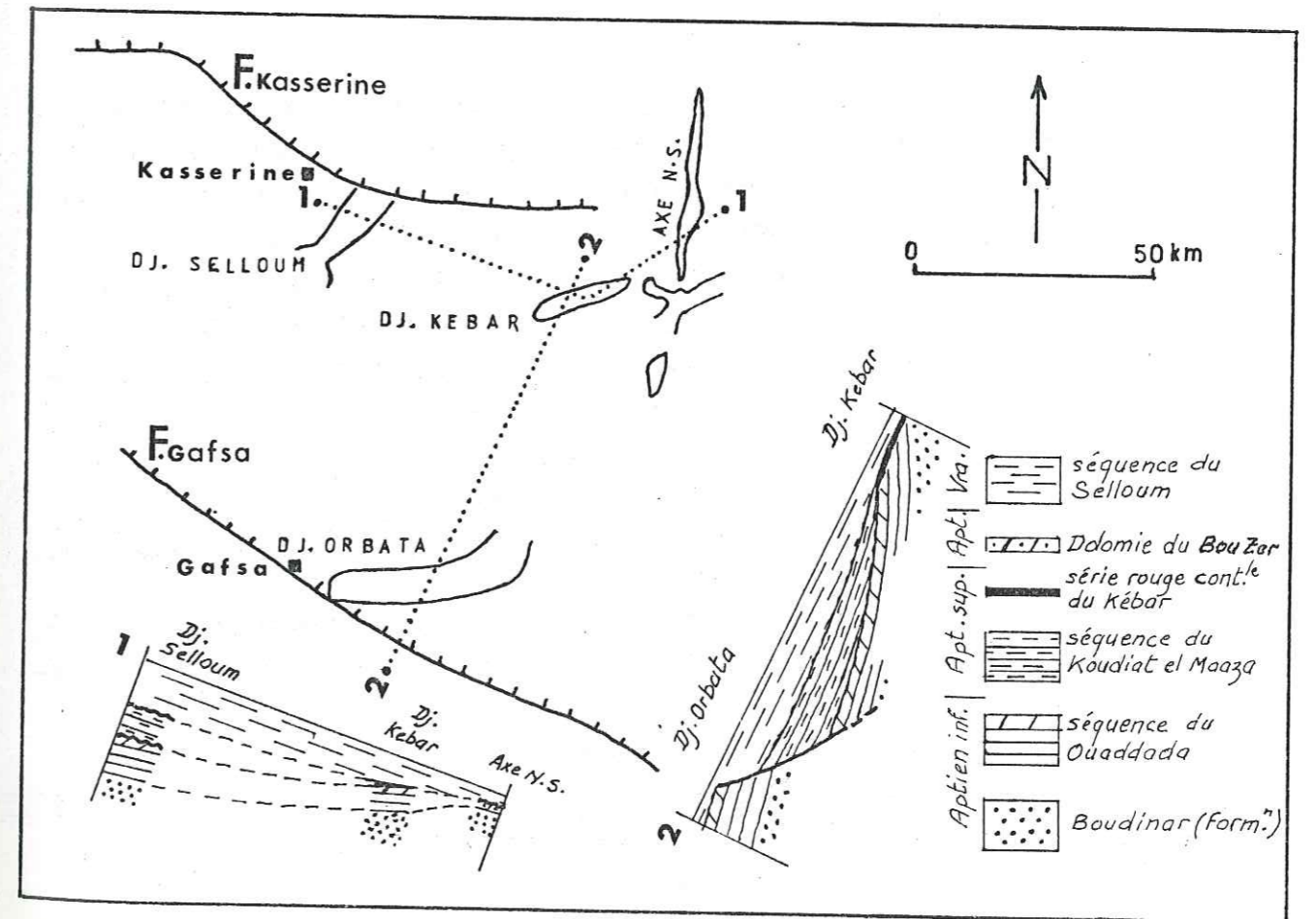


Fig. 9 - Evolutions latérales de la séquence du Koudiat-el-Maaza (Aptien supérieur)

- La seconde déformation se situe après le dépôt de la dolomie du Gattar, et avant celui des marnes de l'Annaba, c'est-à-dire à la limite Cénomaniens - Turonien.

Dans l'axe N-S, comme nous l'avons vu, la totalité des dépôts aptiens pourrait être représentée par la dolomie du Bou Zer. Comme les séquences aptiennes de Tunisie Centrale, elle est limitée par un changement brutal de la nature des dépôts (sables du Boudinar à la base - marnes à huîtres de Fadhène au sommet) et son toit est marqué par un hard-ground avec encroûtement de fer. Des arguments exclusivement structuraux viendront confirmer l'existence de phases de déformation importante associée à ces ruptures de sédimentation pendant et après l'Aptien.

La deuxième phase de déformation est peu perceptible dans notre secteur. Il faut atteindre le Turonien supérieur-Coniacien pour déceler dans la lithologie et dans la structure, des témoins de déformations synsédimentaires. Cette remarque nous conduit à discuter un point de nomenclature soulevée dès 1956 par Burollet :

Du point de vue lithostratigraphique, ce "Crétacé moyen", tel qu'il est défini par son auteur, engloberait donc les formations Fadhène, Zebbag, Annaba et Bireno de Burollet (1956). Or, ce dernier ne cache pas la difficulté qu'il y'a "à fixer un âge précis au toit de la formation Zebbag", "à cause de la rareté des données paléontologiques". Il ajoute que ce toit correspond "suivant les localités, à différents niveaux du Turonien". (Burollet 1956, p.101). C'est ainsi que dans la région de Gafsa - Kasserine (coupe AP du dj. Semmama) Annaba et Bireno constituent le sommet de la formation Zebbag, alors qu'en Tunisie Centre-Nord (région de Thala - Le Kef) cet auteur les intègre à la base d'une formation Aleg s.l. plus récente (Tableau I).

Les séquences définies par Boltenhagen ont l'avantage de correspondre à des événements sédimentaires et structuraux. Or, dans le secteur de cette étude, les deux événements majeurs observables se situent, comme nous l'avons dit, immédiatement avant la séquence du Selloum d'une part, et avant la séquence du Douleb d'autre part. Le découpage du Crétacé en inférieur, "moyen" et supérieur, se justifie donc pleinement. C'est pourquoi nous avons conservé ce terme.

Age	Auteurs	Burollet		Boltenhagen séquences	
		Gafsa	Le Kef		
Coniacien		Aleg	Aleg	Douleb	CRETACE SUP.
Turonien	S. M. I.	Bireno Annaba	Bireno Annaba	Semmama	
Cénomaniens		Zebbag s.s.	Zebbag s.s.	Ben Yonnes	CRETACE MOYEN
Vraconien		Fadhène	Fadhène	Selloum	

Tableau I
Différentes nomenclatures de la période
Vraconien - Turonien

Par ailleurs, la formation Annaba, présente au Sidi Khalif, disparaît très vite au Sud du signal ; elle n'existe, ni au Faïd, ni au Bou Zer. Par voie de conséquence, la formation Bireno, essentiellement dolomitique, repose directement et en concordance sur les dolomies de la formation Zebbag, si bien qu'il est souvent difficile, sinon impossible, sans éléments de datation, de les distinguer l'une de l'autre.

La rupture se fait au toit de cette masse dolomitique unique, parfois très puissante, avec l'apparition des calcaires gris bioclastiques de la formation Douleb, dont la répartition des affleurements témoigne d'une distribution nouvelle des aires sédimentaires liée à des phénomènes tectono sédimentaires, que nous examinerons dans la deuxième partie de ce mémoire.

Finalement, il semble plus simple et plus logique de ne distinguer dans la région que deux formations au sein du "Crétacé moyen" : une formation Fadhène et une formation Zebbag sensu lato (Tableau I).

C H A P I T R E IV

LE CRETACE SUPERIEUR

Classiquement, le Crétacé supérieur est représenté en Tunisie, par les formations Aleg et Abiod. Cet ensemble a fait l'objet de nombreuses études depuis Pervinquière (1903) jusqu'à Bismuth (1982). Certains résultats semblent définitivement admis, d'autres restent encore sujets à discussion. Tenant compte des observations effectuées sur le terrain, nous indiquerons ci-dessous, les particularités de ces deux formations, dans notre secteur d'étude.

A - LA FORMATION ALEG

1 - GENERALITES

Encadrée à la base par les calcaires du Bireno et au sommet par ceux de l'Abiod, la formation Aleg s.s. comporte dans le meilleur des cas, trois termes qui sont, de bas en haut (Tableau 2), : des argiles vertes (I), des calcaires bioclastiques (II) et un horizon épais de marnes grises débutant par des calcaires beiges à Inocérames (III).

L'apparition des calcaires blancs crayeux de la formation Abiod, d'âge campanien, marque la fin de la formation Aleg.

Dans l'ensemble des chaînons que nous avons étudiés, le terme I est inconnu à l'affleurement. Les termes II et III, de faciès très différents, s'individualisent aisément. Nous proposons, par commodité et pour la clarté

AGE	FORMATIONS		LITHOFACES	SEQUENCES	
	CLASSIQUES	LOCALES			
Maestrichtien Campanien	Abiod	Berda Merfeg	Calcaire blanc crayeux et marne		
Campanien inf. Santonien	A l e g s. s. membre du Douleb (Buroillet)	Récifs de S.A.K.*	Marnes grises et calcaires beiges à Inocérames	Terme III ou Aleg marneux	
Coniacien			Biostromes à algues et rudistes	Terme II ou calcaires du Douleb	Douleb
Turonien moyen à supérieur			calcaires bioclastiques	Terme I	
			argiles vertes avec ou sans Globotruncana elvetica		

*S.A.K. : Sidi Ahmed Kouka

Tableau II
Formations et séquences du Crétacé supérieur en Tunisie centrale

du texte, de distinguer dans la formation Aleg s.s. de notre secteur, deux unités dénommées respectivement (Tableau II) :

Calcaires du Douleb pour les calcaires bioclastiques et faciès associés du terme II.

Aleg marneux pour les marnes grises et calcaires à Inocerames du terme III.

2 - LES CALCAIRES DU DOULEB : LA COUPE DE SIDI AHMED KOUKA

Par définition, ce sont des calcaires bioclastiques, grisâtres, présentant quelques niveaux oolithiques. Ils affleurent de façon discontinue sur le flanc occidental des chaînons, depuis le dj. Akrouta au Nord, jusqu'à l'extrémité septentrionale du dj. Bou Zer au Sud. En ce point, à la latitude du village de Sidi Ahmed Kouka, nous avons pu lever une coupe complète de l'unité des calcaires du Douleb, depuis le toit des dolomies turoniennes, jusqu'aux marnes grises santonniennes, et la dater avec précision.

Au nord du dj. Bou Zer, l'éperon rocheux culminant à 402 m offre en

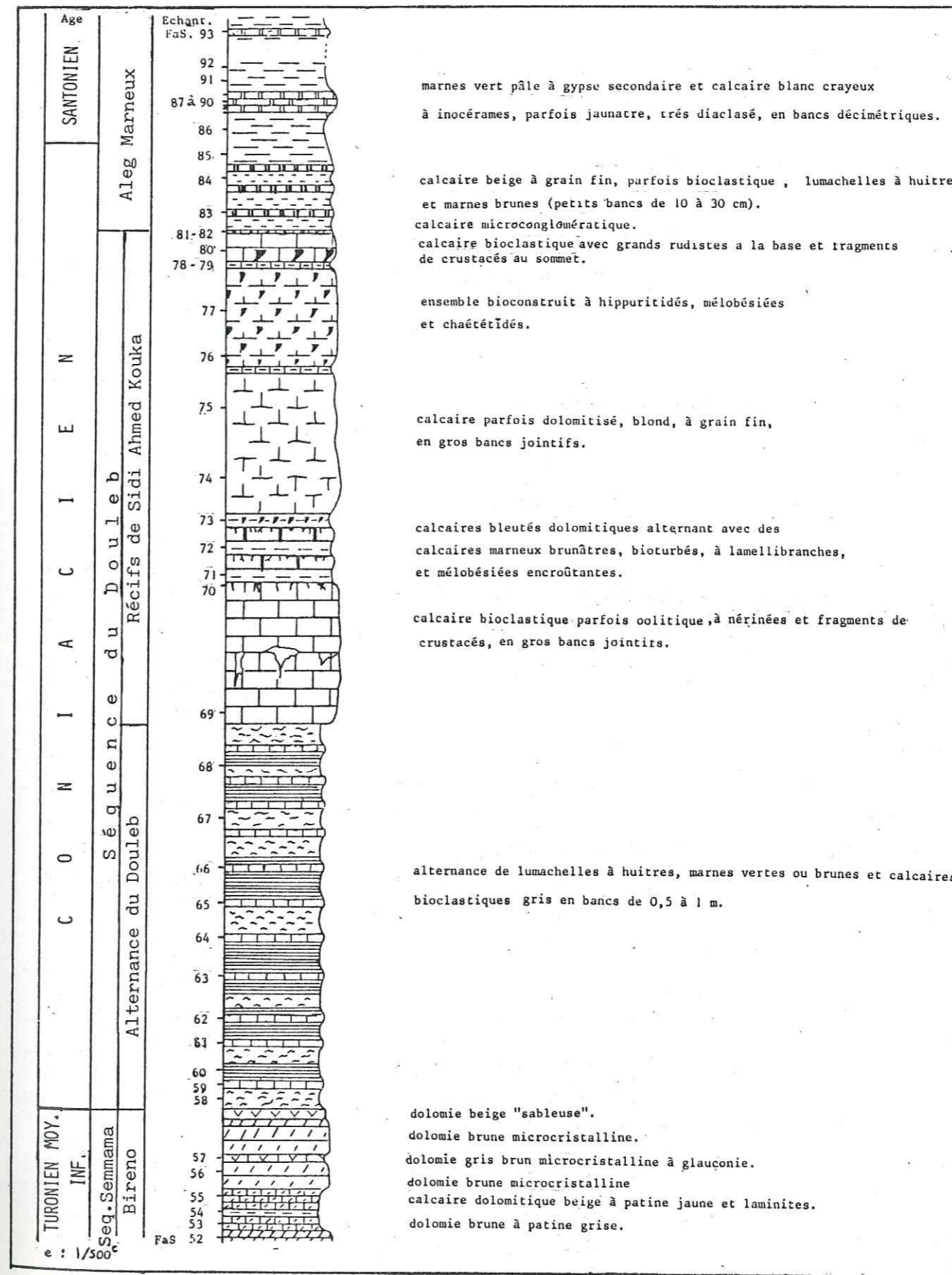


Fig. 10 - Les récifs de Sidi Ahmed Kouka - Colonne lithologique -

effet un affleurement privilégié pour l'étude des calcaires du Douleb, dont la partie supérieure correspond ici à une unité bioconstruite par des rudistes et des algues (fig. 10).

Dans l'ensemble des formations sénoniennes de Tunisie Centrale, il semble qu'en dehors des biostromes du Merfeg et du récif à Caprinidés du dj. Serraguia, les rudistes ne se présentent que sous forme de fragments (Tableau III). Ceux de l'Aleg en particulier pourraient alors correspondre à un remaniement du Bireno sous-jacent ou à des tentatives avortées d'édification de récifs. Dans ces conditions, l'existence de véritables bio-

LOCALISATION	FORMATION	AGE - AUTEUR	ENVIRONNEMENT ESPECES RENCONTREES
Djebel Serragia		Campanien (Bernet-Rollande et Philip, 1981)	Récif à rudistes (Caprinidés)
Djebel Kebar (flanc Sud)	Merfeg	Campanien Maestrichtien Kessibi, 1977)	Biostromes à rudistes (10 à 20 m) coraux et alg
Borj-Cedria Potinville	Potinville	Santonien (Mangani, 1959) Cénomaniens-Turonien (Maurin et Tlatli, 1975)	Polypiers fragmentés et débris
Djebel Bliji	Aleg	Turonien moyen à Coniacien (Burolet, 1956)	quelques fragments de rudistes dans l'argile
Djebel Oum el Aleg	Aleg	Tur.sup. à Coniacien (Burolet, 1956)	"restes de rudistes empâtés"
(2 niveaux)	Bireno	Tur.inf. à moyen (Burolet, 1956)	nombreux rudistes empâtés dans les calcaires
Djebel Mrhila	Bireno	Turonien inférieur à moyen (Burolet, 1956)	calcaire massif à rudistes

Tableau III
Age, répartition et nature des formations à Rudistes dans le Sénonien de Tunisie centrale.

stromes à Hippurites dans la formation Aleg s.s. au dj. Bou Zer, apparaît comme un fait biostratigraphique nouveau (Bismuth et al., à paraître) et justifie la subdivision suivante des calcaires du Douleb (fig. 11) :

- au sommet, les récifs de Sidi Ahmed Kouka,
- à la base, les alternances du Douleb.

Dans ces alternances, ce sont en fait les algues qui, par leur abondance et leur diversité (fig. 11), confèrent aux bancs de calcaire toute leur originalité. Elles indiquent des conditions momentanément favorables à l'installation de récifs, confirmées par les débris de rudistes et les coraux qui leur sont associés. C'est peut-être l'apport de matériel détritique (lumachelles à huîtres), peu propice à l'édification de récifs, qui fait avorter ces tentatives de réaliser des amas bioconstruits ; on peut ainsi voir, d'une manière rythmique, se succéder des conditions de platiers à algues puis de vasières à huîtres.

L'arrêt assez brutal, au milieu de la séquence coniacienne, d'apport terrigène, permet l'installation de masses calcaires bioconstruites par des Hippuritidés, des Mélobésiées encroûtantes et branchues, et par des Chaetétidés.

Les dolomicrosparites à laminites à la base de la coupe de Sidi Ahmed Kouka sont à rapporter à la formation Bireno. Elles terminent ici la séquence de sédimentation du Semmama. La séquence du Douleb, qui la surmonte, montre un retour à un milieu marin plus franc et une instabilité du plancher sédimentaire. L'Aleg marneux, succédant aux calcaires construits, fait partie d'une nouvelle séquence dont il ne représente probablement que l'extrême base. Par sa faune pélagique abondante, il révèle un approfondissement très sensible du plancher sédimentaire.

Enfin, les récifs de Sidi Ahmed Kouka viennent compléter la liste des récifs à rudistes déjà signalés en Tunisie centrale et apporte des arguments supplémentaires en faveur d'un schéma morphostructural, identique à celui déjà proposé pour le "Crétacé moyen". En effet, la répartition géographique de ces récifs, depuis le Vraconien jusqu'au Campanien, est la suivante : (cf. carte de la fig. 4).

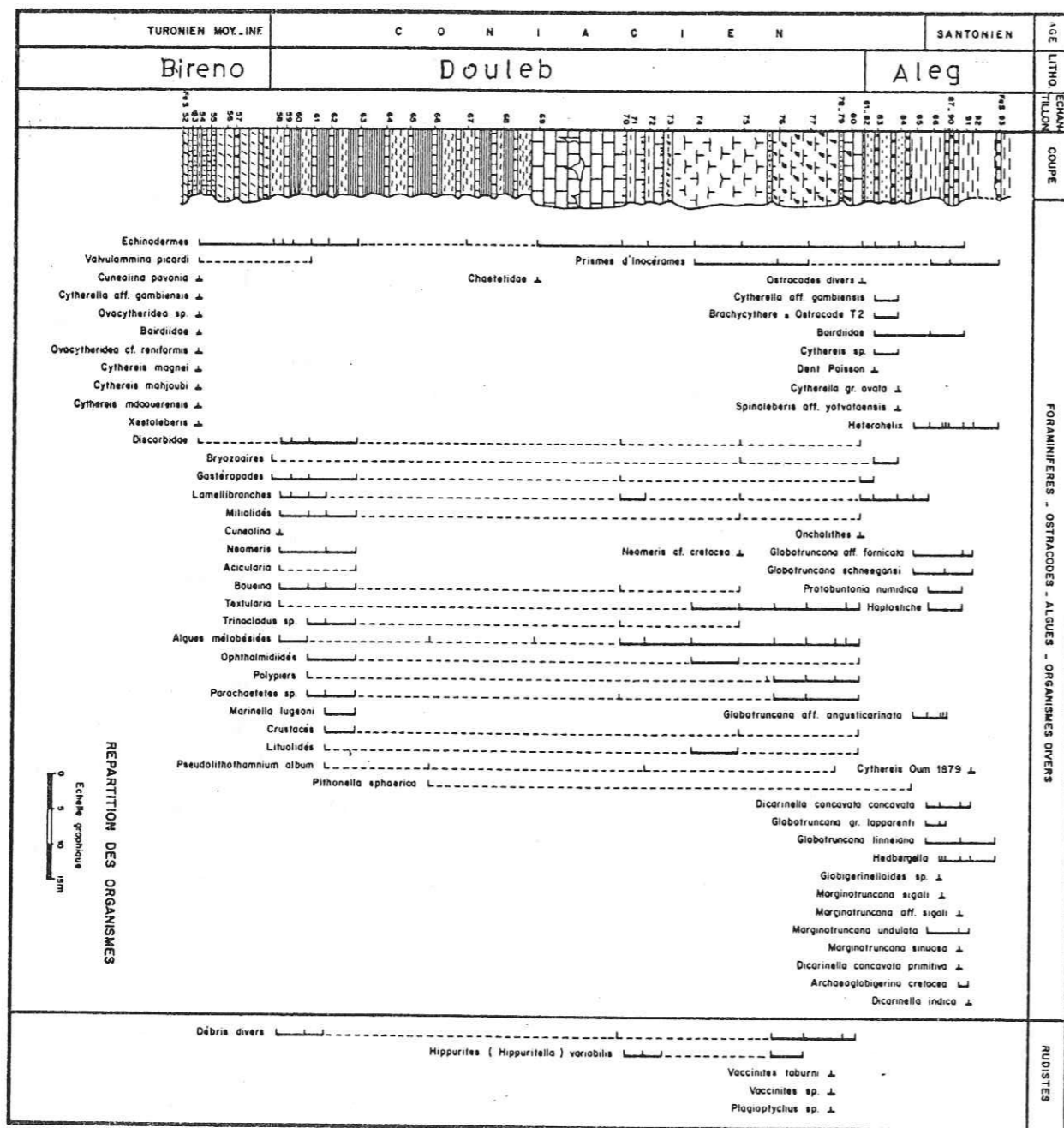


Fig. 11 - Les récifs de Sidi Ahmed Kouka répartition des organismes

- Vraconien : Djebel Selloum
- Cénomaniens : Djebel Chambi - Djebel Sidi Khalif
- Turonien : Djebel Biréno - Djebel Gadoum
- Coniacien : Djebel Bou Zer
- Campanien : Djebel Kebar

Cette répartition dans le temps et dans l'espace montre que :

les faciès récifaux jalonnent la zone de fractures du système de Kasserine d'une part, et l'axe N-S d'autre part.

dans l'axe N-S, ces faciès s'installent en différents points et à différentes époques, confirmant l'instabilité permanente de cet axe mais aussi l'activité de mouvements verticaux localisés et liés à des structures distensives transverses à l'axe.

3 - L'ALEG MARNEUX

Cette unité constitue, en épaisseur, l'essentiel de la formation Aleg dans notre périmètre. Elle correspond à une masse importante de marnes grises pélagiques, débutant parfois par quelques bancs de calcaire beiges à Inocérames.

Sur le flanc occidental des chaînons de l'axe N-S, elle surmonte les calcaires du Douleb ou, le plus souvent, les dolomies de la formation Zebbag s.l. A Aïn Sidi Ahmed Kouka, et surtout à l'oued el Abiod, son caractère transgressif et discordant est indiscutable. Dans ces secteurs, en effet, elle s'adosse ou repose sur des formations plus redressées qu'elles et dont les âges s'échelonnent, selon le cas, du Trias au Coniacien. Par ailleurs, immédiatement au Nord de l'oued el Abiod, au dj. Gadoum, l'Aleg est totalement absent (non dépôt) du compartiment occidental d'une faille N 170°, alors que le compartiment oriental, effondré, présente une épaisse série de marnes grises se rapportant précisément à l'Aleg marneux (Ouali, thèse, 1984). Enfin, à Aïn Sidi Ahmed Kouka, des blocs de taille importante (de l'ordre du m3) de calcaires à rudistes appartenant à l'unité plus ancienne des récifs de Sidi Ahmed Kouka, sont emballés dans les marnes grises de l'Aleg marneux.

B - LA FORMATION ABIOD

La formation Abiod, d'âge Sénonien supérieur, comprend dans la majorité des cas deux unités de calcaires massifs, crayeux, séparés par un membre moyen où alternent marnes et calcaires argileux.

Régionalement ou localement, la formation Abiod est représentée par des équivalents latéraux. Ce sont respectivement :

- la formation des calcaires du Berda (Berthe et Ligneris, 1951), qui correspond à l'Abiod à faune néritique du Sud tunisien (zone des chotts et Dahar),

- la formation des récifs du Merfeg définie au dj. Kébar par Kessibi en 1977.

Dans notre périmètre d'étude, la formation Abiod présente deux aspects lithologiques :

- sur le flanc ouest de l'axe N-S, elle montre son faciès classique se traduisant dans la morphologie par deux corniches calcaires et une combe marneuse,

- sur le flanc est et au Rhéouis, elle est réduite à une masse calcaire unique où les niveaux de dolomie très blanche et très poreuse sont fréquents (dj. Rebaou - zone du Rhéouis).

Dans les deux cas, il y a profusion de glissements synsédimentaires (slumps), et la base de la formation contient souvent des olistolithes et d'énormes bancs de conglomérats intraformationnels. (A Sidi Ahmed Kouka et sur le flanc nord du dj. Rebaou, ces olistolithes sont constitués de dolomie beige de la formation Zebbag, immédiatement sous-jacente).

- au dj. Ksaïra, le membre inférieur est gréseux : grès rouge ou violacé à ciment calcaire à la base, passant progressivement vers le sommet à un calcaire à grains de quartz. Les deux autres membres sont respectivement marneux, puis dolomitiques.

La masse calcaire, lorsqu'elle est unique, peut être épaisse (plu-

sieurs dizaines de mètres) comme au dj. Rebaou, ou très réduite comme sur le flanc NE du Rhéouis, à er Reteb. A cet endroit, l'Abiod repose, soit sur le Trias, soit sur les dolomies du Zebbag, soit sur les formations détritiques sableuses du Crétacé inférieur. Dans ce dernier cas, les dix à vingt premiers centimètres de la formation, sont constitués par un calcaire blanc très riche en quartz (contacts sédimentaires).

Toutes ces observations prouvent l'existence de déformations et d'érosions synsédimentaires au cours du dépôt de cette série carbonatée.

C - RECAPITULATION

Les séries rythmées de l'unité du Douleb (répétition de la séquence élémentaire à deux termes : marnes à huîtres et calcaires bioclastiques à algues), coiffées d'amas bioconstruits, traduisent une grande instabilité du plancher sédimentaire pendant tout le Coniacien. En d'autres termes, ces faciès pourraient correspondre à des séquences de comblement de fossés subsidents, ou de paléograbens, ayant déformé la plateforme Zebbag.

L'existence, à partir du Santonien, de faciès marneux pélagiques, transgressifs et discordants sur les séries antérieures, peut indiquer un effondrement brutal de l'axe N-S vers la limite Coniacien - Santonien, (effondrement associé dans certains secteurs, au dj. Gadoum par exemple, à des structures distensives indiscutables).

Les dépôts du Campanien - Maestrichtien (formation Abiod), perturbés par des mouvements synsédimentaires, transgressent les précédents et recouvrent de sédiments les zones présentant des lacunes antérieures. C'est le cas en particulier de la zone du Rhéouis, où l'Aleg, exclusivement marneux, est réduit ou totalement absent (non dépôt au coeur de la zone). Les calcaires de l'Abiod peuvent alors reposer sur des séries réduites du Crétacé inférieur, ou même directement sur le Trias (contacts sédimentaires).

En conclusion, l'étude lithologique des séries du Crétacé supérieur dans ce segment de l'axe N-S, montre que l'instabilité du plancher sédimentaire est permanente au cours de cette époque, et qu'elle évolue brutalement mais brièvement, en crise de déformation à la limite Coniacien - Santonien, avec formation indéniable de paléoreliefs.

C H A P I T R E V

LE TERTIAIRE

A - LE PALEOCENE

Il s'agit ici de la formation EL HARIA de Burolet.

- Sur le flanc ouest de l'axe N-S, cette formation est représentée par son faciès classique d'argiles ou de marnes brunes, noires en profondeur. Elle repose stratigraphiquement sur les calcaires de l'Abiod et passe progressivement à la formation Metlaoui qui la surmonte, par un enrichissement en grains de phosphates (fig. 12 a). Sa puissance varie de 150 à 200 m.

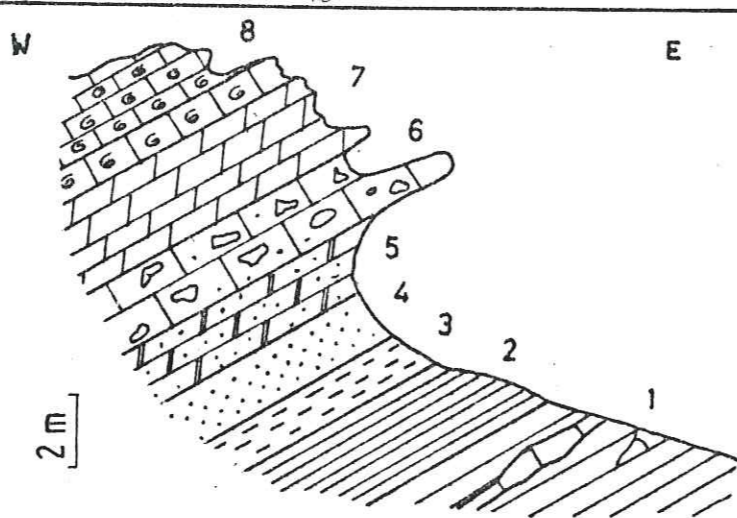
- Dans le djebel Bou Zer et dans le Rhéouis, elle affleure en lambeaux tectoniques, sauf sur la bordure NE de cette zone, près de l'oued el Behima, où la série, complète, présente vers sa base, de nombreux bancs de gypse interstratifiés (fig. 12 b).

B - L'EOCENE

Il correspond aux formations Metlaoui et Chérahil-Djebbs de Burolet.

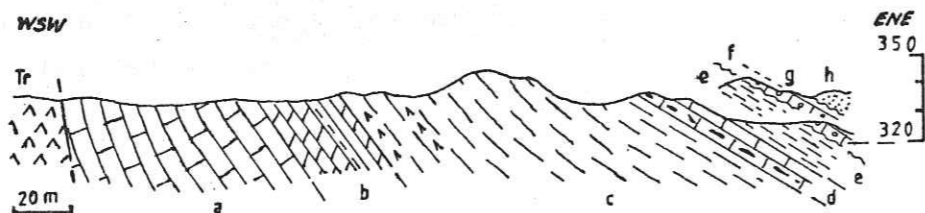
1 - LA FORMATION METLAOUI

Sur l'ensemble de notre secteur, nous reconnaissons aisément un terme phosphaté surmonté d'un terme gypseux et dolomitique. Nous préférons donc employer ici la nomenclature de Fournié. Nous distinguons par conséquent dans la formation Metlaoui de Burolet, une unité Chouabine et une unité Faïd.



- 1 Marnes brunes à miches calcaires ou ferrugineuses versicolores.
- 2 Marnes brunes feuilletées.
- 3 Argile noire phosphatée.
- 4 Sable phosphaté noir à la base, gris au sommet - Phosphates en gros grains parfois silicifiés et fracturés, à coprolithes, dents de squales, glauconie.
- 5 Dolomicrite jaunâtre s'appauvrissant en grains de phosphate vers le sommet.
- 6 Calcaire en gros bancs à rognons de gypse blanc ou rose.
- 7 Dolomicrite.
- 8 Calcaire coquiller très poreux.

(a) termes de passage el Haria-Metlaoui sur le flanc occidental du Faïd



- Tr Marnes rouges et gypse gris - TRIAS.
- a Calcaire blanc crayeux et poudingue intraformationnel - ABIOD.
 - b Dolomie, marne et gypse du sommet de l'ABIOD.
 - c Argile brune avec gypse interstratifié à la base - EL HARIA.
 - d Calcaire à silex - METLAOUZ.
 - e Argile du SOUAR.
 - f Poudingue d'AIN GRAAB.
 - g Sable et argile marins - BEGLIA.
 - h MIO-PLIOCENE continental.

(b) La formation el Haria sur la bordure Nord occidentale du Rhéouis (er Reteb) d'après Burollet, 1956.

Fig. 12 - Le Paléocène (formation el Haria)

La formation Faïd comporte elle-même deux ensembles lithologiques bien distincts (fig. 13) :

- des gypses et des calcaires dolomitiques blancs à la base,
- une corniche dolomitique au sommet. Cette corniche est un excellent niveau repère du Sidi Khalif au Rhéouis ; elle est constituée d'un calcaire coquiller de couleur très blanche, dolomitisé et contenant des gastéropodes, des nautilus et par endroits des miliolles.

Au Rhéouis, elle prend une patine grise et débute par une brèche sédimentaire monogénique et se termine par un calcaire coquiller dolomitique à gros gastéropodes.

2 - LA FORMATION SOUAR ET SES EQUIVALENTS CHERAHIL ET DJEBS

Par définition, la formation Souar correspond à une séquence principalement argileuse. En domaine néritique et lagunaire, la séquence devient respectivement lumachellique et gypseuse, et prend alors le nom de formations Cherahil et Djebs. Dans notre région, on peut y distinguer deux termes :

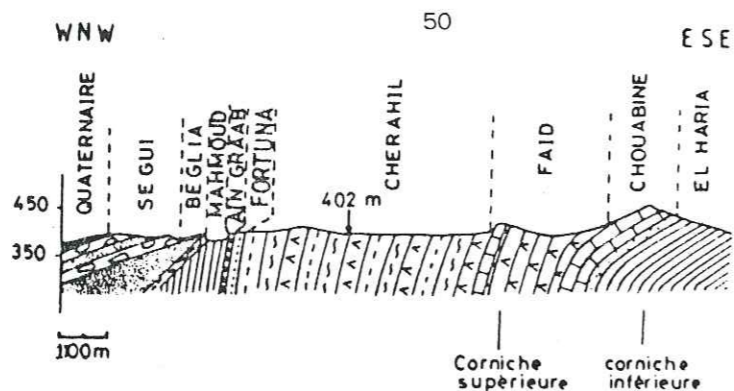
- dolomie et gypse blanc à la base,
- marnes, lumachelles à huîtres et dolomies au sommet.

Dans l'axe N-S, les carbonates et les lumachelles prédominent, alors qu'au Rhéouis le faciès est essentiellement gypseux.

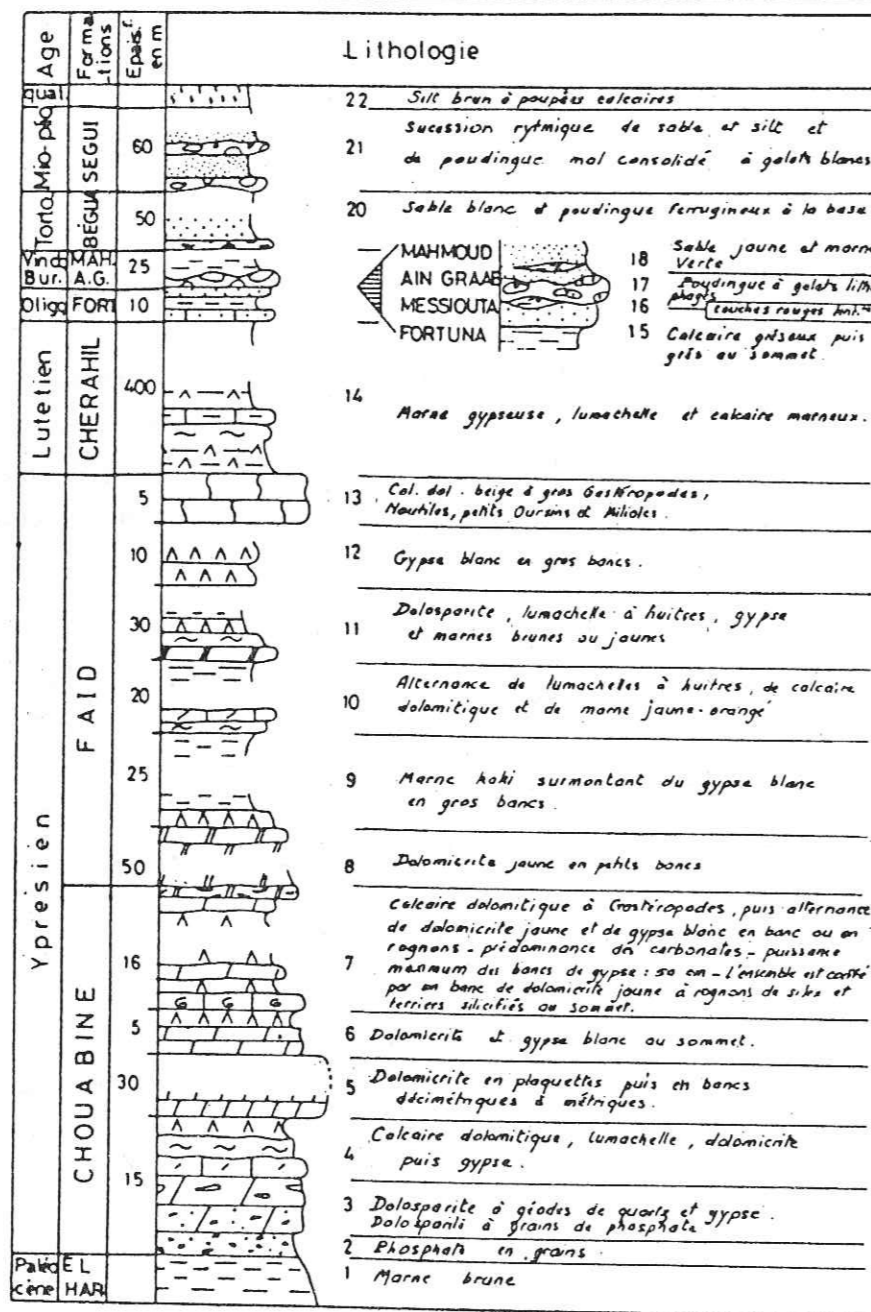
3 - VARIATION DE L'ÉPAISSEUR DES FORMATIONS EOCÈNES (fig. 14)

Sur le flanc occidental de l'axe N-S (chaînes du Faïd et du Sidi Khalif), l'épaisseur de la formation Chérahil est relativement constante et voisine de 400 m. La formation Metlaoui, au contraire, s'amincit sensiblement du Nord au Sud (fig. 14).

Au Rhéouis, par contre, les dépôts éocènes sont très localisés et par conséquent discontinus, avec des différences de puissance considérables



a) coupe transversale



b) colonne lithologique

Fig. 13 - Les formations tertiaires du dj. Gatrana (flanc occidental du Faïd)

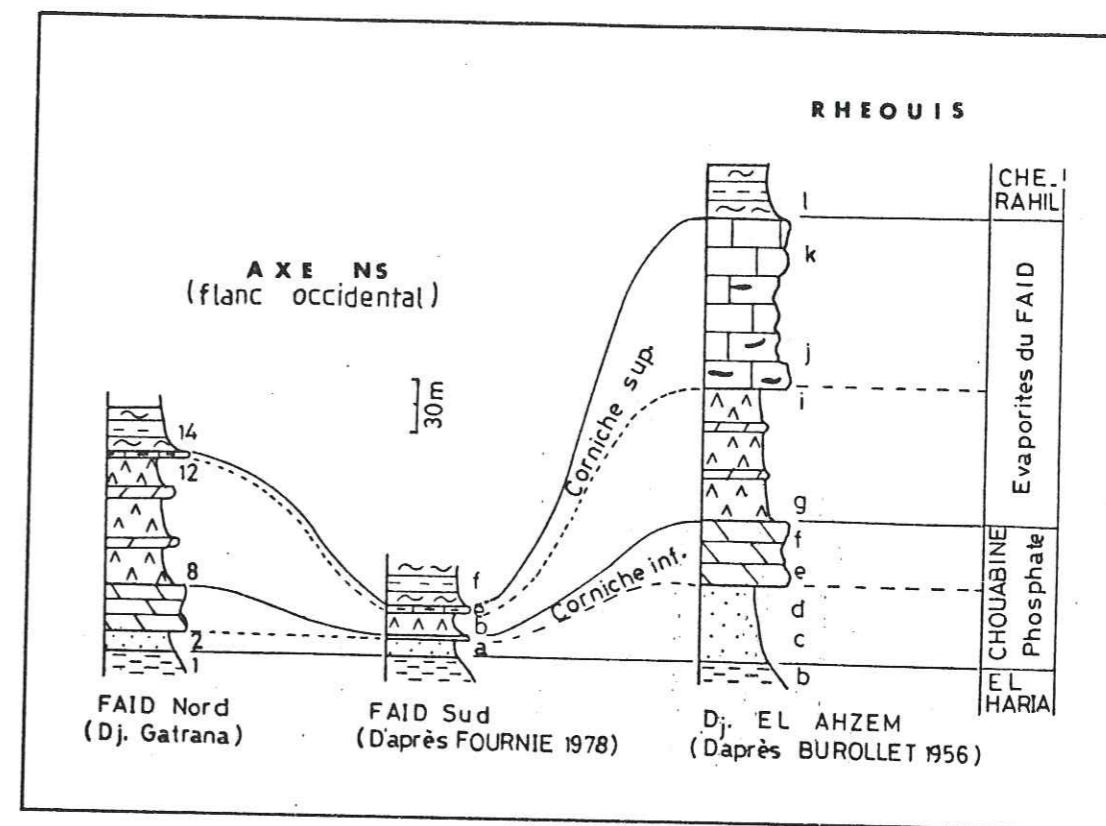


Fig. 14 - Variations de l'épaisseur des formations éocènes dans l'axe N-S et au Rhéous

d'un secteur à l'autre : au dj. el Ahzem, l'ensemble des formations atteint 400 mètres environ. Quelques centaines de mètres à l'Est, au Nord d'Aïn el Behima, la totalité des terrains éocènes atteint à peine 20 mètres. Ces fortes anomalies d'épaisseur, comme celle du dj. el Ahzem, concrétisent des "dépointes" (Burollet, 1982).

C - LES FORMATIONS POSTERIEURES A L'EOCENE

Nous les décrivons très brièvement car elles affleurent peu dans notre secteur. Le dj. Gatrana, sur le flanc occidental du Faïd, montre cependant une succession complète de ces formations (fig. 13) :

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

La formation Fortuna, peu épaisse (10 m), carbonatée et marine à la base, franchement gréseuse et de caractère subcontinentale au sommet, débute par un conglomérat à galets lithophagés et se termine par des couches rouges lenticulaires que l'on est tenté de rapporter par leur faciès et leur position lithostratigraphique à la formation continentale Messioua.

La formation Aïn Graab qui la surmonte est elle-même très peu épaisse (1 m au maximum). Elle se compose, ici, d'un conglomérat dont certains éléments peuvent atteindre plusieurs décimètres. Ceux-ci semblent constitués de blocs de calcaires éocènes sous-jacents, et sont fréquemment taraudés par des lithophages. D'énormes huîtres enfin, sont prises dans la masse du ciment. Ces caractères demeurent constants du Sidi Khalif au Rhéouis, et font du poudingue d'Aïn Graab un niveau repère particulier à la région.

Nous avons placé la limite entre les formations Mahmoud et Beglia à la base d'un petit conglomérat ferrugineux, qui semble discordant sur les alternances de sables et de marnes vertes sous-jacentes (fig. 13).

La formation Ségui, pour sa part, se reconnaît aisément à ses niveaux de poudingues mal consolidés à gros galets blancs.

La coupe s'achève par une très belle discordance des silts quaternaires à poupees calcaires.

D - CONCLUSION

Les formations tertiaires, dans cette portion de l'axe N-S, débutent par des faciès marins néritiques (lumachelles à huîtres de la formation Chérahil) évoluent progressivement vers les faciès subcontinentaux de la formation Fortuna. Le conglomérat d'Aïn Graab est surmonté d'un ensemble d'unités détritiques où le faciès franchement continental n'apparaît qu'avec la formation Ségui.

C H A P I T R E VI

CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE

Du Jurassique (Nara) à l'Aptien (Dolomie du Bou Zer), les séries sédimentaires réduites, parfois condensées, et la rythmicité des dépôts, témoignent de l'existence d'un haut-fond instable à l'emplacement de la zone actuellement appelée axe N-S. Cette période s'achève avec le dépôt d'un niveau d'extension régionale, la dolomie du Bou Zer, véritable carbonate de plate-forme.

La lacune des terrains albiens, suivie d'un changement brutal et important de la nature des dépôts au Vraconien (Fadhène), correspond à un premier événement majeur de l'histoire sédimentaire.

Du Vraconien au Turonien moyen (Zebbag *s.l.*) les séries présentent des caractères identiques à ceux de la première période, et trahissent la persistance d'un haut-fond instable.

A partir du Coniacien (Douleb) apparaissent des indices d'une tectonique synsédimentaire qui se développera ensuite pendant tout le Crétacé supérieur (Aleg - Abiod). Toutefois, le faciès des marnes santoniennes (Aleg), ainsi que leur disposition sur les terrains antérieurs, nous conduisent à placer à la limite Coniacien - Santonien, un deuxième événement majeur de l'histoire sédimentaire, clairement distensif, comme en témoignent certains paléoreliefs.

DEUXIEME PARTIE

LES GRANDS ENSEMBLES ARCHITECTURAUX

C H A P I T R E VII

P R E S E N T A T I O N

A - LES GRANDS ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

La première partie du mémoire a révélé quatre coupures dans la sédimentation, définissant ainsi cinq ensembles sédimentaires (cf. Ann. 3) :

- le premier regroupe toutes les formations du Jurassique à l'Aptien (formation Nara à Dolomie du Bou Zer) ;
- le second comprend tous les terrains d'âge Vraconien à Coniacien (formations Fadhène à Douleb).
- le troisième est constitué par les marnes grises santoniennes (formation Aleg pro parte),
- le quatrième est représenté par la formations Abiod parfois transgressive et localement discordante,
- la cinquième, enfin, correspond à la grande régression qui

débuté au Dano-Montien (formation el Haria) et s'achève à l'Oligocène.

La carte de l'annexe 3 a été établie en tenant compte de ces coupures. Les formations post-éocènes, qui affleurent peu, n'ont pas été distinguées des autres formations tertiaires. Le Trias, par contre, a été individualisé parce qu'il joue un rôle tectonique important et qu'il constitue dans la région le terme stratigraphique le plus ancien.

B - LES DEUX UNITES STRUCTURALES DE L'AXE N-S

Les auteurs ayant étudié cette partie de l'axe N-S, présentent tous des coupes W-E, où la dissymétrie des structures apparaît clairement : pli s'ouvrant à l'Est avec flanc occidental localement redressé.

Sur les trois coupes de la figure 15, le style du pli constituant l'ossature de l'axe, est tantôt celui d'une flexure (coupe 1), tantôt celui d'un demi plicoffré (une seule charnière, une seule surface axiale, coupes 2 et 3).

Quelles que soient les interprétations génétiques proposées et le dessin de détail qui en découle, la structure transverse de l'axe N-S au Faïd, est donc celle d'un vaste pli anticlinal, ouvert à l'Est et présentant deux dispositifs structuraux fondamentaux :

- Au centre du pli, les couches de la formation Meloussi, à pendage ouest, sont biseautées sous la formation Zebbag subhorizontale. Sur le flanc ouest par contre, il y a concordance entre ces deux formations.

- Au pied oriental du djebel, un contact anormal chevauchant, à pendage plus ou moins accentué vers l'Ouest, fait reposer toute la série Mésozoïque et Cénozoïque soit sur le Trias (coupe 1) soit sur la formation Abiod (Sénonien sup.), (coupe 3), soit sur la formation Chérahil (Eocène), (coupe 2). Toutes les coupes, données par ces auteurs et situées au Nord du Faïd, présentent ce chevauchement comme l'élément structural fondamental de l'axe N-S : pli-faille pour Castany et Guirand ; contact chevauchant plat plié et faillé ultérieurement pour Delteil. L'architecture de l'axe N-S se trouve ainsi constituée de deux unités principales situées

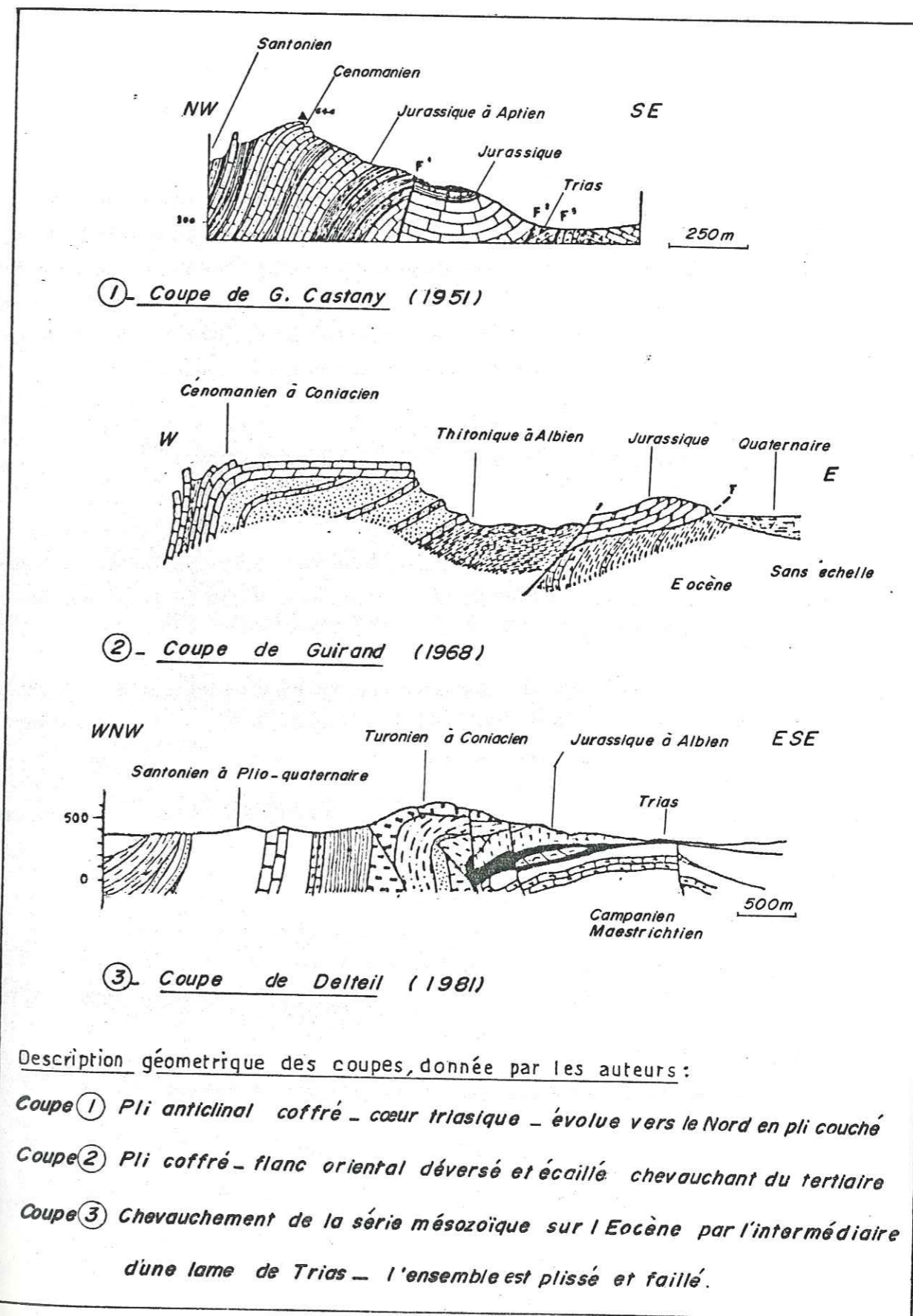


Fig. 15 - Structure du dj. Faïd (coupes des précédents auteurs)

de part et d'autre de ce contact anormal :

- une unité occidentale allochtone comprenant toutes les séries mesozoïques et cénozoïques, plissées et faillées,

- une unité orientale autochtone, également plissée, où l'âge des terrains affleurants varie, selon le secteur, du Trias à l'Eocène supérieur. Or, notre levé cartographique a mis en évidence, au sein de ces unités, de nombreuses structures parfois complexes et toujours polyphasées. Elles s'agencent en mosaïque, où le chevauchement frontal ne constitue qu'une pièce architecturale parmi d'autres toutes aussi importantes.

C - LE DIAPIR DU RHEOUIS

De même au Rhéouis, les deux affleurements triasiques d'el Hamri et d'el Kechaïch, qualifiés de "diapirs extravasés" (Buroillet 1956), ne constituent qu'une partie d'un ensemble beaucoup plus vaste incluant des petits chaînons bordiers.

Finalement, en contradiction avec une apparente simplicité, l'architecture de la région s'avère beaucoup plus complexe que ne le laissent supposer les coupes des précédents auteurs.

Nous présenterons dans les chapitres suivants l'architecture de l'axe N-S, puis celle de la zone du Rhéouis.

C H A P I T R E VIII

ARCHITECTURE DE L'AXE NORD - SUD

Dès 1966, Guirand souligne que le Massif du Faïd - Sidi Khalif est morcelé par un "réseau intense de failles transverses et longitudinales". Il fait remarquer que l'Aleg est transgressif sur le Meloussi à Aïn Sidi Ahmed Kouka, et discordant sur des formations plus anciennes, à l'oued el Abiod. La "phase tectonique post cénomaniennne, ante Aleg" qu'il évoque, le conduit à distinguer deux "formations" que nous pouvons qualifier d'ensembles structuraux :

- "Les formations inférieures (Nara à Zebbag), de style chaotique et désordonné...",

- "Les formations supérieures, beaucoup plus majestueusement distribuées".

Dès lors, Guirand met clairement en évidence deux types de structuration : un alignement NS de blocs (failles transverses) et une discordance ante Aleg (ante santonienne) séparant deux grands ensembles sédimentaires ("formations").

L'analyse de la carte de l'annexe 3 nous conduit aux mêmes remarques et nous permet de préciser cette esquisse architecturale :

A - LES FAILLES TRANSVERSES

Du point de vue orientation, elles forment deux groupes distincts :

- Les failles de direction N 60 à tracé cartographique rectiligne,
- Les failles de direction NW-SE à tracé cartographique sinueux.

1 - LES FAILLES DE DIRECTION E-W A SE-NW (FT1 - FT2)

Leur tracé cartographique est le plus souvent sinueux, parfois courbe.

Sur la carte, elles ont tantôt valeur de décrochement dextre (Oued el Abiod, Faïd...), tantôt valeur de décrochement sénestre (Oued en Nahkla, Bou Zer Nord). Parfois, elles limitent un même bloc (dj. Tihala) en associant des jeux dextres et sénestres à la même direction de mouvement. Ceci montre que ces fractures ont une histoire complexe, polyphasée.

L'autre originalité de ces failles transverses se situe au niveau de l'âge des séries sédimentaires qu'elles affectent. A cet égard, nous pouvons distinguer deux familles : la première (FT1) recoupe les séries du Jurassique à l'Aptien (elles sont cachetées par le Zebbag); la seconde (FT2) recoupe les séries du Jurassique au Coniacien (elles sont cachetées par l'Aleg).

2 - LES FAILLES DE DIRECTION N 60 FT3

On les rencontre à Sidi Ahmed Kouka et à l'Oued Seguia. Ces deux zones découpent la région étudiée en trois unités morphologiques et structurales bien distinctes : au Nord, le massif du Faïd - Sidi Khalif, au centre celui du Bou-Zer Rebaou et, au Sud, la zone du Rhéouis. Là où elles existent, ces failles affectent toutes les séries du Trias au Tertiaire et recourent toutes les autres structures. Leur jeu ou leur rejeu semble donc, dans ce secteur, relativement récent.

A Sidi Ahmed Kouka, le crochonnement général des couches de la couverture supérieure (formation Aleg à Souar) indique, sans équivoque, un jeu récent en décrochement dextre.

3 - ARCHITECTURE LIÉE AUX FAILLES TRANSVERSES : BLOCS ET COULOIRS FAILLÉS

Quelle que soit leur direction, ces failles transverses FT₁, FT₂ et FT₃ fragmentent l'axe N-S en un grand nombre de blocs de taille très variable.

- Les failles FT₁ limitent des blocs de petite taille qui ne sont appréciables qu'à l'échelle de la localité ou de l'affleurement (blocs de second ordre). C'est pourquoi elles apparaissent peu sur la carte de l'annexe 3.

- Les failles FT₂ et FT₃ déterminent des blocs de tailles plus importantes et découpent cette partie de l'axe N-S en quatre blocs structuraux fondamentaux (blocs de premier ordre), séparés par quatre zones faillées complexes. On distinguera ainsi, du Nord au Sud (fig. 16) :

- . les zones faillées de l'Oued el Abiod, de l'Oued Nahkla, de Sidi Ahmed Kouka et de l'Oued Séguia.
- . les blocs du Sidi Khalif, du Faïd, du Bou Zer et du Rhéouis.

Dans la topographie, les zones faillées constituent des couloirs transverses séparant les principaux massifs. Dans ces couloirs, les formations Aleg et Abiod sont en contact avec diverses formations antérieures.

Dans chacun des blocs de premier ordre définis précédemment, trois unités se superposent et se succèdent d'Est en Ouest sur la carte ; il s'agit (fig. 16) :

- de la bande frontale orientale
- du noyau central
- de l'enveloppe occidentale

B - LA BANDE FRONTALE ORIENTALE

1 - LIMITES

A l'Est, elle est partout limitée par des dépôts quaternaires ou des sables éoliens. A l'Ouest, sa limite correspond, soit à la semelle Triasique, soit à la première formation basale des séries mésozoïques et Cénozoïques constituant la masse principale des djebel. La plupart du temps cette limite est soulignée par la première rupture de pente majeure au flanc oriental des chaînons.

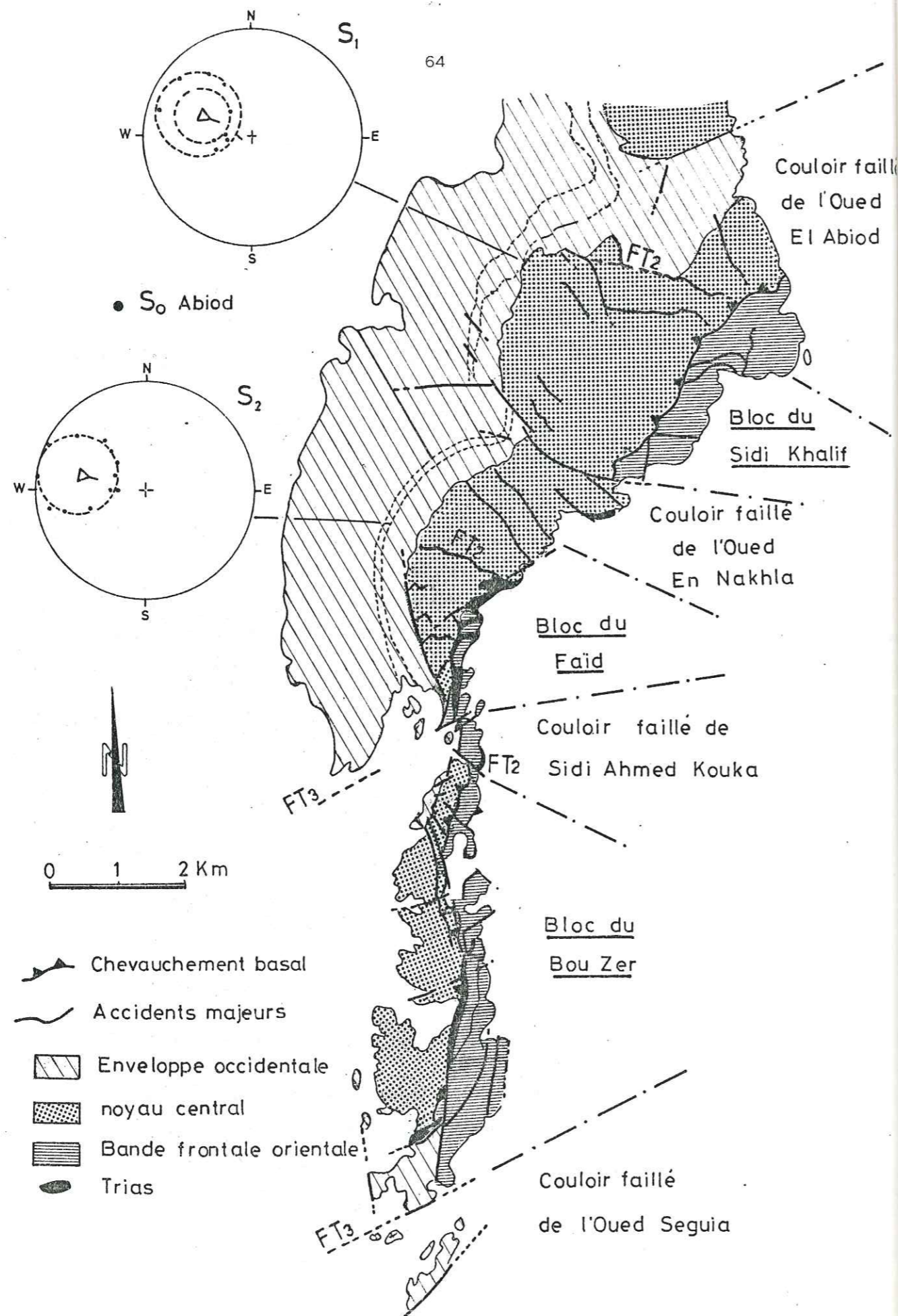


Fig. 16 - Architecture de l'axe N-S : du Nord au Sud, blocs et couloirs faillés - d'Ouest en est, enveloppe occidentale, noyau central et bande orientale

2 - LITHOSTRATIGRAPHIE

Quel que soit le bloc considéré, le Trias est présent à l'affleurement. Les autres formations (du Nara au Souar) sont ainsi réparties :

. Au Sidi Khalif : Nara au Nord, Meloussi et Zebbag au Sud - formations tertiaires en lambeaux,

. Au Faïd : Abiod et peut-être Aleg,

. Au Bou Zer : Meloussi, Zebbag et lambeaux de Nara au Nord - Aleg, Abiod, el Haria et surtout Souar (faciès Djebbs) au Sud.

3 - STRUCTURES CARACTERISTIQUES

On y observe surtout des couloirs de décrochement polyphasés présentant deux directions principales : N 20° (Bou Zer Sud, Faïd Sud, Sidi Khalif Sud) et N 170° (Bou Zer Nord). A l'intérieur des couloirs on observe des amygdales associées aux décrochements (Faïd Sud - Bou Zer Nord), des écailles et des pli-failles (Bou Zer Sud).

C - LE NOYAU CENTRAL

1 - LIMITE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Il est constitué des deux premiers ensembles sédimentaires définis précédemment. La semelle triasique, déjà évoquée, le limite à l'Est. Le toit des formations cénomano-turonniennes (formations Zebbag ou Douleb selon les secteurs) le limite à l'Ouest.

2 - STRUCTURES CARACTERISTIQUES

Il présente, longitudinalement, une architecture de blocs de premier et de second ordre et, transversalement, (d'Est en Ouest), une architecture de pli ouvert avec chevauchement basal. Au coeur de ce pli, la structure se complique : chaque formation repose sur des bancs tronqués de la formation antérieure.

D - L'ENVELOPPE OCCIDENTALE

1 - LIMITES ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Ses limites sont, à l'Ouest, la combe marneuse sénonienne et, à l'Est, les dépôts quaternaires. Elle correspond, par conséquent, aux troisième, quatrième et cinquième ensembles sédimentaires, comprenant toutes les formations depuis l'Aleg jusqu'au Ségui inclus.

Cette enveloppe occidentale n'apparaît vraiment qu'au niveau des deux blocs septentrionaux (Sidi Khalif et Faïd). Au Bou Zer, seuls quelques petits affleurements d'Aleg et d'Abiod témoignent de son existence sous les sables quaternaires.

2 - STRUCTURE CARACTERISTIQUE

Les failles transverses n'existent pas, les blocs non plus. Les formations sédimentaires, déformées en mégaplis coniques (cf. diagramme fig. 16), enveloppent et moulent blocs et couloirs faillés sous-jacents, rappelant l'architecture du noyau central.

L'enveloppe occidentale illustre parfaitement le rôle inducteur des paléostructures.

E - CONCLUSIONS SUR L'ARCHITECTURE DE L'AXE N-S

Le caractère architectural essentiel de cette partie de l'axe N-S est une succession longitudinale de blocs (fig. 17a). Les failles transverses FT3 (N60), FT2 et FT1 (E-W à N130) sont responsables de cette architecture. Compte tenu des terrains qu'elles recoupent, les failles FT1 et FT2 sont respectivement antevraconiennes et antesénoniennes*. Elles limitent par conséquent des paléoblocs. Les failles FT3, concentrées en couloirs faillés, apparaissent plus récentes. Cependant, comme les précédentes, elles limitent des blocs de premier ordre. Elles pourraient par conséquent correspondre à un rejeu de failles anciennes.

* c.à.d. ante Zebbag et ante Aleg

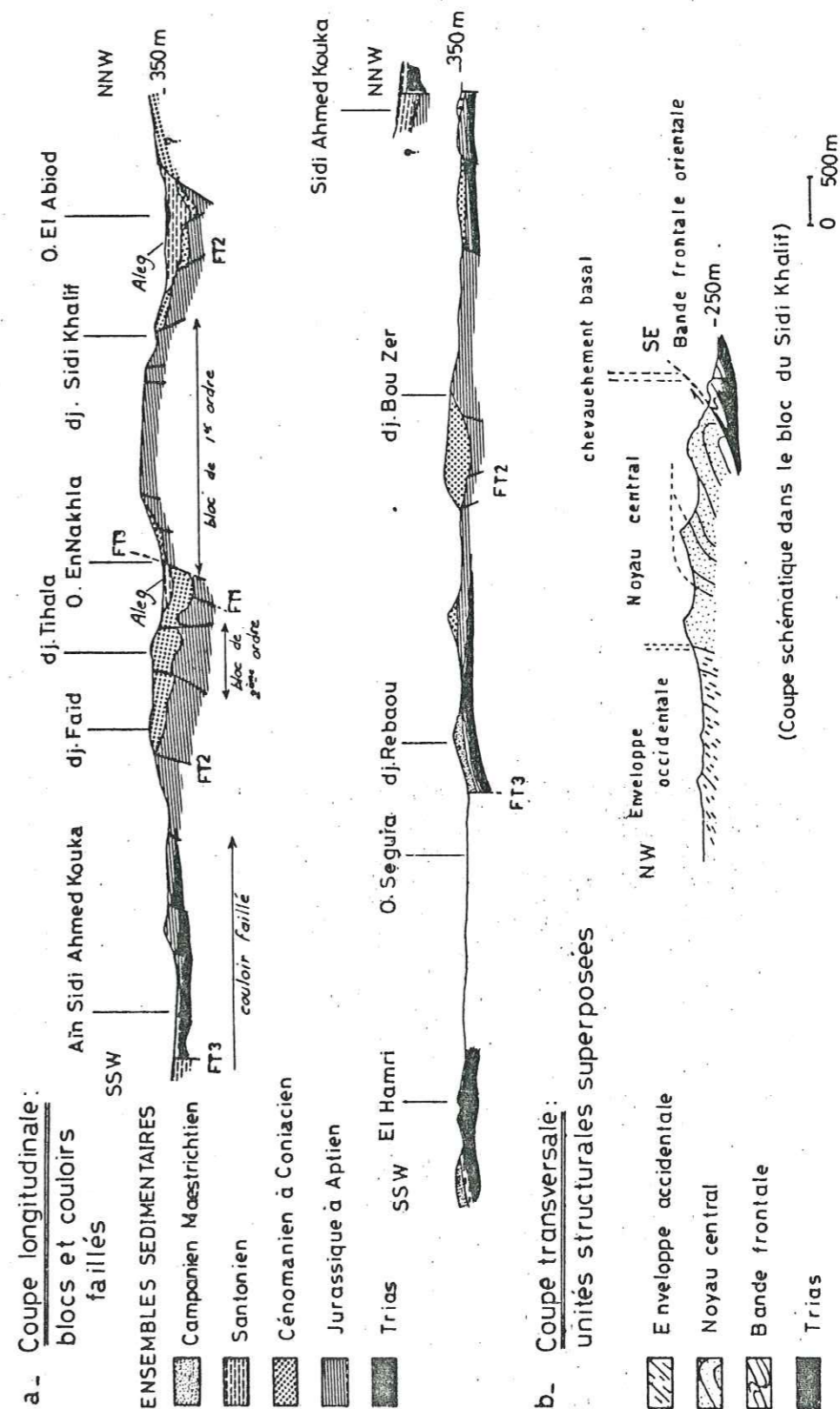


Fig. 17 - Structures longitudinales et transversales de l'axe N-S

Le moulage des blocs par les mégaplis coniques de l'enveloppe occidentale montre à quel point les paléostructures ont induit les structures compressives ultérieures.

Bande frontale et noyau central renferment le deuxième caractère architectural de l'axe N-S : pli et chevauchement basal (fig. 17b).

C H A P I T R E IX

ARCHITECTURE DU RHEOUI

Au Rhéouis, l'architecture change : des petits chaînons de directions variées, s'ordonnent autour des deux noyaux triasiques d'el Hamri et d'el Khechaïch (Annexe 3). L'ensemble est recoupé par des failles N-S et SW-NE.

A - LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES D'EL HAMRI ET D'EL KHECHAICH

De forme triangulaire, ils couvrent des surfaces respectives de 1 et 15 km².

A el Hamri, l'allure générale est celle d'un dôme avec pendages de 40° environ aux bordures. A l'Est cependant, une zone de failles N 170 verticalise et crochonne (crochons senestres) la foliation des gypses (fig. 18 b). Au coeur du dôme le plissement est intense. Les axes, courbes et multidirectionnels, trahissent des plis par écoulement (écoulement non laminaire), donnant une cartographie très originale (fig. 18).

A el Khechaïch, le schéma d'ensemble est identique : dôme à coeur intensément plissé s'envoyant sous une couverture à pendage voisin de 30 à 40°. Toutefois, sa bordure méridionale est rebroussée à la verticale et au N-W la foliation, également verticale, s'ordonne en N 45° à l'intérieur de couloirs de décrochements senestres.

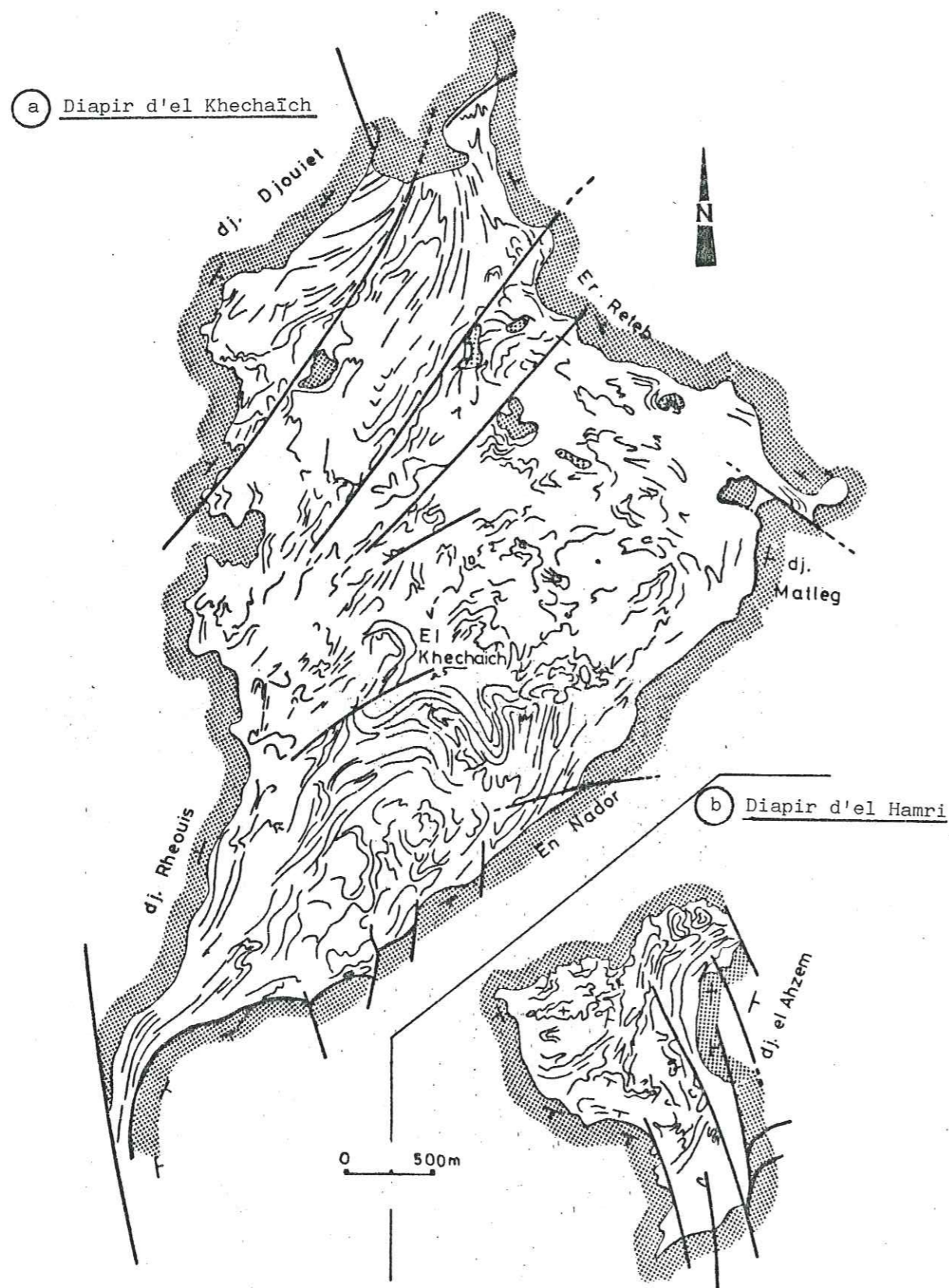


Fig. 18 - Les diapirs du Rhéouis
Aspect cartographique des plis affectant les séries du Trias
(d'après photos aériennes)

B - LES CHAINONS DE BORDURE

1 - LITHOSTRATIGRAPHIE (FIG. 19)

Toutes les formations secondaires et tertiaires sont présentes autour des diapirs. Cependant, on constate que :

. à en Nador, la couverture débute au Jurassique. La direction structurale est N 45.

. à er Reteb et au N-W d'el Hamri, elle débute à l'Aptien ou au Cénomaniens : la direction structurale est NW-SE.

. Aux dj. Rhéouis, el Ahzem et au Kef el Rhorab, elle débute au Campanien. Les directions structurales sont globalement N-S.

Il semblerait donc que l'histoire des deux diapirs soit liée aux trois directions N 45, N 120 et N 170 qui se seraient exprimées dans cet ordre.

2 - STRUCTURES CARACTERISTIQUES

Il nous faut encore distinguer trois ensembles : les chaînons à structure monoclinale, les chaînons plissés et le dj. Ksaïra (fig. 20).

a) Les chaînons à structure monoclinale

Ils bordent le diapir d'el Kechaïch au dj. Rhéouis et à er Reteb, et celui d'el Hamri au Sud et à l'Ouest. Partout, directions et pendages des couches mésozoïques et cénozoïques paraissent intimement guidés par les flancs des diapirs. L'halocinèse peut suffire à expliquer une telle structure.

b) Les chaînons plissés

Ils se répartissent en deux zones :

- au dj. el Ahzem, ce sont des plis en échelons orientés N 45 associés à un décrochement N 170 senestre. Un rejeu dextre du N 170, asso-

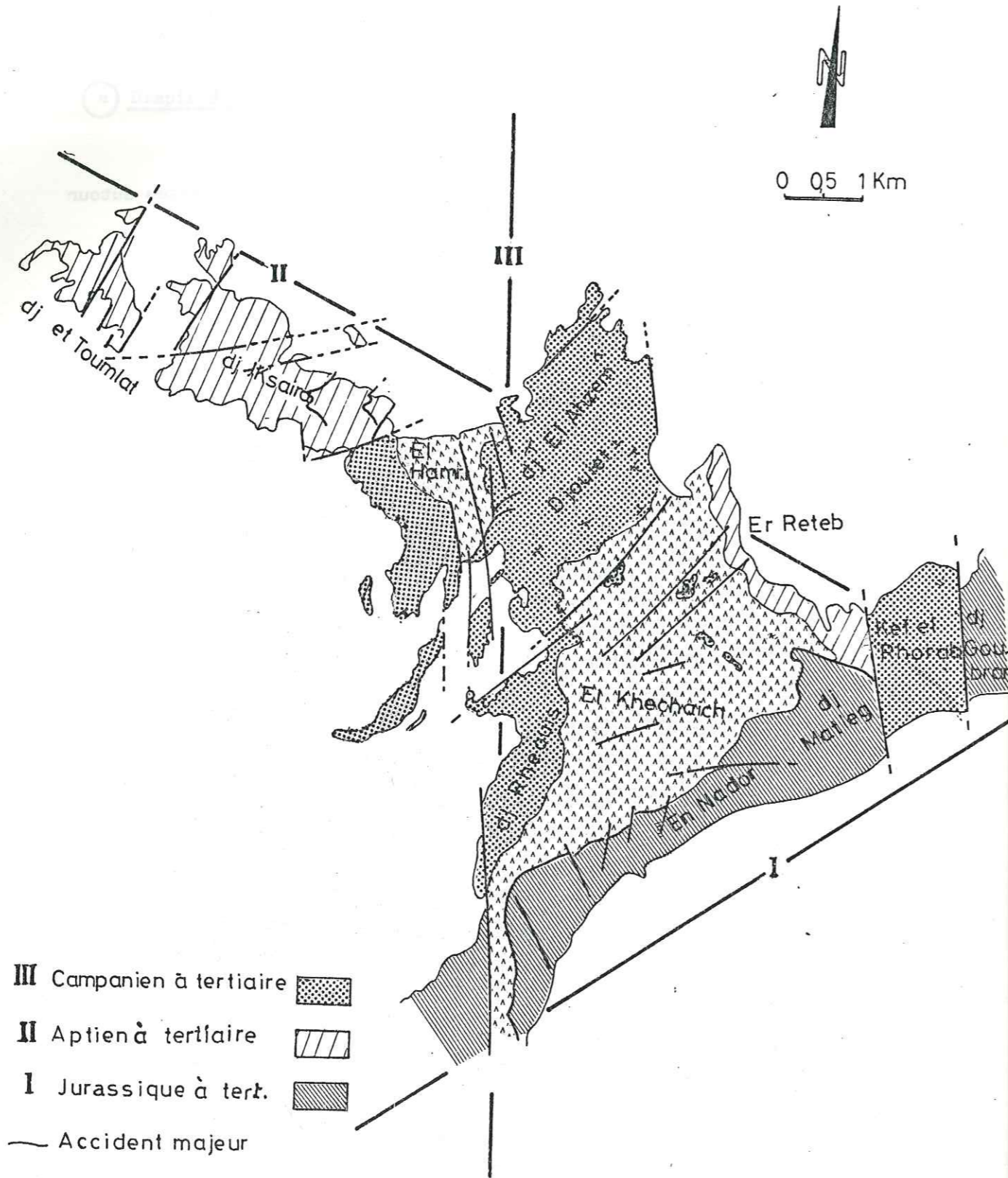


Fig. 19 - Répartition géographique des séries mésozoïques et cénozoïques autour des diapirs du Rhéous

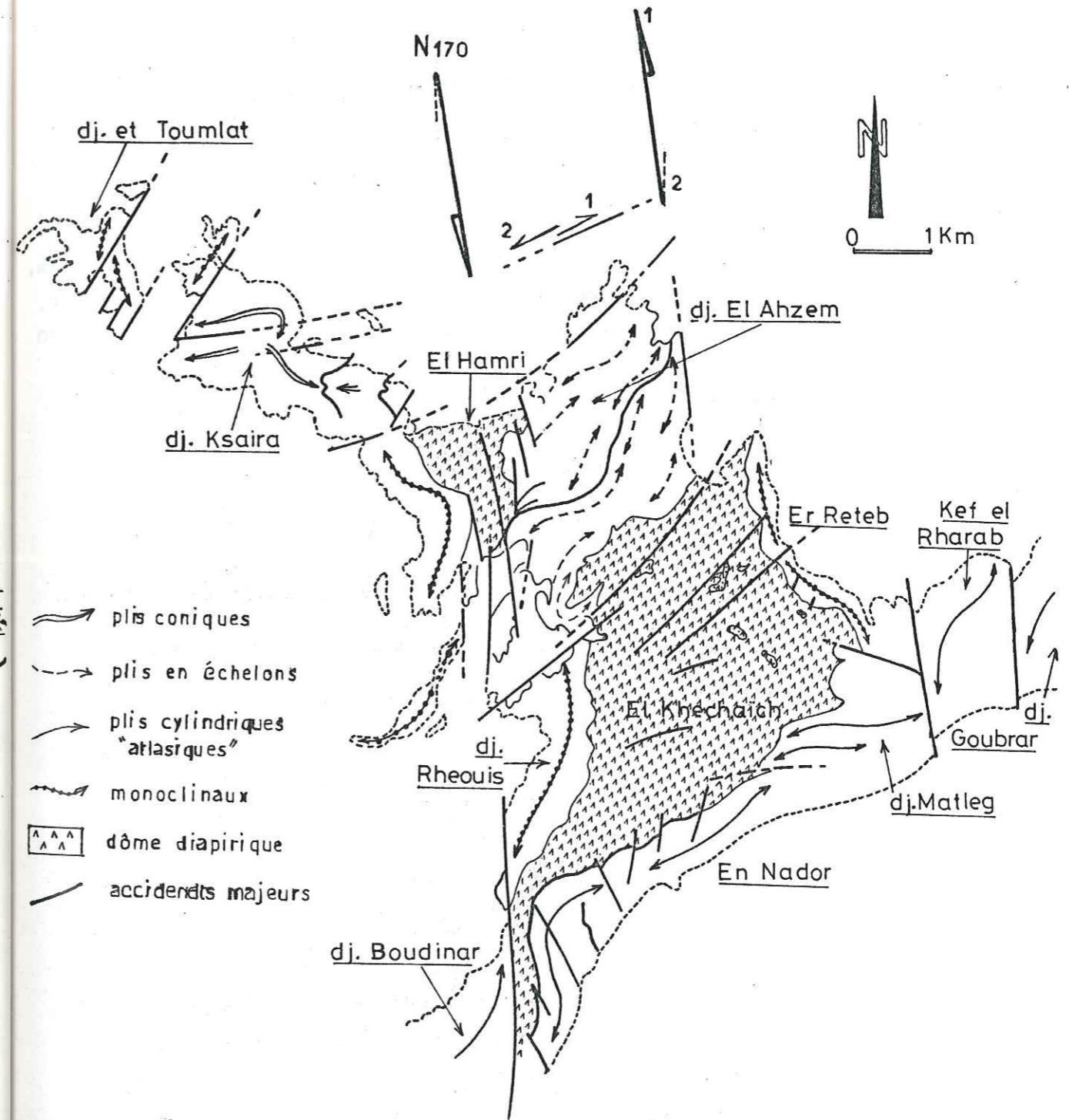


Fig. 20 - Structure des chaînons de la bordure du Rhéous

cié à un cisaillement senestre N 45, les déforme à l'intérieur d'une mégalentille. Ces structures, très locales, sont relativement indépendantes du Trias sous-jacent (dysharmonie).

- à en Nador et au dj. Matleg, il s'agit d'un pli cylindrique de direction atlasique (N 45), prolongé vers le Sud et vers le Nord par les chaînons du Boudinar et du Goubrar.

c) Le djebel Ksaïra

Légèrement isolé de l'axe N-S et des diapirs de la zone du Rhéouis, il présente, lui aussi, une succession de blocs de premier et de second ordre, limités par des failles dont les directions varient, d'Ouest en Est, de N 20 à N 60. Au coeur du bloc central du djebel, une paléofaille N 80 reprise en compression met en contact les formations Zebbag et Abiod.

C - LES FAILLES CARTOGRAPHIQUES

Sur la carte, deux grandes familles de failles apparaissent nettement.

Les failles obliques (N 45) séparent le Rhéouis du dj. Bou Zer et du dj. Ksaïra.

Le réseau de failles N 170 limite le dj. Khechaïch à l'Ouest. Un jeu décrochant senestre de cette direction est souligné par le mégacrochon de l'extrémité Sud du Rhéouis.

D - CONCLUSIONS SUR L'ARCHITECTURE DU RHEOUIS

Comme au dj. Bou Zer, nous retrouvons au Rhéouis trois directions majeures : SW-NE, NW-SE, N-S. Cependant, elles correspondent ici, à trois mégastuctures régionales qui interfèrent, en donnant un noeud tectonique (fig. 21) dont le centre est occupé par un diapir.

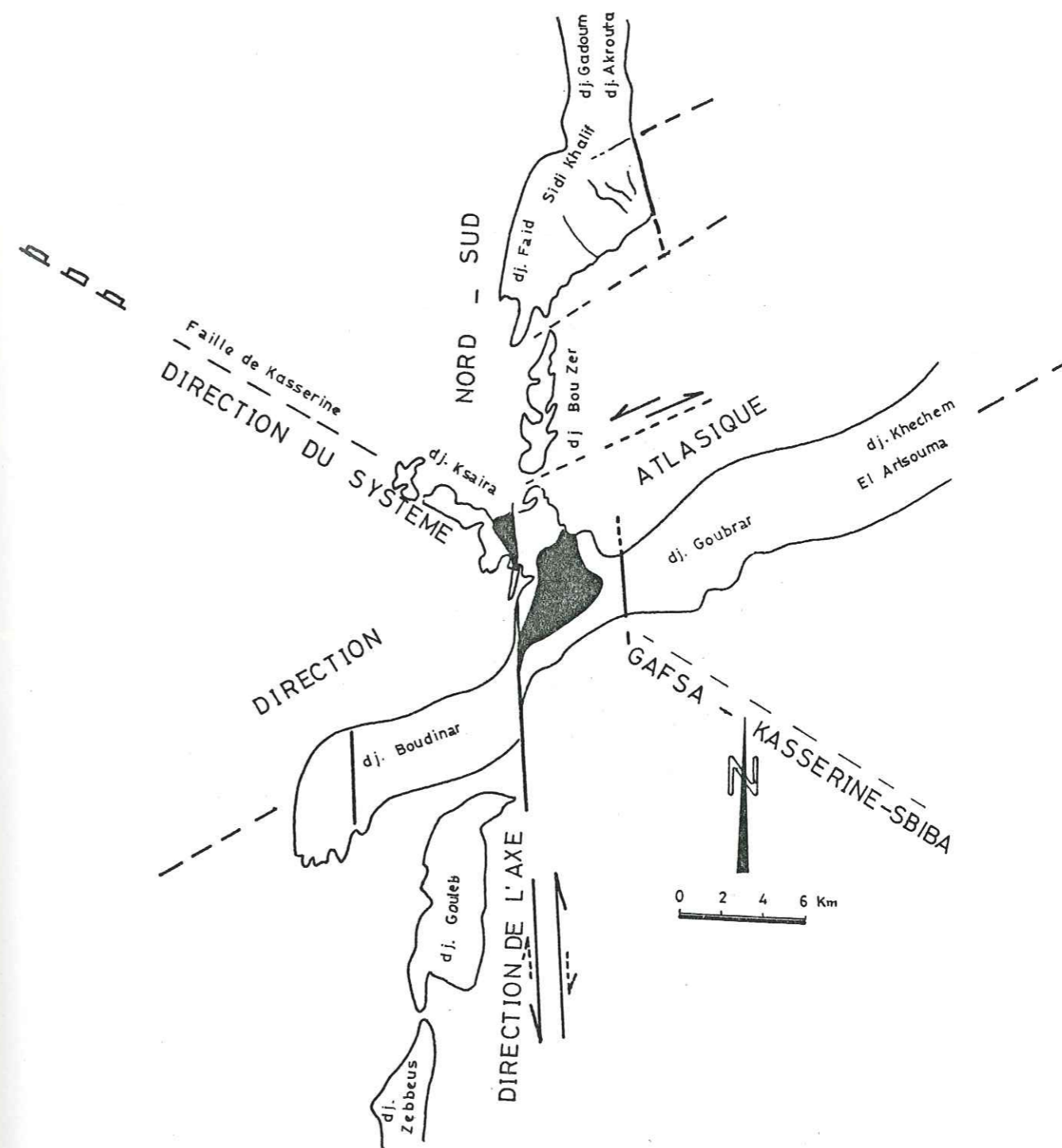


Fig. 21 - Le noeud tectonique à coeur diapirique du Rhéouis

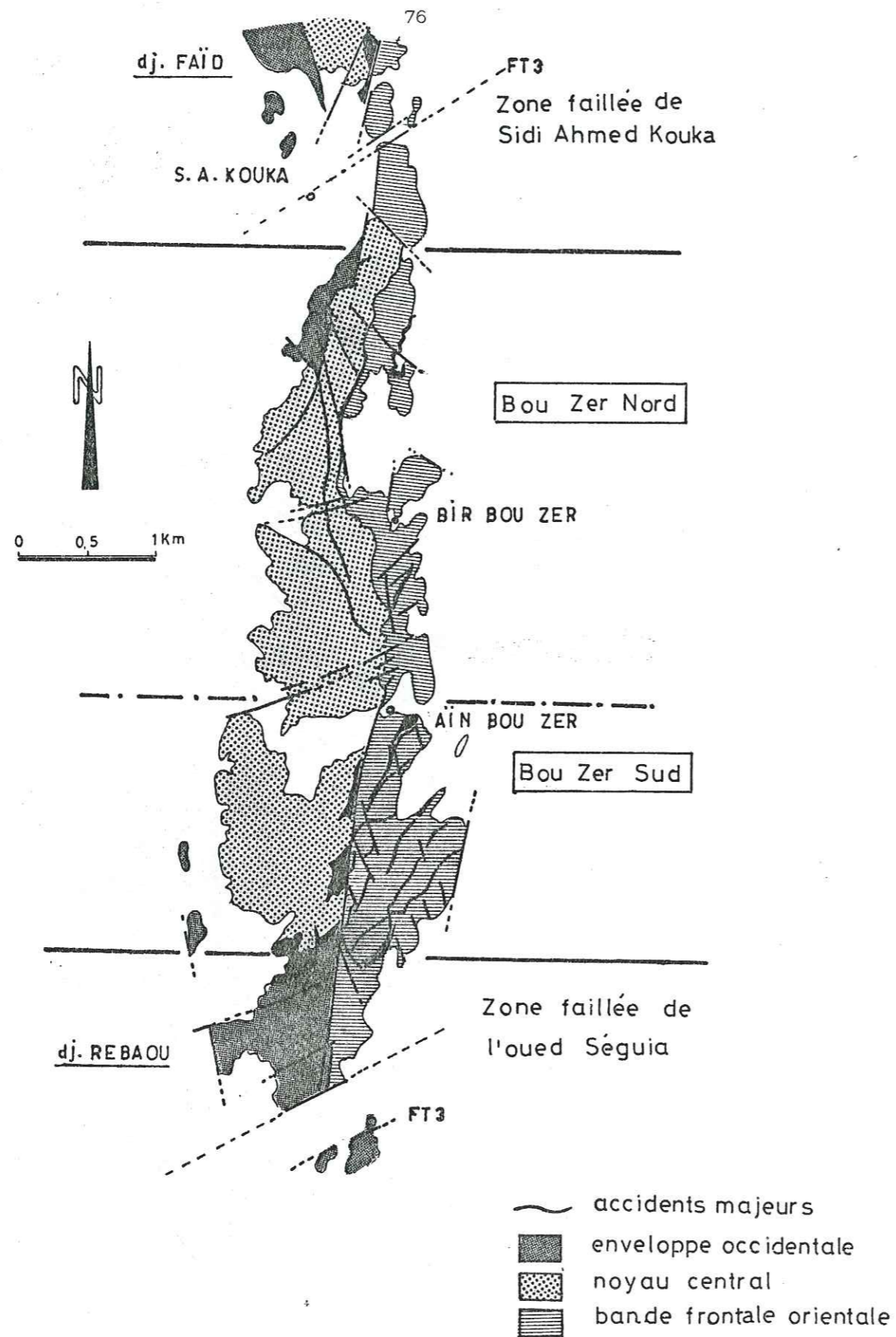


Fig. 22 - Le djebel Bou Zer :
les grandes unités architecturales

TROISIEME PARTIE

ETUDE STRUCTURALE DU DJEBEL BOU ZER

Selon le schéma architectural présenté dans le chapitre précédent, le dj. Bou Zer constitue un bloc de premier ordre, limité par les zones faillées de Sidi Ahmed Kouka au Nord et de l'oued Séguia au Sud.

Le dispositif à trois unités superposées est cependant moins bien exprimé qu'au Faïd - Sidi Khalif. L'unité frontale n'est bien développée qu'au Sud et l'enveloppe occidentale est réduite à quelques petits affleurements d'Aleg au Nord du chaînon et d'Abiod au Sud (fig. 22).

Le dj. Bou Zer présente des dispositifs structuraux qui nous paraissent fondamentaux et en partie responsables du style structural général de cette partie de l'axe N-S. Nous examinerons successivement :

- le dj. Bou Zer Nord
- le dj. Bou Zer Sud
- les zones faillées de Sidi Ahmed Kouka et de l'oued Seguia (fig.22)

Chaque fois que cela sera possible, nous comparerons ces dispositifs à ceux qui nous semblent équivalents dans les autres blocs.

C H A P I T R E X

LE DJEBEL BOU ZER NORD

L'ancienne piste de Sfax - Sbétla limite cette unité vers le Nord. Le col qui domine Aïn Bou Zer la limite vers le Sud (fig. 23).

Le noyau central est largement exprimé. La bande frontale orientale est relativement réduite car elle est masquée par les dépôts de piémont. L'enveloppe occidentale, représentée uniquement par les marnes de l'Aleg, n'affleure que dans la partie septentrionale.

Nous commencerons par donner une coupe générale transverse, au niveau du point coté 473, avant de décrire et de discuter les structures particulières affectant le noyau central dans ce secteur (point coté 359). Nous examinerons ensuite les variations latérales de cette coupe, vers le Nord, puis vers le Sud.

A - COUPE GENERALE TRANSVERSE (FIG. 23 ET 24)

Cette coupe (fig. 24) montre clairement, de l'Ouest vers l'Est, les structures suivantes :

- . un mégapli s'ouvrant à l'Est et constituant la structure du noyau central ;
- . un chevauchement basal souligné par le Trias ;
- . un ensemble de plis et d'écailles recoupés par des failles verticales de direction N 170 et N 20. Ces structures représentent la bande frontale orientale, chevauchée par le noyau central.

Nous nous proposons de reprendre dans le même ordre l'analyse de détail de toutes ces structures :

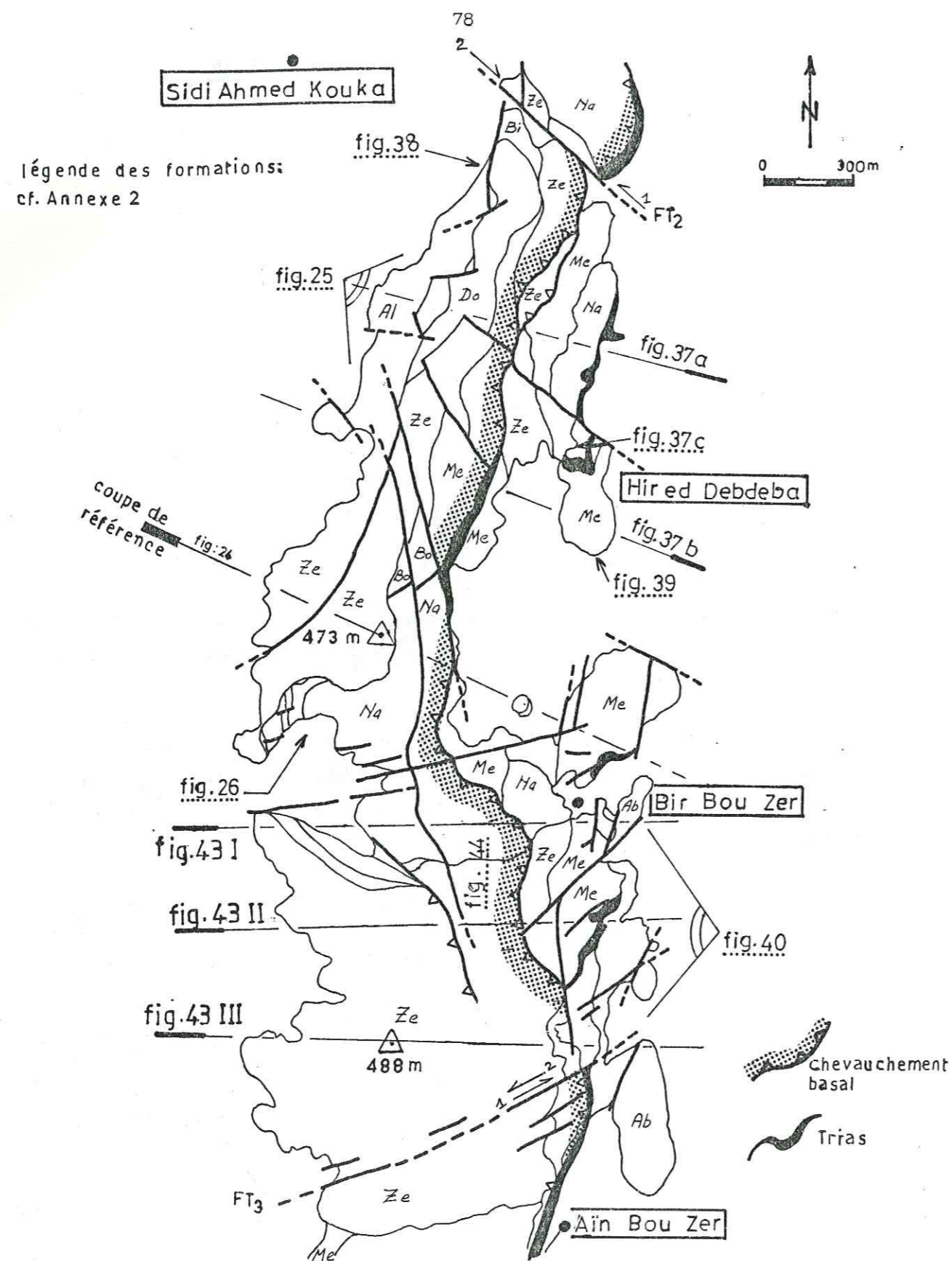
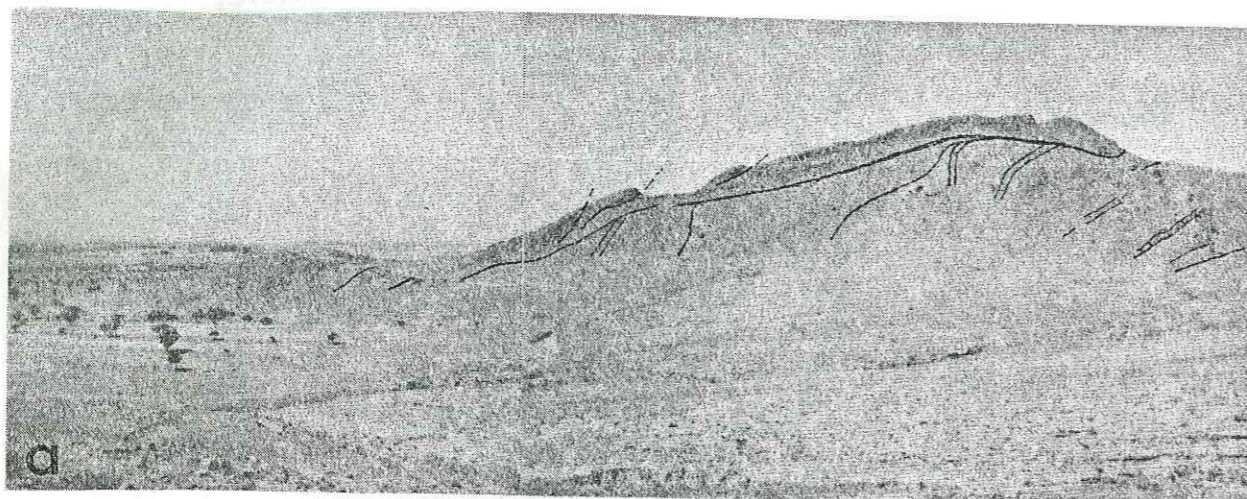
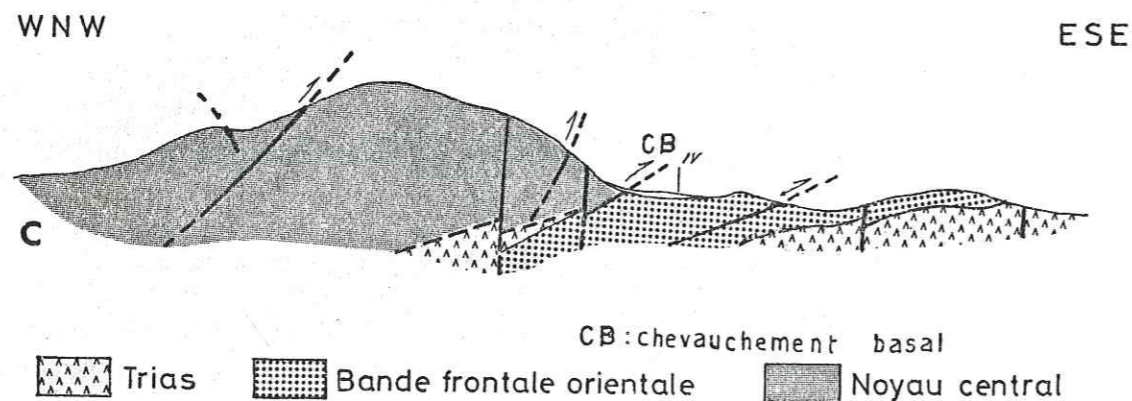
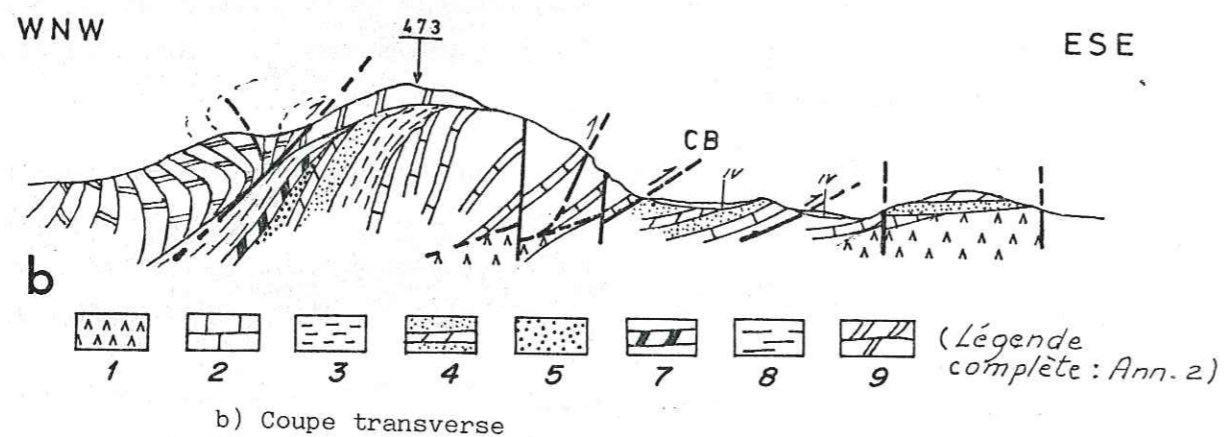


Fig. 23 - Schéma de localisation des figures du Chapitre X (contours de la carte géologique au 1/20 000 jointe en Annexe)



a) Panorama du noyau central dans la demi-cluse de Bir Bou Zer



c) les deux unités structurales de la coupe

Fig. 24 - Structure transverse du Bou Zer Nord (coupe de référence)

1 - LE MEGAPLI DU NOYAU CENTRAL

D'un point de vue géométrique, nous distinguerons dans ce pli deux ensembles :

- la partie externe, constituée par la formation Zebbag.
- le coeur, constitué par les formations sous-jacentes (Nara à dolomie du Bou Zer).

a) Géométrie de la partie externe du pli

L'allure générale du pli est donnée par les bancs dolomitiques de la formation Zebbag : le flanc oriental est très court, voire inexistant ; le flanc occidental est parfois bien développé et peu penté vers l'Ouest (fig. 24), parfois très court et très redressé (fig. 25). Ce flanc occidental présente donc des variations longitudinales, allant du flanc normal au flanc inverse cisailé, donnant fréquemment une figure "en cou de serpent" (fig. 25-II). Il est affecté par une faille subdirectionnelle à pendage tantôt Ouest, tantôt Est.

Les crochons observés à son contact, indiquent qu'il s'agit d'une faille inverse, localement rétrodéversée (fig. 25-III).

Les rétrodéversements sont très localisés. Ils ne peuvent correspondre à l'évolution d'un pli isopaque à déformation de flanc. Ils résultent d'une reprise en compression postérieure à un premier plissement.

Les structures post-plissement, un décrochement dextre N 80 et un pli conique d'axe N 100, nous amènent à distinguer deux phases compressives et leurs effets :

- une compression NW-SE avec faille inverse chevauchante, décrochement dextre N 80 et rétroversements ;
- une compression N-S avec accentuation des rétroversements et voilage du flanc occidental en enveloppe conique.

Un rétroversement semblable affecte le flanc Ouest du pli du noyau

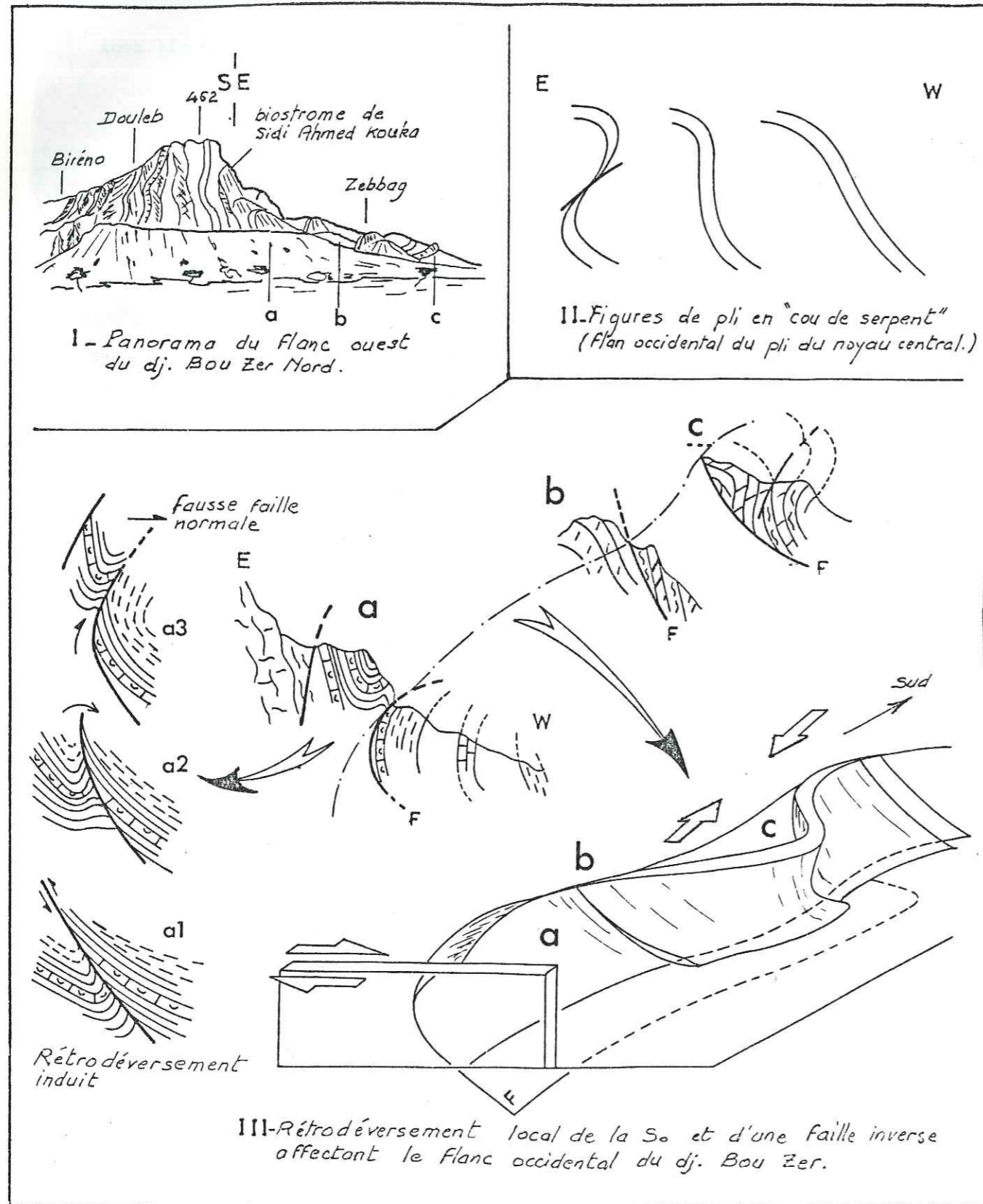


Fig. 25 - Structures de la partie externe du pli du noyau central
(flanc occidental du djebel Bou Zer Nord)

central au Faïd, à la limite Zebbag - Aleg, sur une longueur voisine de 1 km. Un jeu sénestre des décrochements N 50 de la zone faillée de Sidi Ahmed Kouka nous semble, dans ce cas, associée au phénomène. Il est probablement accentué par une compression subméridienne ultérieure, déformant l'enveloppe occidentale du Faïd et du Sidi Khalif en mégaplis coniques (cf. diagrammes de la figure 16).

b) Géométrie des structures au coeur du pli (photo fig. 24 a et b)

La succession stratigraphique est complète du Trias à l'Aptien. Mais, dans cette succession, la base de chaque formation repose sur les bancs tronqués de la formation sous-jacente. L'ensemble est enveloppé par les dolomies du Zebbag (cf. fig. 24 a et b).

2 - LE CHEVAUCHEMENT BASAL DE LA BANDE FRONTALE

Le chevauchement basal se suit, cartographiquement, par une lame de Trias orientée globalement N-S. Cette direction est celle du pli du noyau central qui lui est associé.

Ce chevauchement met en contact des unités lithologiques et structurales très différentes :

- une unité supérieure, correspondant au noyau central, avec la succession lithologique et les structures que nous venons de décrire ;
- une unité inférieure, la bande frontale, dans laquelle les deux seules formations existantes, Nara et Meloussi, reposent indifféremment l'une ou l'autre, sur le Trias. En certains points, le contact Meloussi - Nara est indéniablement sédimentaire. Ceci nous conduit à envisager là, une lacune de la formation Sidi Khalif. Par contre, le contact Meloussi - Trias ou Nara - Trias n'est pas interprétable dans ce secteur.

Des accidents verticaux découpent cette unité en blocs : la direction N 170, postérieure au chevauchement qu'elle recoupe, présente cartographiquement un mouvement en décrochement sénestre. Le mouvement, suivant la direction N 20, ne peut être précisé, faute de marqueurs. Ces deux directions sont elles-mêmes recoupées par un jeu décrochant dextre de direction

sensiblement E-W (N 70 à N 80) (cf. carte de la fig. 23). A l'intérieur des blocs issus de ce découpage, les formations Nara et Meloussi dessinent des plis de très faible amplitude, évoluant souvent en écailles.

Enfin, de petits affleurements triasiques, au pied des buttes de Nara et de Meloussi, montrent que le sel est partout sous-jacent.

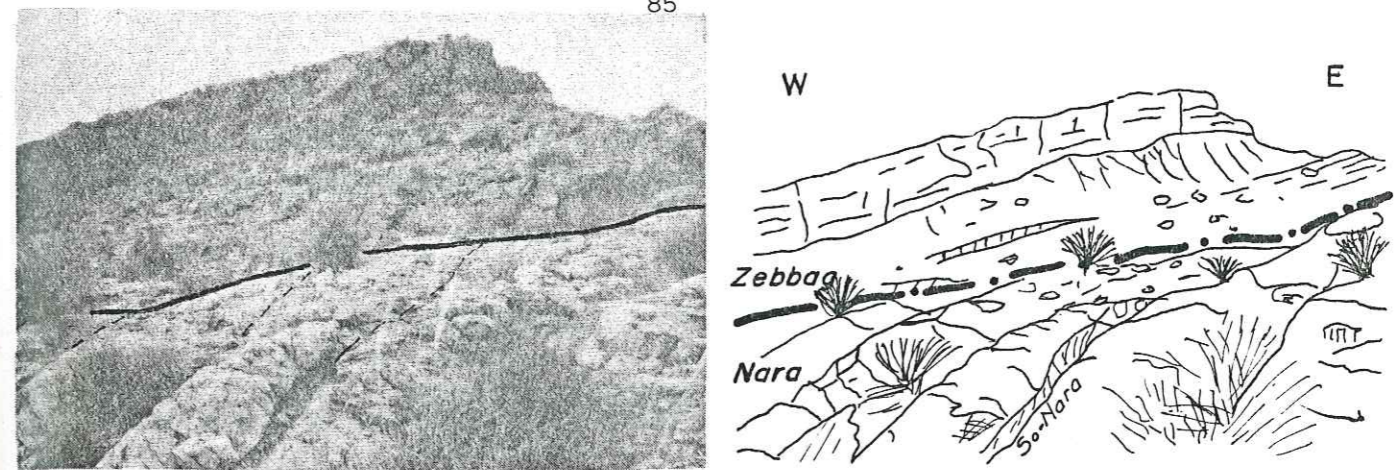
3 - LES PALEOFAILLES ANTE VRACONIENNES A LA LATITUDE DE BIR BOU ZER : BLOCS BASCULES ET DIAPIRISME (FIG. 26)

Les structures que nous allons décrire sont situées sur le flanc Ouest du djebel, à la latitude de Bir Bou Zer. La coupe permettant l'observation du noyau central a été décrite dans le paragraphe précédent ; elle a été levée à la faveur d'une demi-cluse. Les structures faillées transverses du noyau, qu'elles ne peuvent apparaître sur la coupe, sont visibles sur la carte de la fig. 26. Cette carte précise, en outre, la nature des contacts soulignés par les troncatures décrites précédemment.

a) les failles E-W affectant les séries antévraconiennes *

Elles apparaissent clairement dans la partie Sud de la carte et décalent, cartographiquement, les formations du Crétacé inférieur tantôt en décrochement dextre, tantôt en décrochement senestre. Leur direction varie de N 65 à N 80. Elles recoupent différents niveaux du Crétacé inférieur mais n'affectent jamais les formations post aptiennes. Elles se rapportent donc, aux failles FT1 définies précédemment. Les marnes de Fadhène ou les dolomies de la formation Zebbag, les cachètent. Les marnes vraconiennes reposent, selon le compartiment, sur la formation Meloussi ou sur la dolomie du Bou Zer. Dans ce dernier cas, la succession lithostratigraphique est complète, du Trias au Cénomaniens. Le contact des marnes vraconiennes de la formation Fadhène avec les différents termes du Crétacé inférieur est donc sédimentaire. Ce Crétacé inférieur était antérieurement faillé, il y a, par conséquent, discordance. La faible valeur angulaire de la discordance apparaissant au contact résulte soit d'une fermeture due aux phases compressives ultérieures, soit d'une faible valeur angulaire originelle, soit de ces deux faits conjugués.

* ante Fadhène - Zebbag



(b) Contact Zebbag-Nara - croquis descriptif

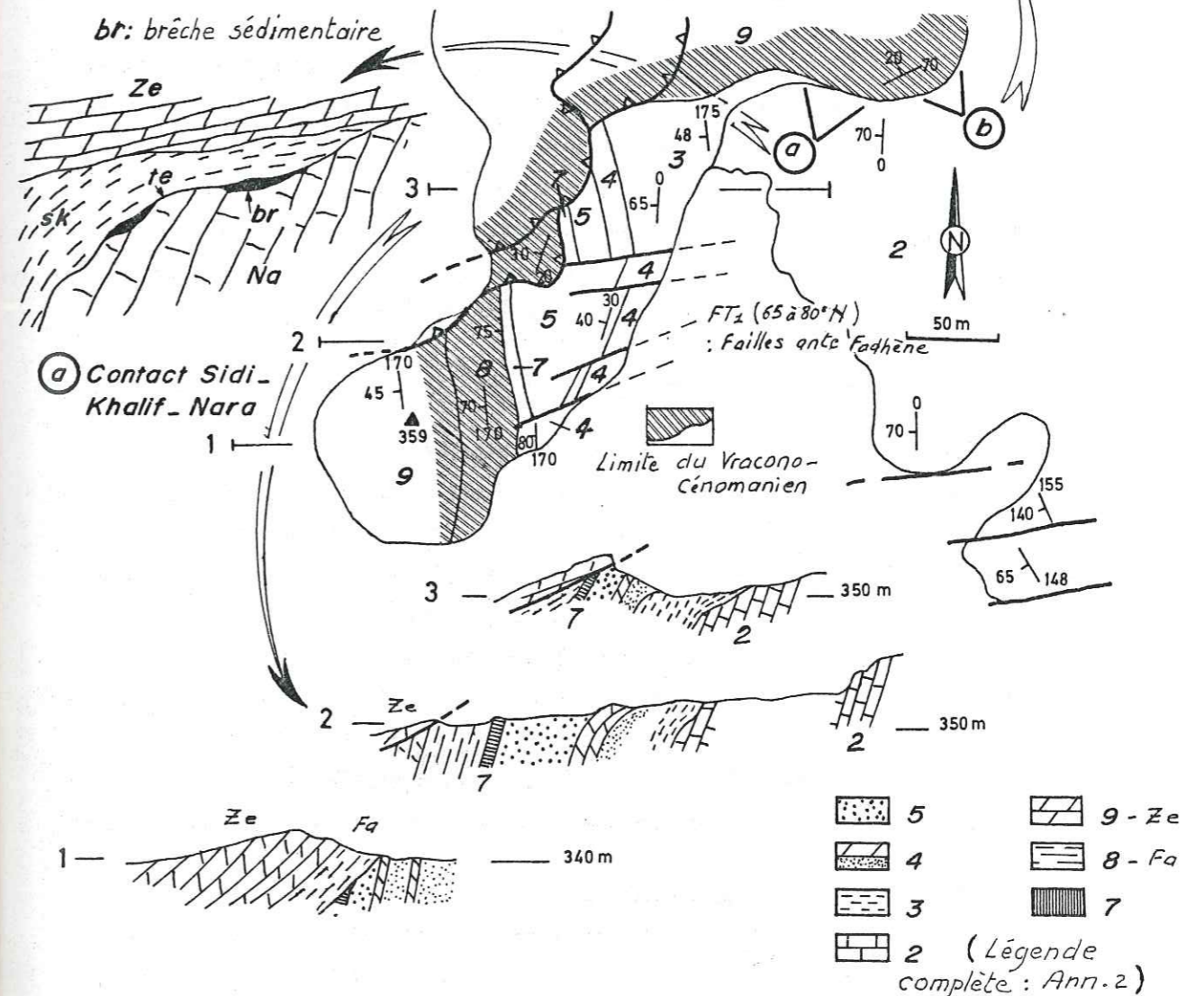


Fig. 26 - Structures du noyau central dans le secteur de Bir Bou Zer : paléofailles antévraconiennes et biseaux sédimentaires

Avant de proposer une interprétation et une signification géodynamique pour ces failles, nous devons préciser la nature des troncutures précédemment évoquées.

b) *les contacts associés à des troncutures de bancs*

Ces troncutures s'observent relativement bien au niveau de la charnière du méga pli du noyau central, au contact Sidi Khalif - Nara d'une part, et Zebbag - Nara d'autre part.

- Contact Sidi Khalif-Nara (fig. 26 a)

Il est souligné par une brèche ferrugineuse à éléments de Nara. Son tracé est sinueux. Il pend légèrement vers le Nord. Nous n'avons décelé aucune trace de mouvement. La troncuture des bancs de dolomie sous-jacents apparaît alors comme une véritable *troncuture d'érosion* (*te*). Vers l'Ouest, ce contact se raccorde progressivement au toit des derniers bancs de la formation Nara. Ce sont, cette fois, les bancs calcaires de la formation Sidi Khalif qui sont biseautés (figure en "on lap" des géologues pétroliers).

- Contact Zebbag - Nara (fig. 26 b)

L'observation est ici plus difficile à réaliser en raison de nombreux éboulis de pente. Cependant, la surface qui tronque les bancs de Nara ne montre aucun indice de déplacement. Par contre, elle présente, comme précédemment (contact Sidi Khalif - Nara), des caractères de surface d'érosion (surface lisse, ondulée). De ce fait, le contact du Zebbag sur le Nara est sédimentaire et nous excluons tout déplacement de la première formation sur la seconde. D'ailleurs, le faciès du Zebbag, ici, est le même (termes 4 et 5 de la coupe du Sidi Khalif, fig. 7), que celui observé en contre-bas sur la butte 359 (fig. 26), où la succession stratigraphique, complète, est caractérisée, comme nous l'avons vu, par une discordance des marnes du Fadhène sur la dolomie du Sidi Khalif.

Les petits chevauchements qui affectent la formation Zebbag sur le flanc Ouest du pli (carte de la figure 26), apparaissent alors comme des écailles, probablement liées à la faille chevauchante, localement rétro-déversée, que nous avons décrite au niveau de la coupe transverse.

Il en résulte que la formation Zebbag s'est déposée en discordance sur un ensemble sédimentaire redressé et particulièrement érodé (fig. 27):

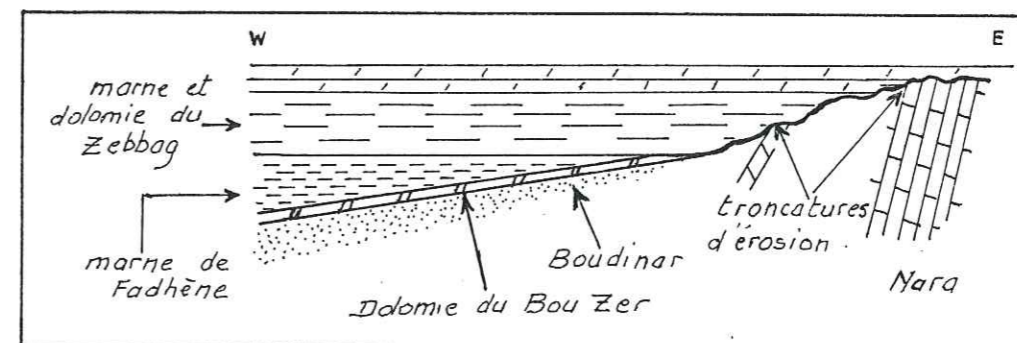


Fig. 27 - Schéma de la discordance de la formation Zebbag.

L'association de ces biseaux, discordances, troncutures d'érosion et failles transverses du type FT1 dans un même ensemble sédimentaire, nous conduit à présenter un modèle de structuration antévraconienne.

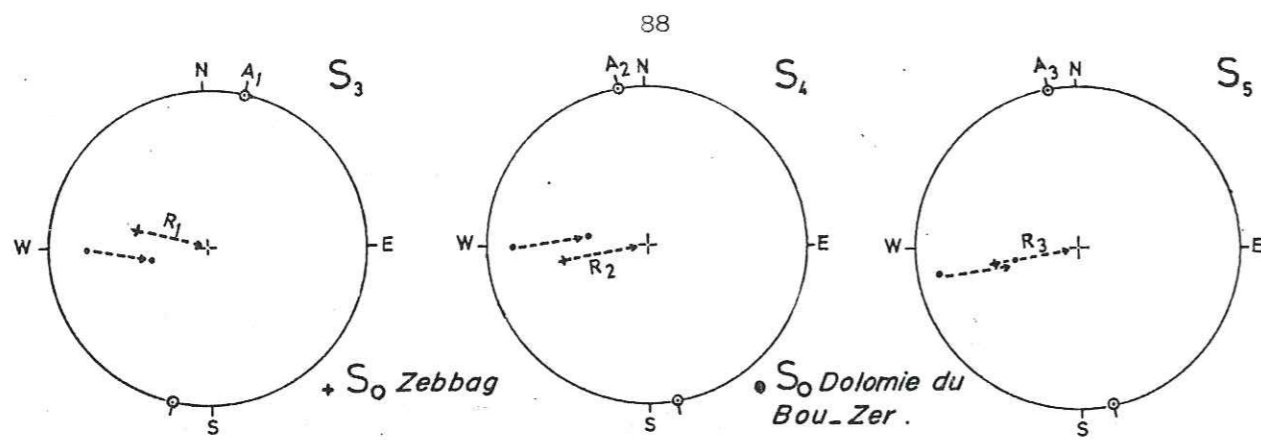
4 - MODELE DE STRUCTURATION ANTEVRACONIENNE

a) *Blocs basculés ante Fadhène - Zebbag*

Si, à partir des coupes 1, 2 et 3 de la figure 28, nous restituons par rotation*, l'attitude du toit de la dolomie du Bou Zer au moment du dépôt de la formation Fadhène - Zebbag, nous constatons que cette dolomie a toujours un pendage Ouest, de valeur croissante du Nord vers le Sud (fig. 28). Ceci peut s'expliquer par un basculement, vers l'Ouest, de chaque bloc limité par les failles transverses FT1. Cela revient à une rotation autour d'un axe grossièrement orthogonal à ces FT1. L'angle de rotation, variable, détermine au niveau des plans de faille un jeu en ciseaux (fig. 29). Ainsi peut s'expliquer :

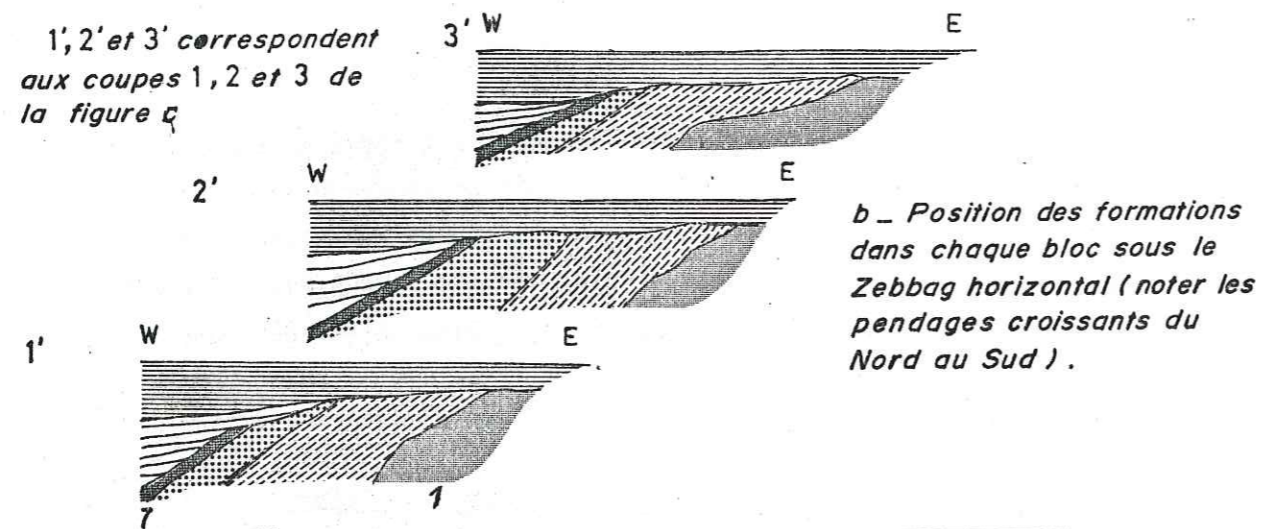
. Le rejeu décrochant dextre observé à Bir Bou Zer (fig. 26 et 28) ;

*Rotation autour de l'horizontale de la So du Zebbag. Le polyphasage donnant naissance à des plis coniques ne nous permet pas d'effectuer les rotations autour de l'axe des plis.

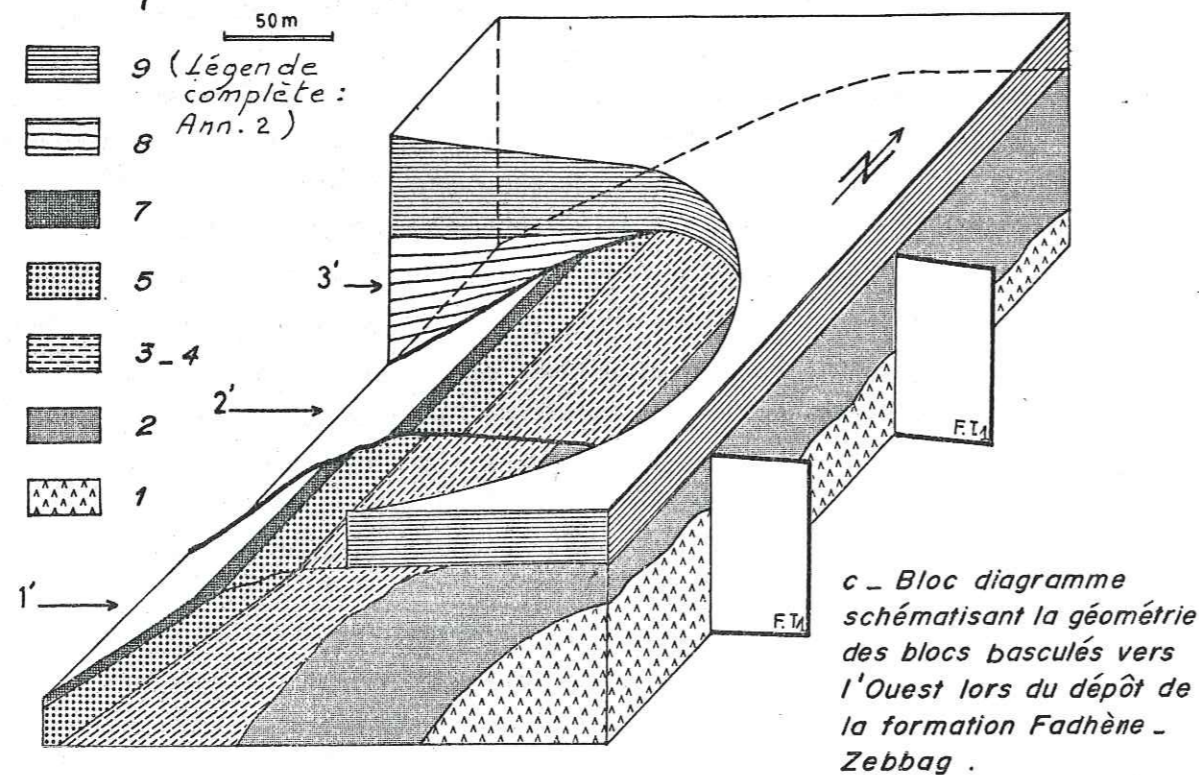


a - Restitution du Zebbog à l'horizontale par rotation.

1', 2' et 3' correspondent aux coupes 1, 2 et 3 de la figure 2



b - Position des formations dans chaque bloc sous le Zebbog horizontal (noter les pendages croissants du Nord au Sud).



c - Bloc diagramme schématisant la géométrie des blocs basculés vers l'Ouest lors du dépôt de la formation Fadhène - Zebbog.

Fig. 28 - Disposition des couches lors du dépôt de la formation Fadhène - Zebbog (exemple pris à Bir Bou Zer)

. La troncature d'érosion de la partie orientale, soulevée, des blocs basculés ;

. Les biseaux transgressifs des formations Fadhène-Zebbog.

Ces deux derniers dispositifs sont remarquablement semblables au "top lap" et "on lap" des géologues pétroliers anglo-saxons.

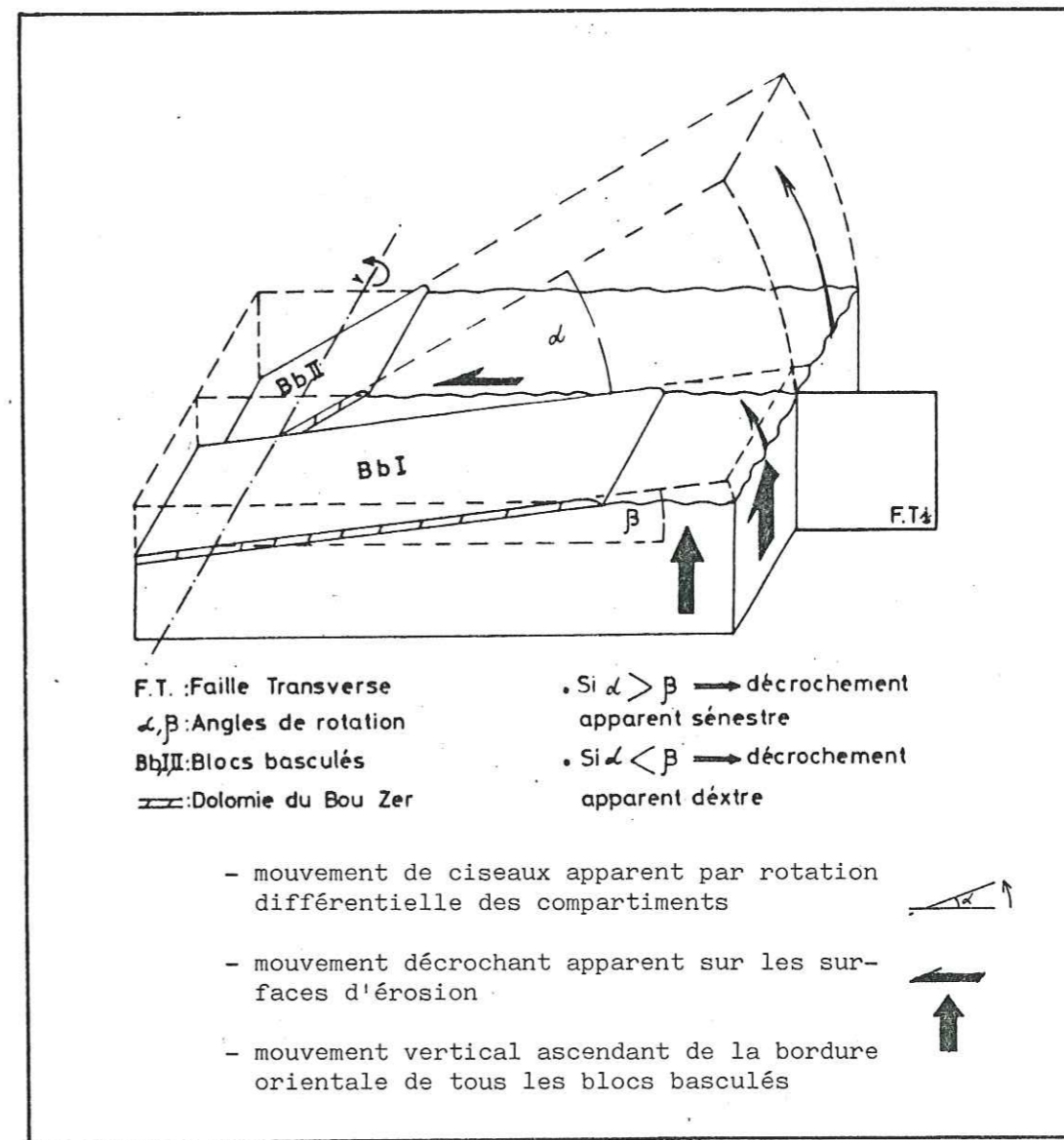


Fig. 29 - Faille verticale séparant deux compartiments basculés à pendages différents. Mouvements associés (cas théorique)

b) Cause possible de la rotation des blocs : la montée diapirique du Trias.

L'effondrement général des blocs vers l'Ouest s'accompagne d'un mouvement vertical qui, à l'Est des blocs, correspond à un soulèvement différentiel. Or, nous avons déjà signalé qu'au niveau de la bande frontale orientale, le Trias gypseux était subaffleurant à l'Est du chevauchement frontal. Par ailleurs, nous rappelons que les séries sédimentaires recouvrant le Trias de cette zone, sont peu épaisses, parfois absentes, alors qu'elles s'épaississent considérablement vers l'Ouest. En toute logique, le haut fond signalé depuis longtemps doit alors correspondre à un véritable dôme (ante-Fadhène - Zebbag) de sel triasique, situé, en partie, à l'aplomb même de la bande frontale orientale. Le mouvement vertical lié au basculement des blocs serait, dans ces conditions, le résultat de la montée diapirique du Trias.

c) Période probable du diapirisme : Jurassique terminal à Aptien

Si l'on considère les relations géométriques des formations à l'intérieur d'un bloc basculé (fig. 28), nous constatons :

- que la première troncature d'érosion affecte les calcaires de la formation Nara, qui présente les pendages les plus accentués ;

- que le dispositif, troncature d'érosion-discordance et biseau sédimentaire, se répète dans les formations sus-jacentes, jusqu'à la formation Zebbag, avec des valeurs angulaires décroissantes.

La carte de la figure 26 montre que les failles transverses et, par conséquent, le jeu en ciseau, n'affecte pas les formations Fadhène - Zebbag.

Il résulte de tout ceci que le diapirisme a débuté, au moins au Jurassique terminal, et s'est poursuivi jusqu'à l'Aptien (toit de la dolomie du Bou Zer dans l'axe N-S).

La discontinuité géométrique majeure qui apparaît, quels que soient les auteurs, sur toutes les coupes transverses à l'axe N-S, à la base de la formation Fadhène - Zebbag, correspond à notre avis, à un arrêt

de la montée diapirique du Trias, ou du moins, à un ralentissement très sensible du phénomène et, par conséquent, marque un changement dans ce régime géodynamique.

La répétition du dispositif troncature d'érosion-discordance, montre que *le basculement des blocs a été progressif et continu pendant toute cette période de diapirisme*. Les surfaces d'érosion observées pourraient correspondre à une remobilisation permanente, une remise en transport de sédiments non consolidés ou mal consolidés. L'importante discordance ante Fadhène - Zebbag étant le résultat final d'un phénomène lent mais globalement continu.

Toutefois, l'existence de faciès franchement marneux au Thitonique (formation Sidi Khalif) et au Vraconien (formation Fadhène), dans toute la zone correspondant à l'axe N-S, nous conduit à envisager à ces époques, une subsidence différentielle généralisée, relayant momentanément le diapirisme et le jeu de blocs basculés.

Les formations Meloussi et Zebbag, dont les caractères lithologiques (cf. 1ère partie) indiquent un milieu de sédimentation intertidal (birds eyes - laminites - polygones de dessiccation, etc...) pourraient, au contraire, correspondre aux périodes de haut-fond maximum, succédant à des crises paroxysmales de montée diapirique.

En fait, tout se passe comme si subsidence généralisée, plus ou moins rapide, et moindre subsidence, suivant l'axe diapirique, co-existaient.

d) Autre conséquence du diapirisme : distension E-W et failles normales N-S

Si l'on admet, au Bou Zer, l'hypothèse du diapir pour expliquer les blocs basculés vers l'Ouest, il est nécessaire de compléter les schémas précédents avec des failles normales à regard Est. En effet, la distension au sommet des dômes de sel naissants a souvent été décrite (fig. 30).

C'est ainsi qu'au Bou Zer nous sommes amenés à reconstituer une faille normale de direction subméridienne au front de chaque bloc basculé (fig. 31).

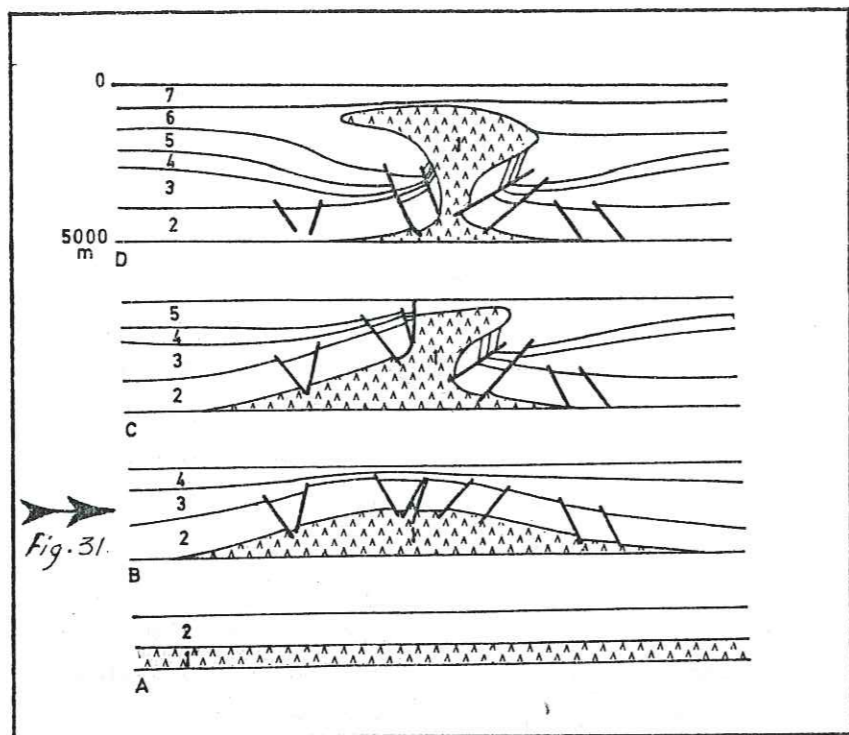


fig. 30 - Mise en place des diapirs d'Allemagne du Nord, d'après Trusheim (1960)

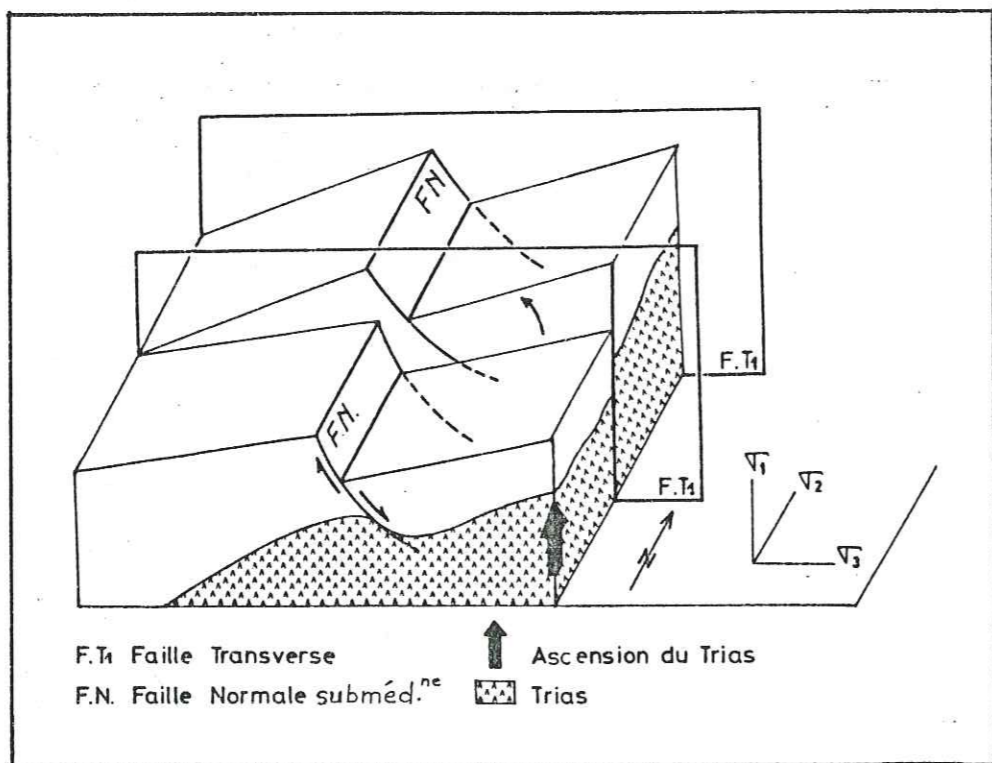


fig. 31 - Rotation des blocs vers l'Ouest et failles normales subméridiennes

Le basculement général des blocs vers l'Ouest (fig. 26 et 28) montre que l'actuel noyau central était situé sur le flanc occidental d'un diapir dont le centre et, par conséquent, le sommet, sont à rechercher, comme nous l'avons déjà dit, plus ou moins loin vers l'Est sous la bande frontale.

Partant de l'une ou de l'autre des coupes de la figure 26, nous pouvons schématiser l'allure de ces blocs dans leur position finale avant le recouvrement en discordance par la formation Fadhène - Zebbag (fig. 32).

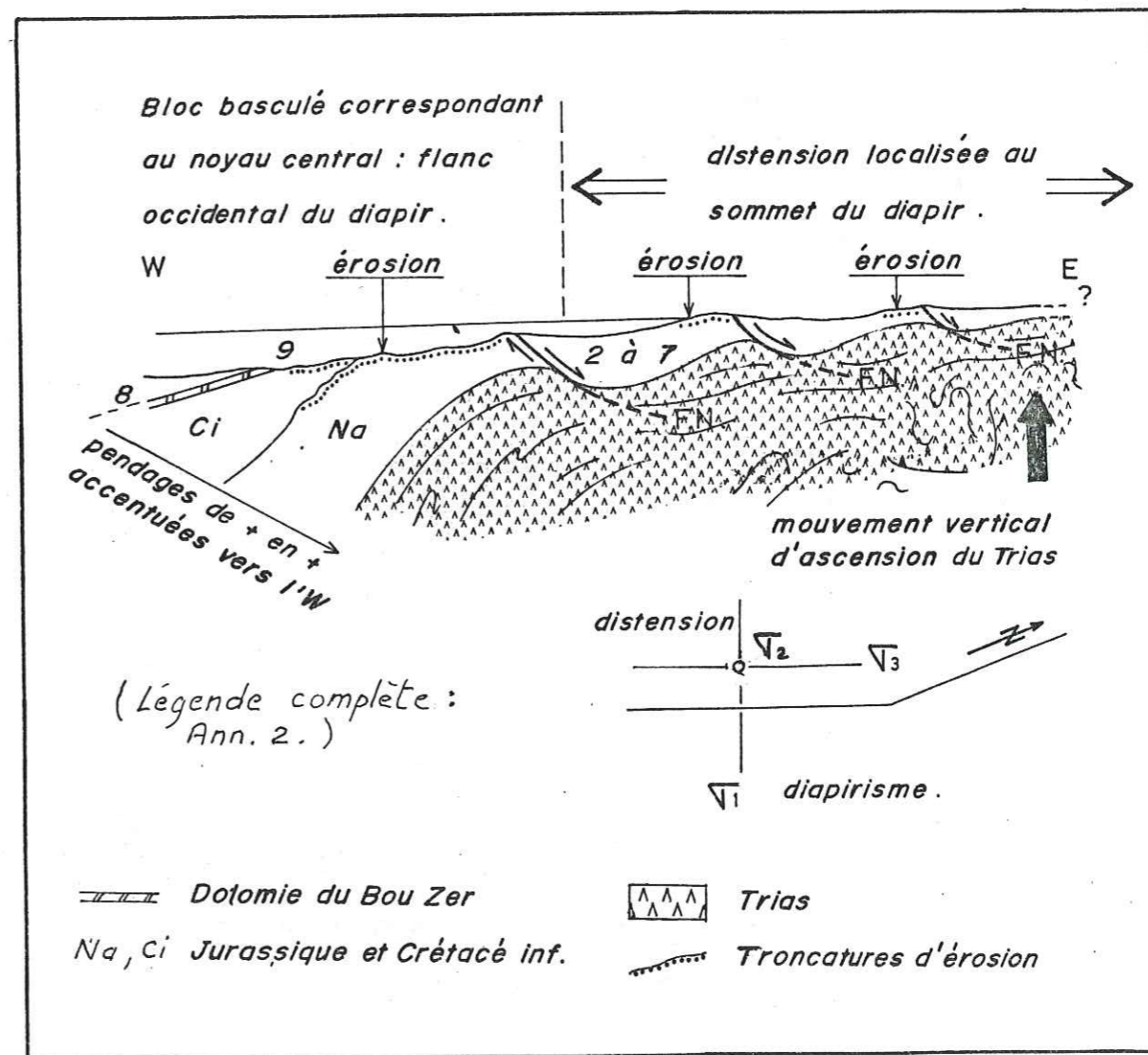


Fig. 32 - Coupe transversale dans un bloc basculé du Bou Zer lors du dépôt de la formation Fadhène-Zebbag

5 - BLOCS BASCULES AU FAÏD : UN EXEMPLE PLUS COMPLEXE AVEC BASCULEMENT DANS DEUX DIRECTIONS

a) L'exemple du Faïd (fig. 33 et 34)

Au Faïd, les études de terrain et l'étude de la carte montrent, comme au Bou Zer, l'existence de failles transverses avec mouvements de ciseaux et blocs basculés à l'Ouest. Mais tous ces blocs sont, en plus, basculés vers le Nord. Ceci est particulièrement bien visible au toit de la formation Nara, qui dessine dans le paysage (fig. 33 b et c), des demi-grabens partiellement comblés par les marnes de la formation Sidi Khalif. Celle-ci se termine en biseau sur les bords méridionaux des blocs où les alternances du Meloussi reposent stratigraphiquement sur les calcaires du Nara.

L'exemple du Faïd illustre de façon très claire le déplacement de deux blocs séparés par une faille transverse rotationnelle, mais cette fois inclinée. Le déplacement est alors le produit de deux rotations s'effectuant dans deux plans suborthogonaux. Cette double rotation est schématisée par le bloc diagramme de la figure 34, où l'on observe un basculement des blocs vers l'Ouest et vers le Nord. Nous considérons seulement l'état final, sans tenir compte de la chronologie des deux rotations.

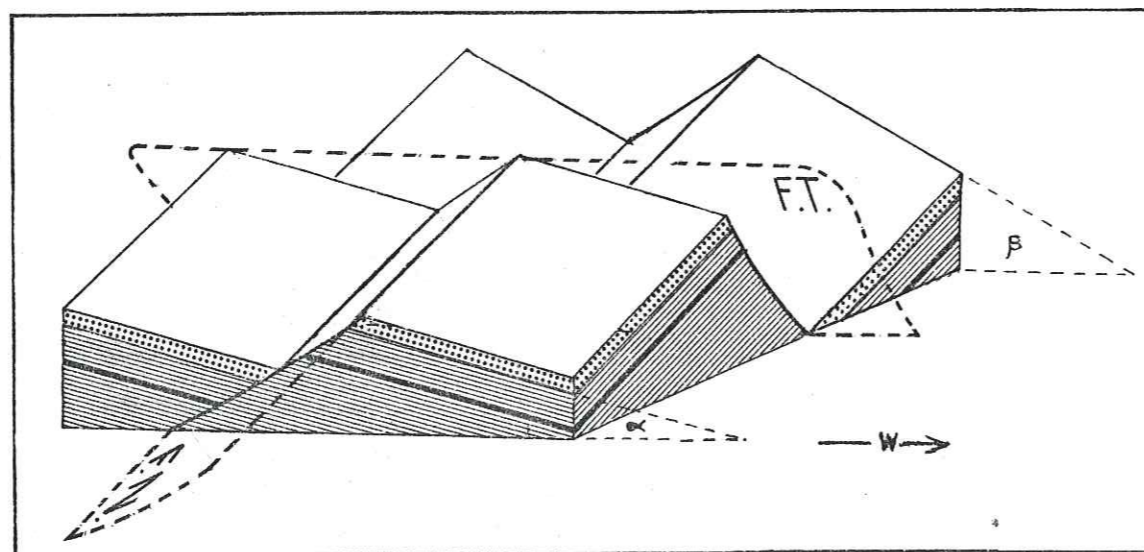


Fig. 34 - Blocs basculés dans deux directions. Cas théorique (Noter les valeurs angulaires α et β indiquant le mouvement en ciseaux lié aux FT)

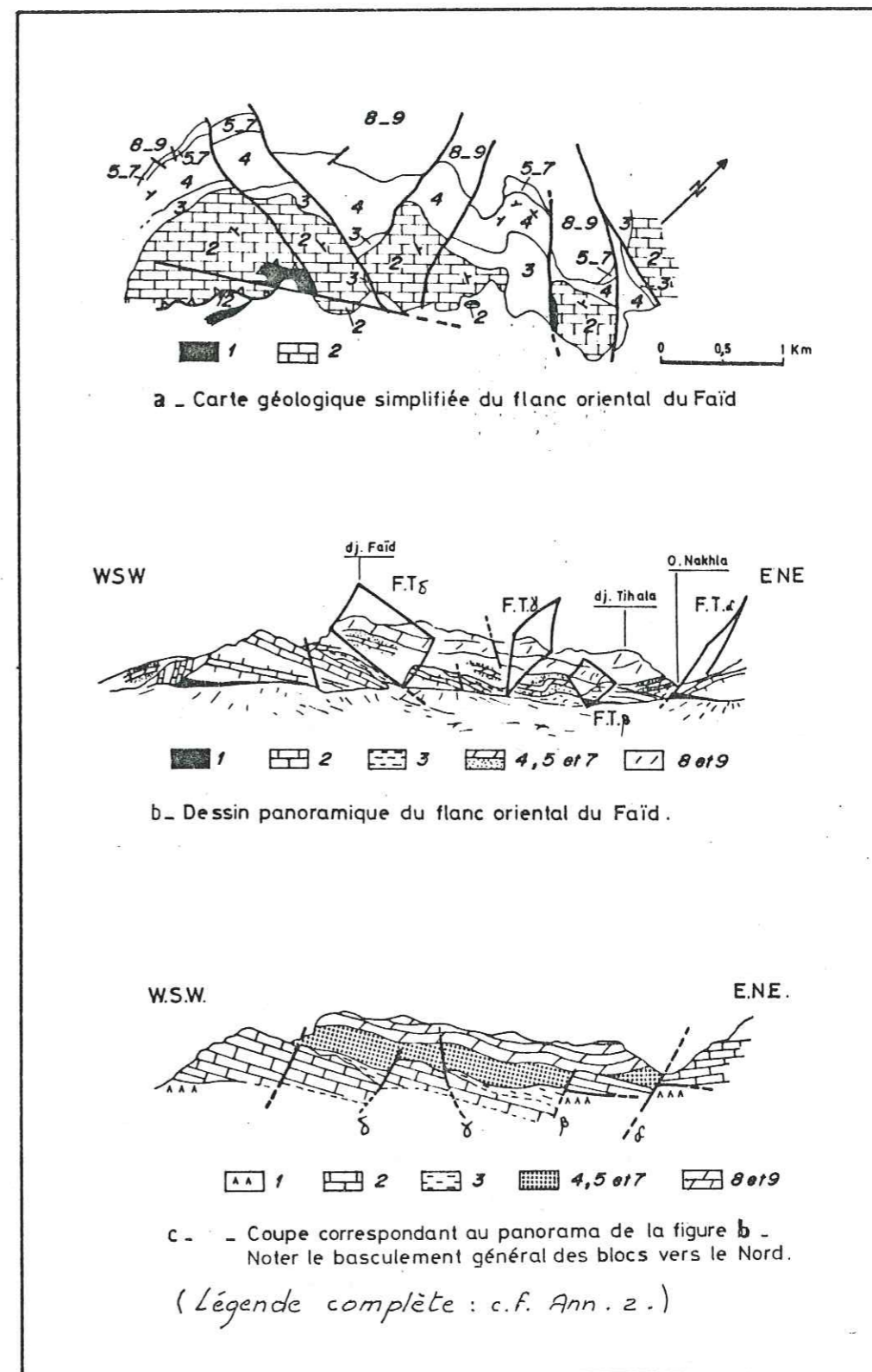


fig. 33 - Les blocs basculés au Faïd

En outre, les blocs basculés du Faïd nous amènent à présenter les données d'un problème important que nous rencontrerons en d'autres secteurs:

b) *Inversion du sens des mouvements verticaux*

En effet, si, à partir de la fig. 34 c, nous replaçons le toit de la formation Nara à l'horizontale, nous constatons une réduction considérable de son épaisseur, du Sud (Sidi Ahmed Kouka) vers le Nord (O. Nahkla)*. La même construction géométrique aboutit à une réduction d'épaisseur inverse pour la formation Zebbag s.s. : tous les termes de cette formation existent, mais leurs puissances respectives augmentent du Faïd (signal), au dj. Tihala.

Dans les deux cas, nous constatons par conséquent, du Nord au Sud du bloc Faïd, des mouvements verticaux opposés, mais aussi, et surtout, une inversion globale dans le temps du sens de ces mouvements (fig. 35 a).

Les mouvements verticaux opposés de la période jurassique, peuvent s'expliquer par l'effondrement de la marge avec basculement des blocs vers le Sud. L'inversion de ces mouvements dans le temps, est un problème complexe qui sera replacé ultérieurement dans le contexte géodynamique Tunisien.

D'un point de vue paléomorphologique, ces inversions de mouvements verticaux entraînent un déplacement horizontal des hauts-fonds vers le Nord et, corrélativement, des zones subsidentes vers le Sud (fig. 35 b). Des observations identiques ont déjà été faites, à d'autres époques, en surface, à Maknassy (Bramaud et al., 1976) et sur des profils sismiques dans le Sahel (N. Ellouze, 1984).

* Nous partons de l'hypothèse où la réduction d'épaisseur ne peut s'expliquer par un rabotage basal dû au chevauchement frontal.

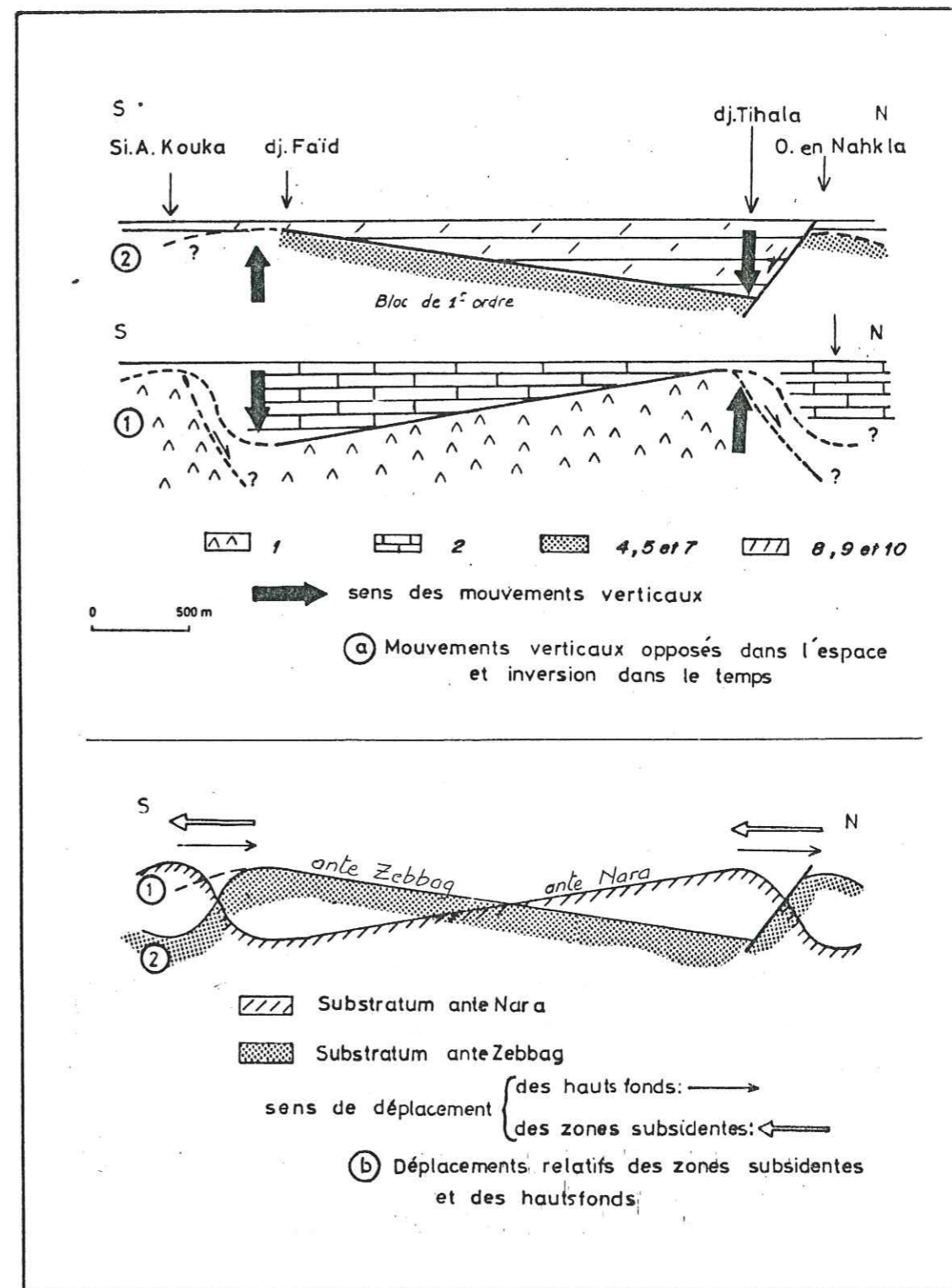


fig. 35 - Mouvements verticaux au Faïd

c) Blocs de premier ordre et blocs de second ordre

La formation Sidi Khalif présente, comme la formation Nara, une épaisseur globalement décroissante du Faïd au Tihala. Cette évolution des épaisseurs traduit un effondrement local et continu du plancher sédimentaire vers le Sud, donnant l'image d'un bloc basculé dans cette direction. C'est la conséquence probable de l'effondrement de la marge saharienne au Nord.

Or, à l'intérieur du bloc Faïd, cette formation Sidi Khalif comble, nous l'avons dit, des demi-grabens déterminés par des failles normales à regard Sud (fig. 36) trahissant, par conséquent, l'existence de blocs secondaires, basculés au Nord.

Pour plus de clarté, il nous faut donc distinguer pendant tout le Jurassique : des blocs de premier ordre, basculés vers le Sud (ex. le Faïd, le Sidi Khalif, etc...) et des blocs de second ordre, basculés vers le Nord.

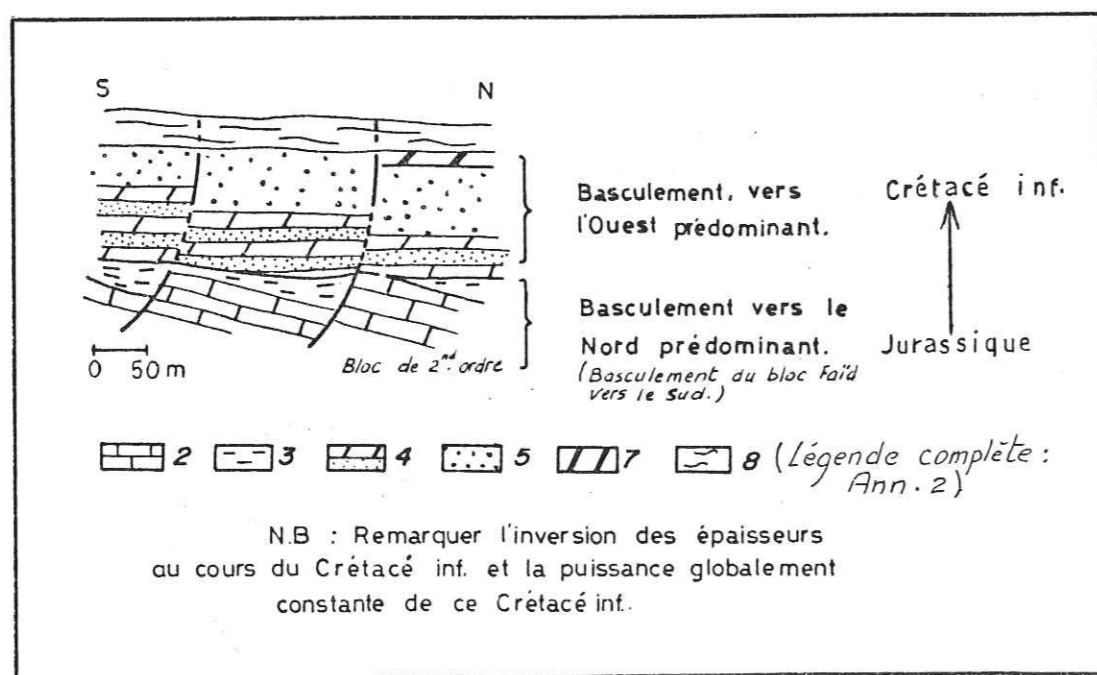


Fig. 36 - Aspect des blocs basculés sur une coupe méridienne
Evolution de l'effondrement du Nord vers l'Ouest

d) Récapitulation et chronologie des évènements au Faïd

L'histoire des déformations synsédimentaires au Faïd, peut se résumer ainsi :

- du Lias au Berriasien (formations Nara et Sidi Khalif) : effondrement de la marge avec blocs de premier ordre basculés vers le Sud et blocs de second ordre basculés vers le Nord.

- du Valanginien à l'Aptien, (formations Meloussi, Boudinar et dolomie du Bou Zer), : diapirisme local avec blocs de premier et de second ordre basculés vers l'Ouest (jeu en ciseau des failles transverses).

- lacune à l'Albien.

- du Vraconien au Coniacien : inversion des mouvements verticaux : effondrement au Nord (Tihala) par faille normale synsédimentaire à regard Sud et haut-fond au Sud.

En définitive, les structures et les phénomènes affectant la couverture post-triasique (subsidence blocs basculés) témoignent d'un état distensif permanent. Il s'agit de la distension continentale, relayée localement par du diapirisme, jusqu'à l'Aptien. Le passage d'une distension longitudinale (blocs basculés vers le Sud ou vers le Nord), à une distension transversale associée au diapirisme (blocs basculés vers l'Ouest), peut correspondre à une permutation des contraintes σ_2 et σ_3 dans le plan horizontal. La contrainte maximum σ_1 , verticale, est associée à la montée diapirique.

B - STRUCTURE DU BOU ZER NORD, AU NORD DE LA COUPE DE REFERENCE

1 - STRUCTURE D'ENSEMBLE

Cartographiquement, cette partie du dj. Bou Zer, située entre Bir Bou Zer, au Sud, et Sidi Ahmed Kouka, au Nord (cf. fig. 23), montre, sans équivoque, la bande orientale et le noyau central séparés par le chevauchement frontal.

Les structures les plus récentes sont des décrochements N 135, au Nord, et N 80 au Sud. Leurs jeux, respectivement senestre et dextre, sont marqués sur le terrain par le crochonnement des couches. Antérieurement, une fracturation verticale N 170, dont la signification est difficile à préciser ici, affecte le chevauchement frontal.

Dans le noyau central, la structuration en blocs apparaît nettement (blocs ante Zebbag et blocs ante Aleg), de même que dans la bande frontale, divisée en deux compartiments par une paléofaille N 135, située au niveau de Hir ed Debdeba. De part et d'autre de cette faille, des crochons senestres indiquent un rejeu décrochant ultérieur.

Dans les deux unités, la grande différence d'âge des terrains, de part et d'autre des paléofailles, témoigne de l'importance du basculement des blocs.

Observée sur une coupe transversale, la structure est globalement identique à celle de la coupe de référence : pli s'ouvrant vers l'Est dans le noyau central, chevauchement basal, pli et écailles de la bande frontale (fig. 37). Il faut cependant noter l'absence de la formation Nara dans certains compartiments (fig. 37 b) et la présence, au Nord, des formations Bireno et Douleb au-dessus de la formation Zebbag (fig. 37 a)

2 - LE DEMI PALEOGRABEN DE SIDI AHMED KOUKA

Ces deux formations comblent en effet un demi-graben, limité par une paléofaille N 135, ayant rejoué, comme nous l'avons déjà dit, en décrochement senestre (fig. 38). Le substratum ante Zebbag, préalablement basculé vers l'Ouest, s'effondre vers le Nord, au début du Cénomanién, le Turonien et le Coniacien, comme en témoignent les olistolithes du Zebbag, dans la formation Douleb, et l'installation, au sommet de cette formation, du récif de Sidi Ahmed Kouka. Les déformations ultérieures seront induites par cette paléostructure :

- chevauchement induit par la discordance Zebbag - Meloussi ;
- entraînement aux bordures du décrochement senestre N 135.

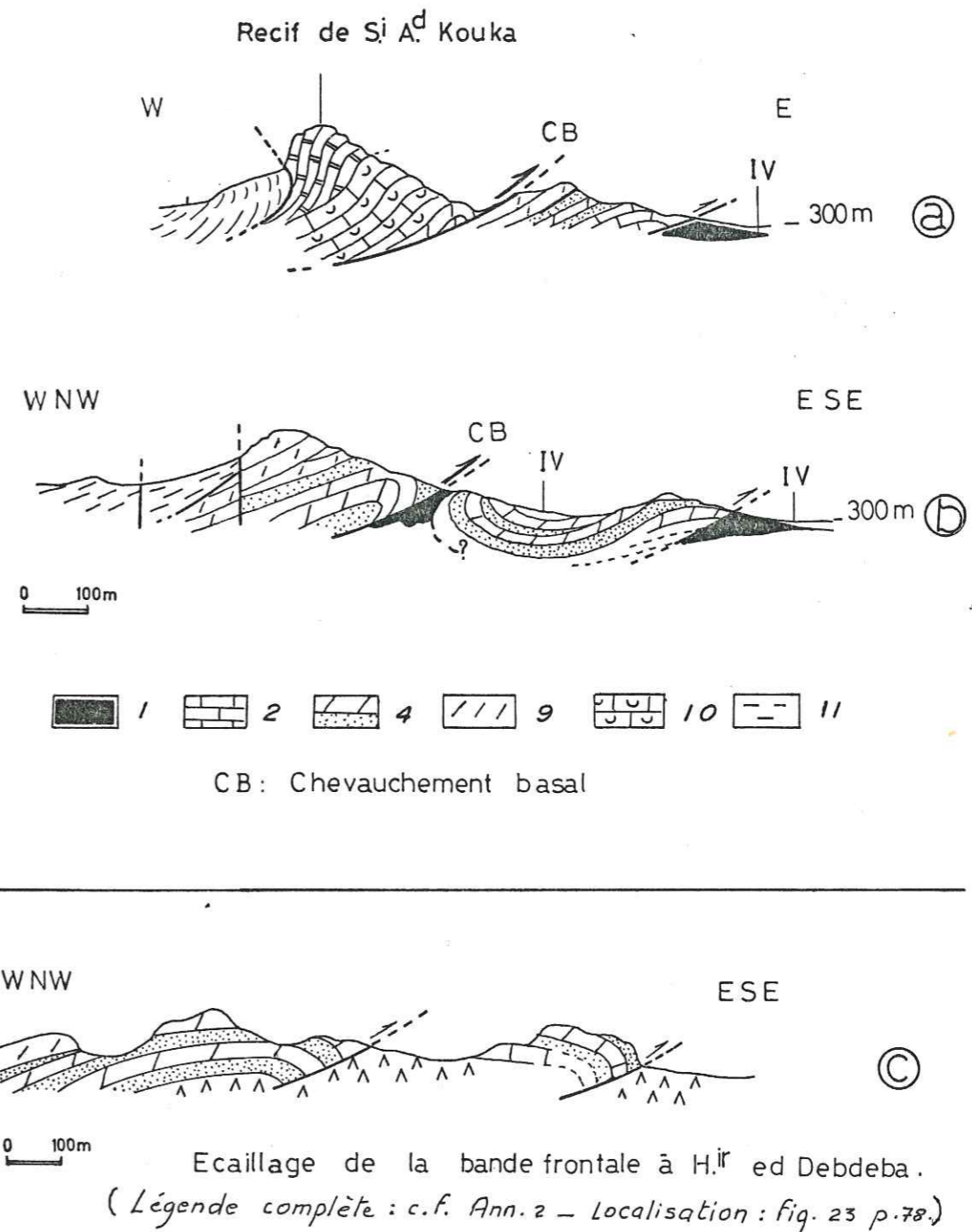


Fig. 37 - Djebel Bou Zer Nord : coupes transverses

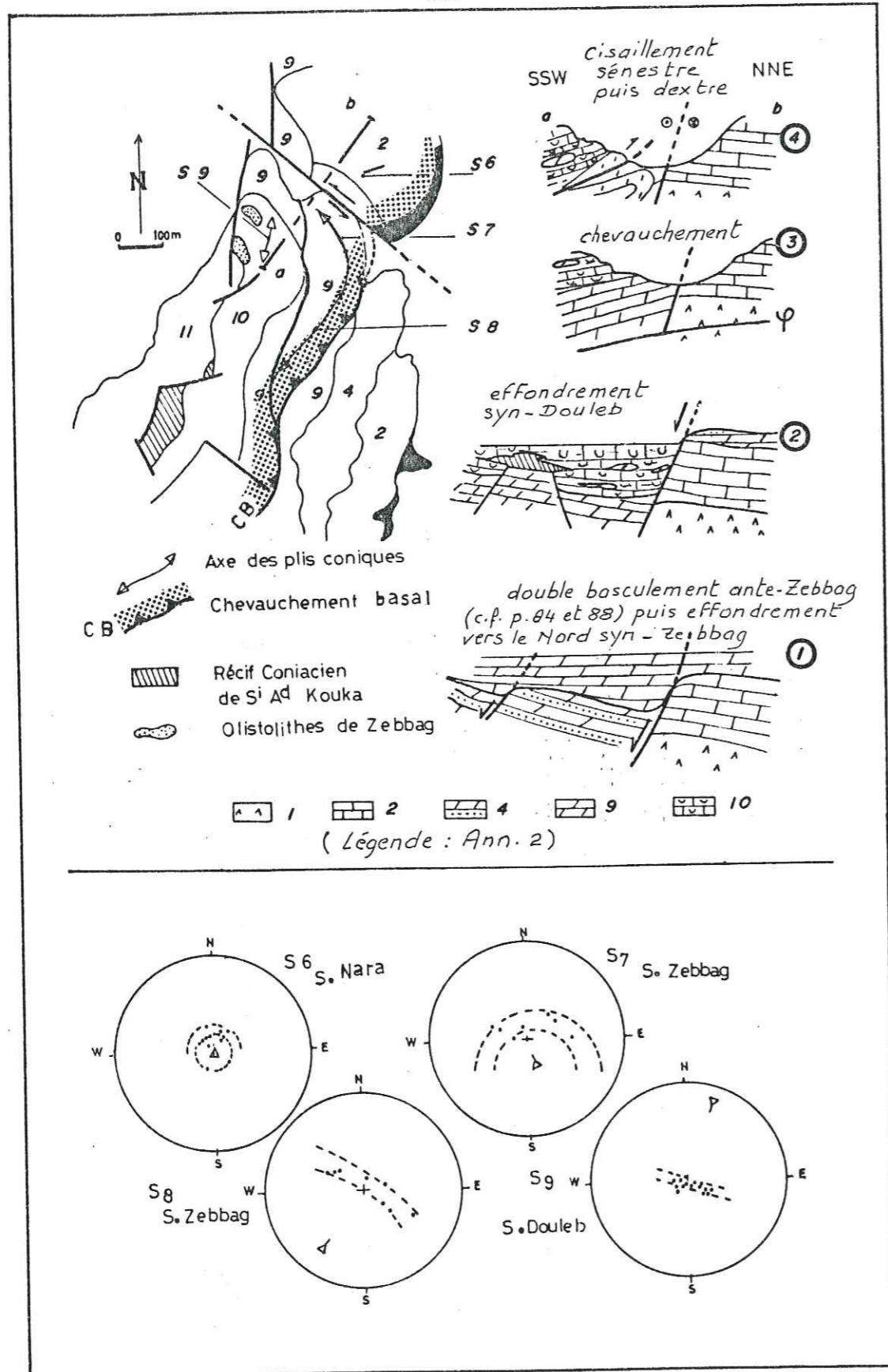


Fig. 38 - Le demi-graben de Sidi Ahmed Kouka Evolution synsédimentaire et reprise en compression

3 - LES STRUCTURES RECENTES DE LA BANDE FRONTALE

A Hir ed Debdeba, la formation Meloussi et les croûtes quaternaires qui limitent la bande frontale à l'Est, sont structurées comme l'indiquent les schémas de la figure 39 :

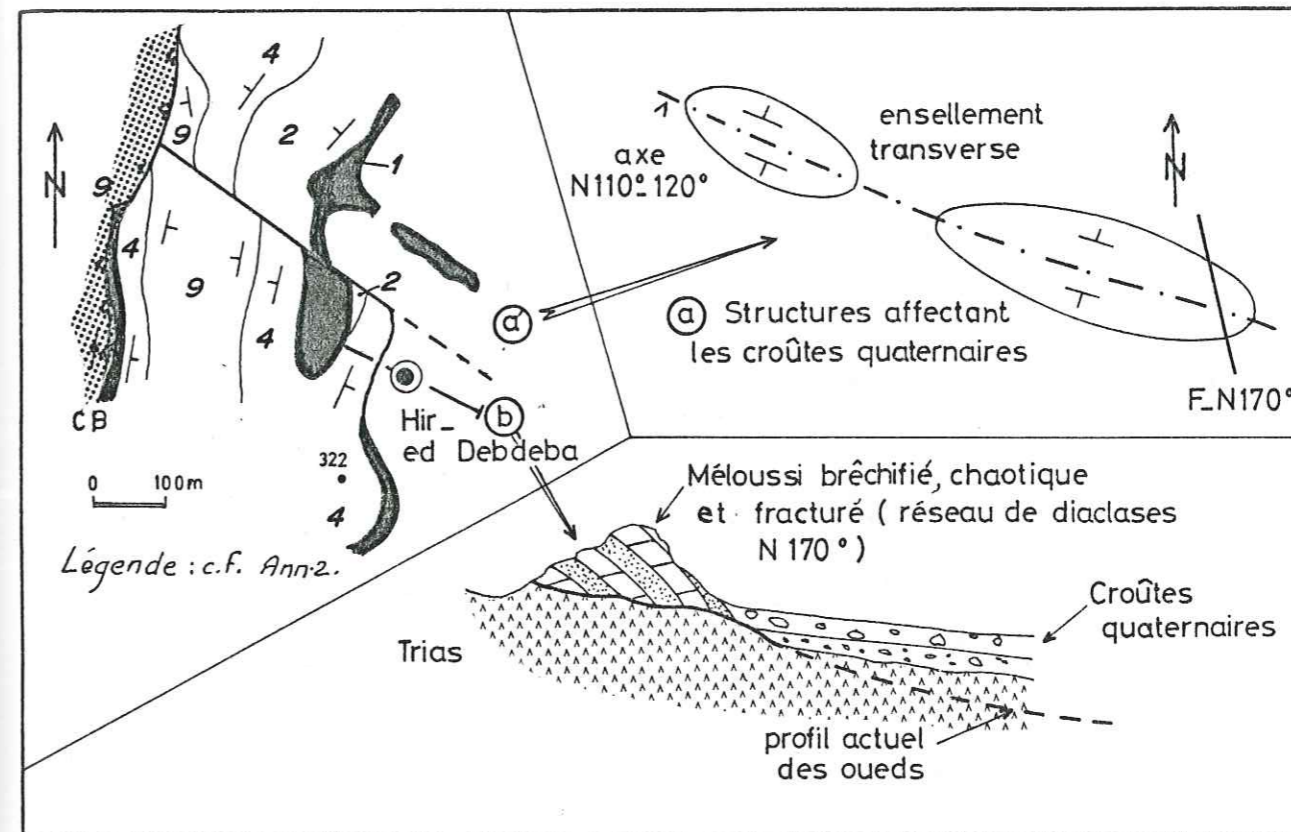


Fig. 39 - Néotectonique quaternaire à Hir ed Debdeba

Les croûtes quaternaires, constituées, ici, de conglomérats polygéniques, plus ou moins bien consolidés, déterminent, lors de leur formation, des profils d'équilibre parfait. Or, ces croûtes sont déformées (fig. 39 a) et les reliefs qu'elles recouvrent sont rajeunis, comme en témoigne le profil actuel des oueds (fig. 39 b). De plus, la formation Meloussi est affectée par les mêmes accidents cassants que ceux des assises quaternaires et la bréchification de surface des dolomies est guidée par ces accidents. (réseau très intense de diaclases). Meloussi et croûtes quaternaires ont

donc été déformés très récemment et l'aspect chaotique des dolomies créta-cées pourrait résulter de cette néotectonique.

C - STRUCTURE DU BOU ZER NORD, AU SUD DE LA COUPE DE REFERENCE

Au Sud de Bir Bou Zer, les grands ensembles structuraux rencontrés précédemment se poursuivent : bande frontale à l'Est, noyau central à l'Ouest du chevauchement basal.

1 - LA BANDE FRONTALE ORIENTALE : UN SYSTEME D'ECAILLES REPRIS EN COULOIRS DE DECROCHEMENT

Constituée essentiellement de Meloussi, de Zebbag, de Nara au Nord et d'Abiod au Sud, elle est découpée par deux familles de décrochement, l'une N 50, l'autre N 170 (fig 40) qui lui confèrent une structure chaotique. :

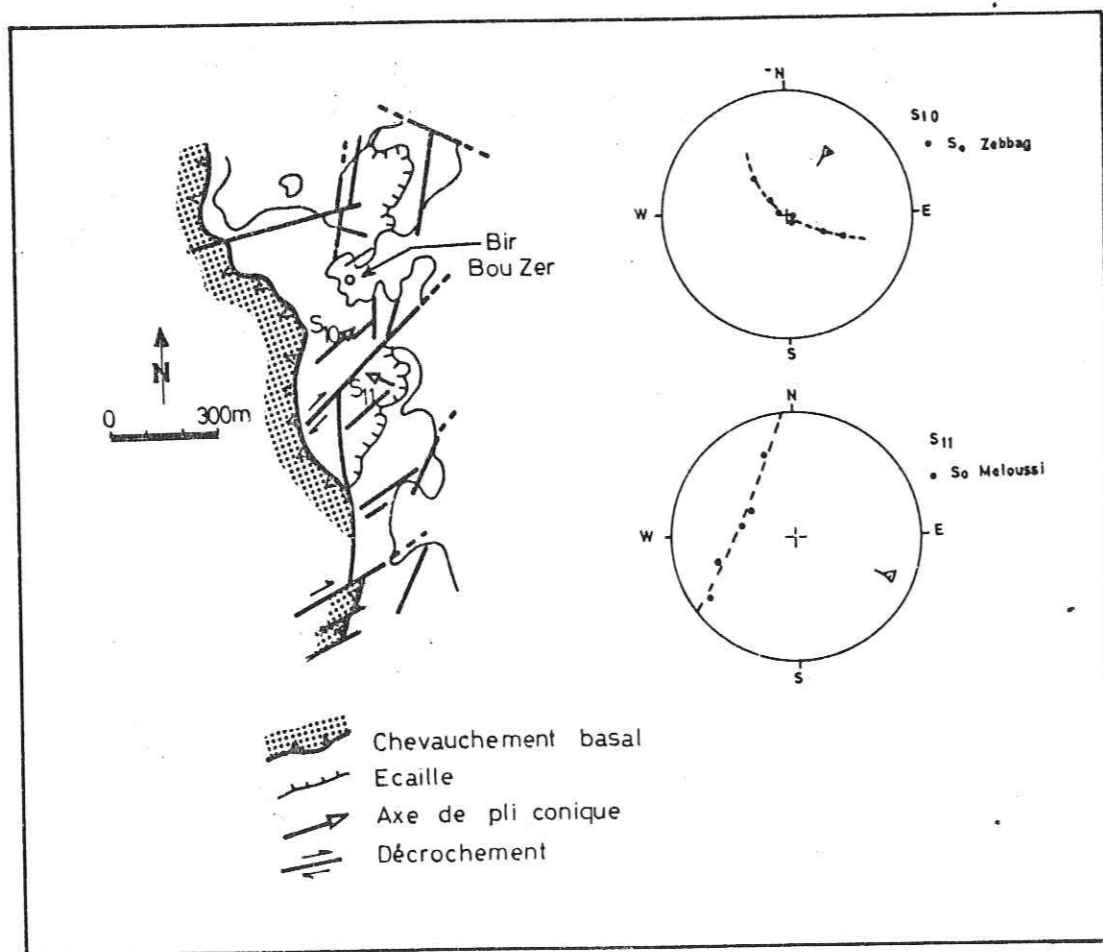


Fig. 40 - Les structures de la bande frontale au Sud de Bir Bou Zer

A l'intérieur des blocs eux-mêmes, des écailles plus anciennes sont parfois décelables.

L'état ruiniforme des dolomies et la mauvaise conservation des miroirs, ne permet pas de préciser ici le sens des mouvements, suivant ces décrochements. Cartographiquement cependant, il semble que la direction N 170 soit antérieure à la direction N 50 qui aurait pu fonctionner en dextre (léger entraînement des directions N 170 en bordure).

Immédiatement au Nord de Bir Bou Zer, les directions N 170 et N 50 sont remplacées brutalement par les directions N 20 et N 80, cette dernière ayant joué en senestre. Dans les blocs découpés par ce système, on rencontre assez fréquemment des miroirs de faille, orientés N 120 - 130, et portant parfois des tectoglyphes (niches d'arrachement et écailles), indiquant un double jeu décrochant dextre puis senestre.

Outre ces caractères structuraux, la bande frontale, dans ce secteur, se signale par l'existence de la formation Abiod, qui repose sur les formations Meloussi, Zebbag, ou sur le Trias. Le contact est tantôt tectonique (écailles) tantôt strictement sédimentaire. Ce n'est pas un fait unique, puisque la formation Abiod occupe la même position au pied oriental du dj. Akrouta, du dj. Faïd et enfin du dj. Bou Zer Sud. Nous reviendrons sur ce problème.

2 - LE MEGA PLI DU NOYAU CENTRAL

. Depuis Sidi Ahmed Kouka jusqu'à Bir Bou Zer

Le pli en "cou de serpent" structurant le noyau central, admet globalement une enveloppe cylindrique d'axe N 20, matérialisée par la formation Zebbag.

Dans le détail cependant, ce pli correspond à un ensemble de plis coniques en relai, dont les directions axiales varient de N 30 à N 150 (fig. 41) :

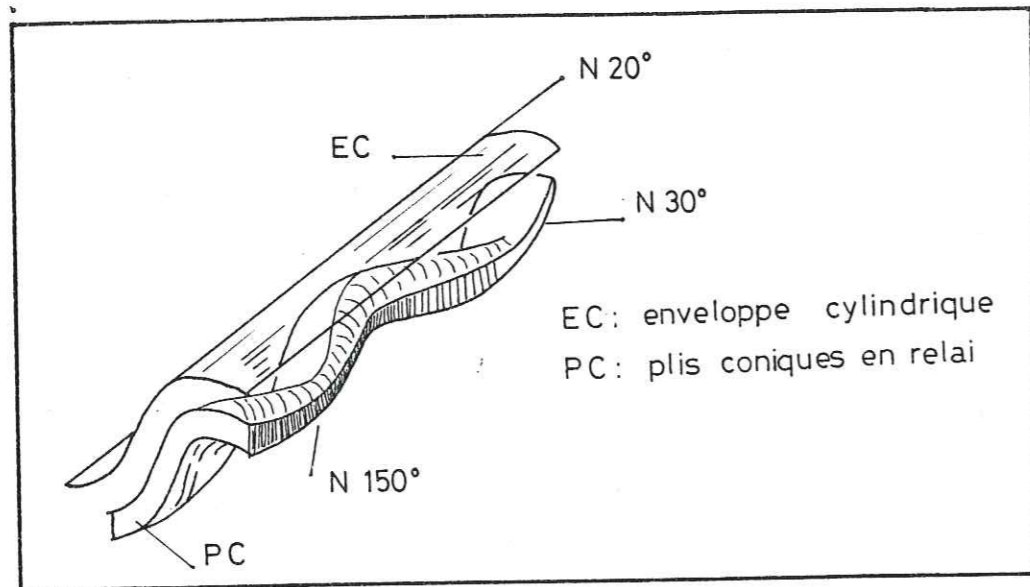


Fig. 41 - Plis coniques en relai et pli en "cou de serpent" affectant la formation Zebbag

La variation brutale de la direction axiale correspond à la limite de deux blocs, c'est-à-dire à une faille transverse, structurant tout ou partie des séries sédimentaires (FT₂ ou FT₃).

. A la latitude de Bir Bou Zer

Le dispositif précédent disparaît totalement : la formation Nara, pratiquement monoclinale, et très redressée au Nord (80° W), s'enroule progressivement vers le Sud, autour d'un axe N 150, pour former un méga pli conique. Les formations du Crétacé inférieur suivent le même mouvement, ainsi que la formation Zebbag qui enveloppe totalement cette structure et vient reposer, par un contact chevauchant, sur la bande frontale (fig. 42).

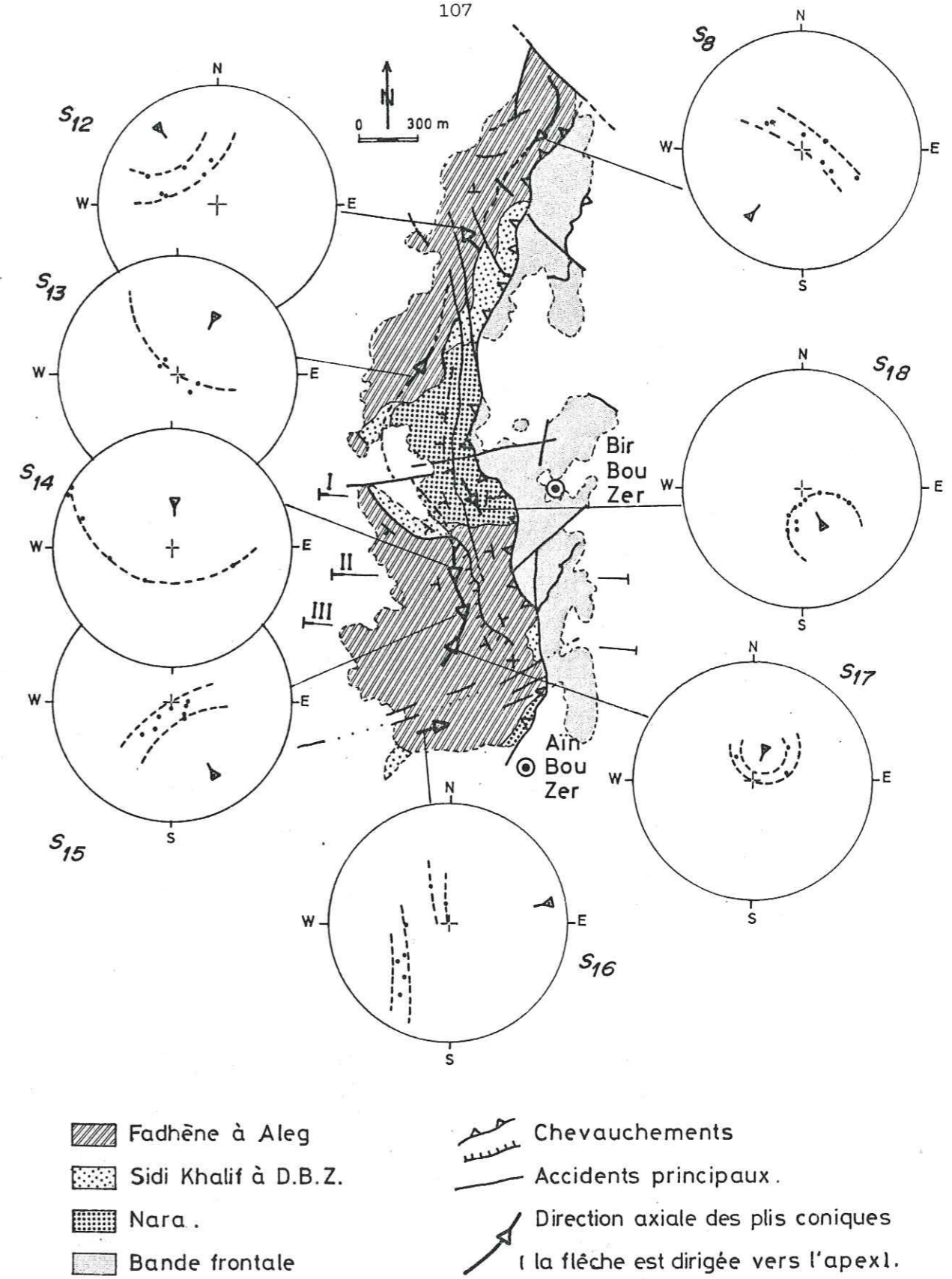
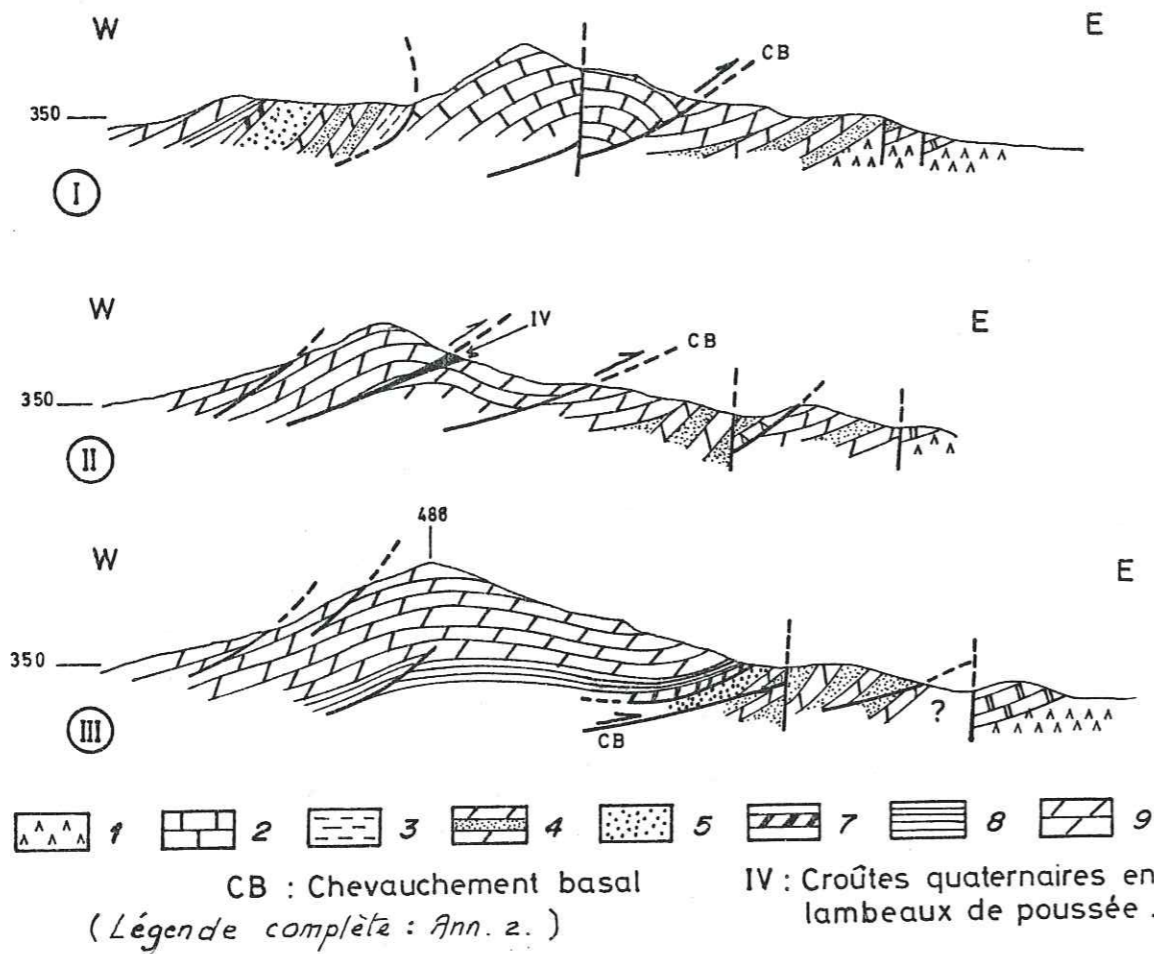
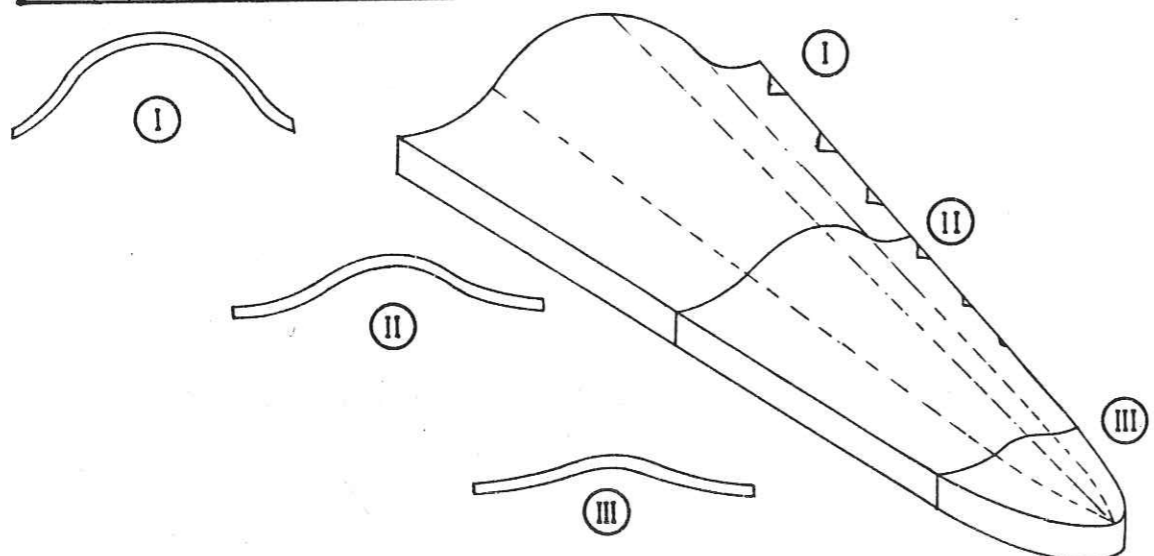


Fig. 42 - Le pli du noyau central au djebel Bou Zer Nord Aspect cartographique



(a) Coupes transversales entre Bir Bou Zer et Ain Bou Zer.
(Localisation Fig. 23 et 42)



(b) Terminaison du pli conique en "bec de canard"

Fig. 43 - Terminaison méridionale du pli structurant le dj. Bou Zer Nord

. De Bir Bou Zer à Ain Bou Zer

La formation Nara, et toutes les formations du Crétacé inférieur, disparaissent à l'affleurement de telle sorte que, jusqu'à Ain Bou Zer, le noyau central ne montre plus en surface que la formation Zebbag (fig. 42). Le pli structurant ce segment admet un axe orienté globalement N 160. Son flanc oriental est légèrement chevauchant et écaillé, et le contact principal (CS) est souligné par des lambeaux de poussée constitués de croûtes quaternaires (fig. 43 a). Ils témoignent de l'existence d'une phase compressive récente. Au pied oriental du sommet 486, ce pli s'amortit et donne une terminaison en "bec de canard" (fig. 43 b) relayée à son extrémité Sud par des plis coniques dont les axes s'orientent progressivement vers le N 80 (fig. 42 - stéréogramme S 16).

Nous avons précédemment souligné la disparition brutale, à l'affleurement, de la formation Nara à la latitude de Bir Bou Zer. Ceci nous conduit à préciser la nature des contacts liés à cette disparition.

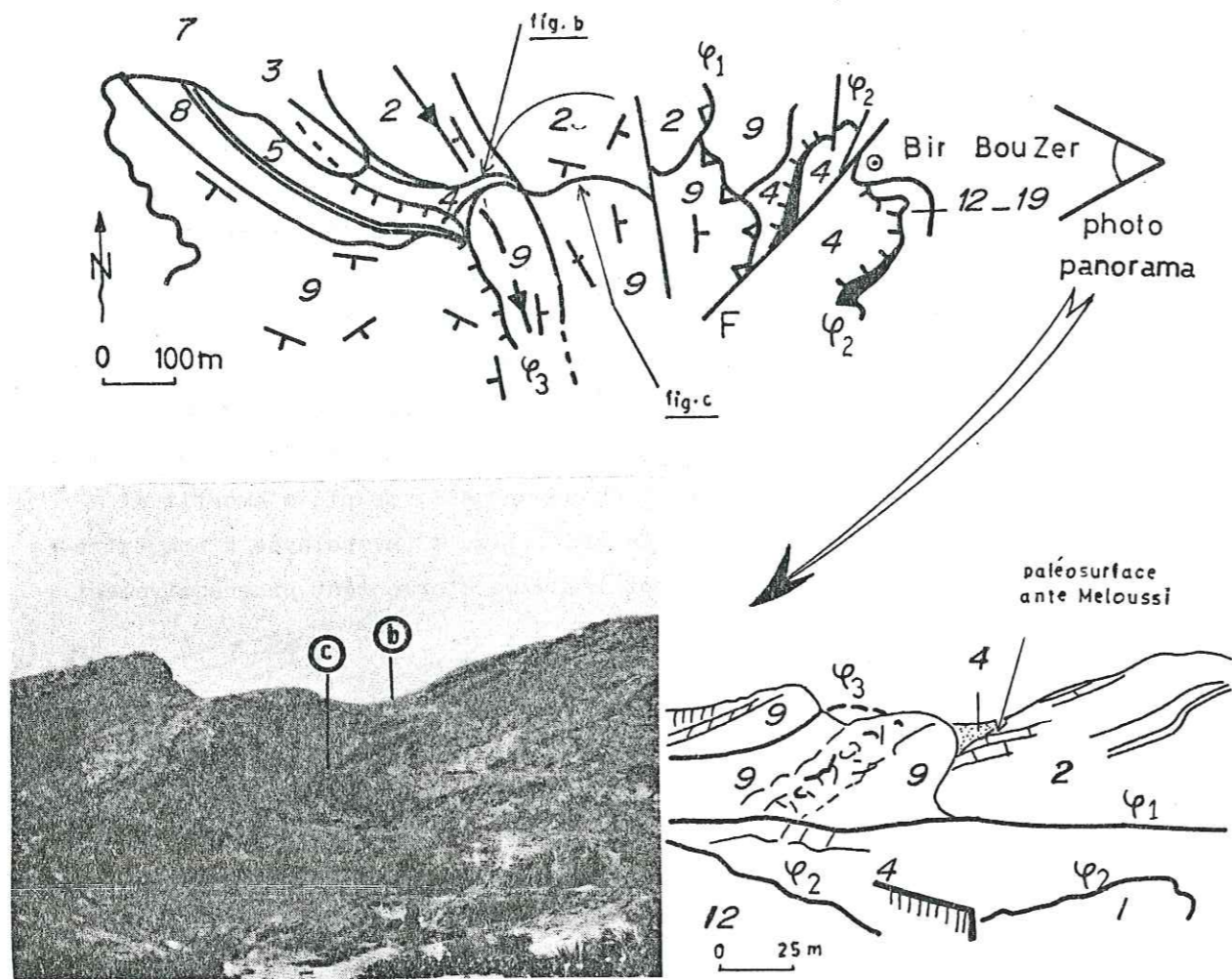
3 - NATURE DES CONTACTS DE LA FORMATION NARA AVEC LE CRETACE A BIR BOU ZER

Nous examinerons ces contacts de part et d'autre de la charnière du pli conique affectant la formation Nara.

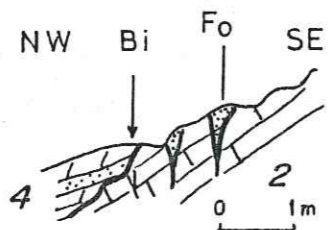
a) Flanc Ouest

Sur ce flanc, la formation Meloussi est en contact direct avec la formation Nara. La formation Sidi Khalif, bien développée dans la demi-cluse située immédiatement au Nord, n'affleure plus. Les formations Boudinar, la dolomie du Bou Zer et les marnes de Fadhène, disparaissent en biseau, comme la formation Meloussi, sous la formation Zebbag, au niveau de la charnière du pli (fig. 44).

Le contact Nara - Meloussi est rigoureusement sédimentaire : en effet, les calcaires du Nara présentent, au niveau de ce contact, un réseau de fentes ouvertes N 130 colmatées par des dolomies rouges à quartz, absolument identiques à celles qui constituent les bancs du Meloussi sus-

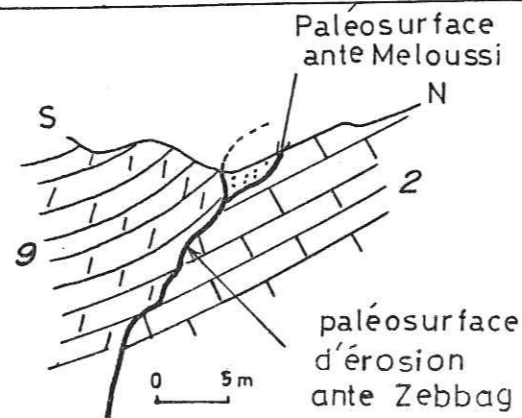


(a) Aspect cartographique et panorama des contacts sur le flanc est



Bi: biseau sédimentaire
Fo: Fracture ouverte colmatée par le Méloussi

(b) Contact Méloussi - Nara (Charnière et flanc ouest)



(c) Contact Zebbag Nara (flanc Est)

Fig. 44 - Nature des contacts de la formation Nara avec les formations du Crétacé à Bir Bou Zer. (Légende lithostratigraphique: c.f. Ann. 2)

jaçant (fig. 44 b). Par ailleurs, la géométrie des strates, au niveau de ce contact, évoque une nouvelle fois de véritables figures de "top lap" (Nara) et "on lap" (Meloussi). Le contact considéré, avec ses biseaux et troncatures, peut donc correspondre à la partie occidentale d'un bloc basculé vers l'Ouest, et plus ou moins érodé. Les structures compressives ultérieures, pli conique, chevauchement et écaillage, seront induites respectivement par le paléopendage important de la formation Nara, et les biseaux sédimentaires au sein des formations crétacées.

b) Flanc Est

A l'Est de la charnière du noyau conique jurassique, dolomies du Zebbag et calcaires du Nara sont séparés par un contact sinueux, à très fort pendage Sud, et globalement orienté W-E (fig. 44 a). Ce contact ne présente aucune trace de mécanisation et les dolomies du Zebbag semblent s'appuyer sédimentairement contre les calcaires du Nara, dont les bancs auraient été tronqués (fig. 44 c). Le contact Nara - Zebbag apparaît alors comme une paléosurface d'érosion de la bordure méridionale d'un bloc basculé vers le Nord (fig. 45 a). Le passage brutal d'un Nara épais au Nord à un Zebbag épais au Sud, nous conduit à envisager une inversion de la paléopente, suivant le schéma décrit précédemment au Faïd (fig. 45 b).

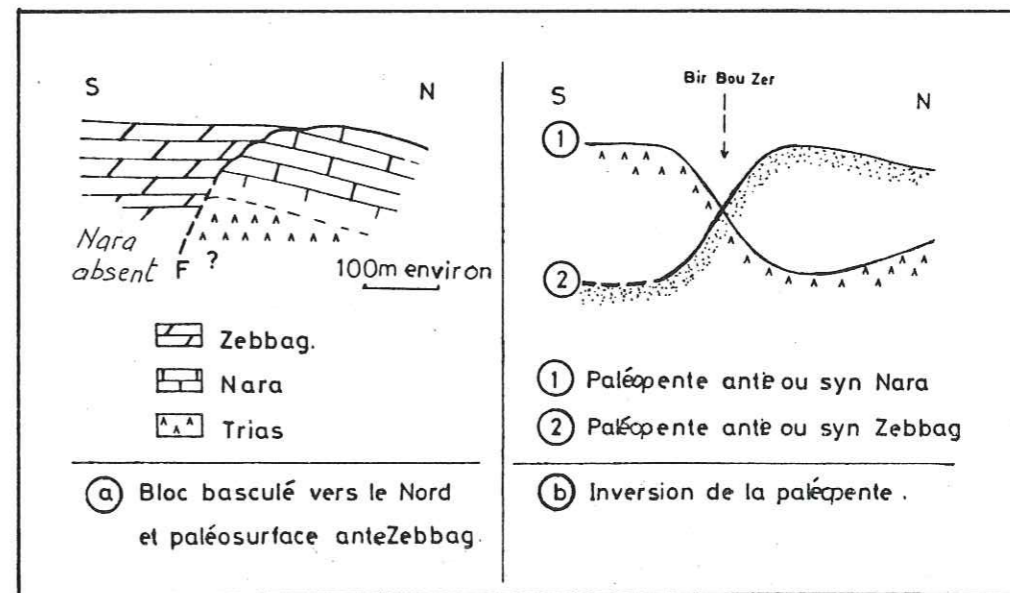


Fig. 45 - Le contact Nara - Zebbag à Bir Bou Zer

c) Conclusion

L'étude des contacts géologiques au toit du Nara, montre que ceux-ci sont sédimentaires. Le paléorelief de Nara, observé à Bir Bou Zer, résulte de deux basculements successifs :

- un basculement progressif vers l'Ouest du Jurassique au Crétacé inférieur ;
- un basculement vers le Nord, à partir du Vraconien, et pendant tout le Cénomanién.

C'est ainsi que l'on peut voir une paléosurface à regard Ouest se raccorder à une paléosurface à regard Sud (fig. 46) :

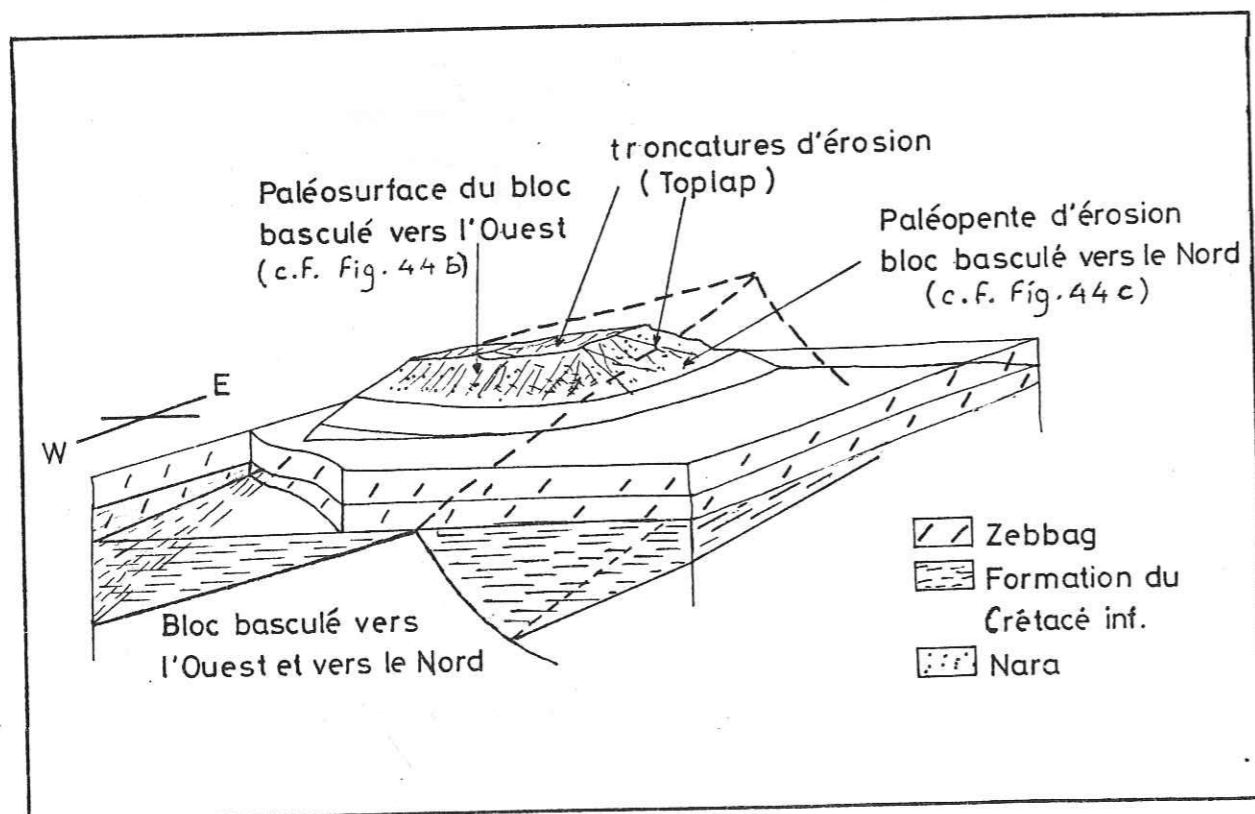


Fig. 46 - Allure possible du paléorelief anté Zebbag à Bir Bou Zer

4 - UN EXEMPLE COMPARABLE A BIR BOU ZER : LA ZONE DE L'O. EN NAHKLA ET DU DJ. TIHALA

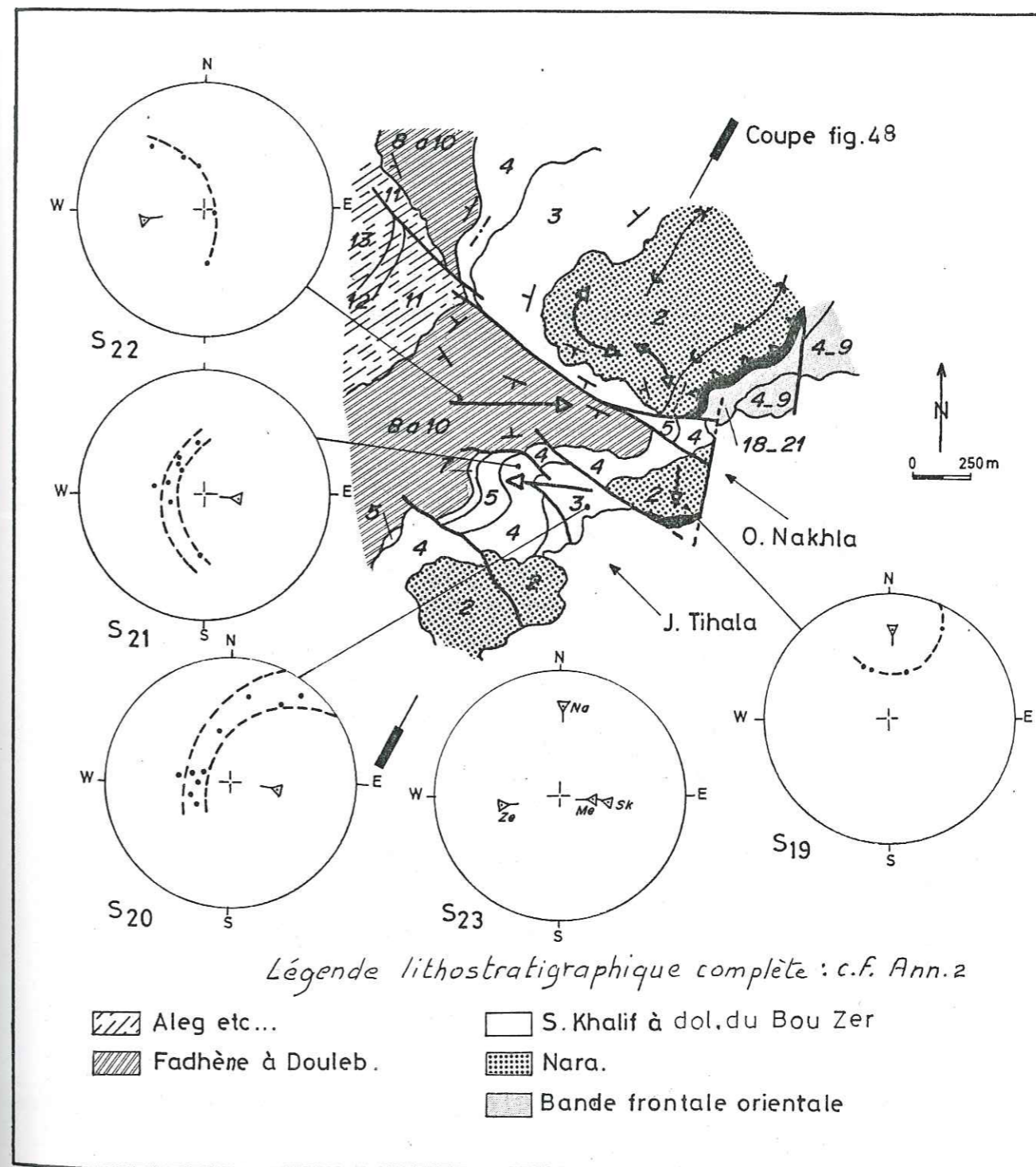


Fig. 47 - Carte géologique et structurale du secteur Tihala - Nahkla

Cette région présente les mêmes caractères structuraux que celle que nous venons de décrire et il s'agit, là encore, de paléostrutures crétacées avec blocs basculés, reprises ultérieurement en compression :

La carte de la figure 47 montre clairement un noyau de Nara au Nord, passant sans transition à la formation Zebbag au Sud. Le contact est cette fois mécanique (décrochement senestre matérialisé dans l'O. Nahkla par de belles amygdales de cisaillement). Il reprend une ancienne faille normale ou une paléosurface à regard Sud (fig. 48 a).

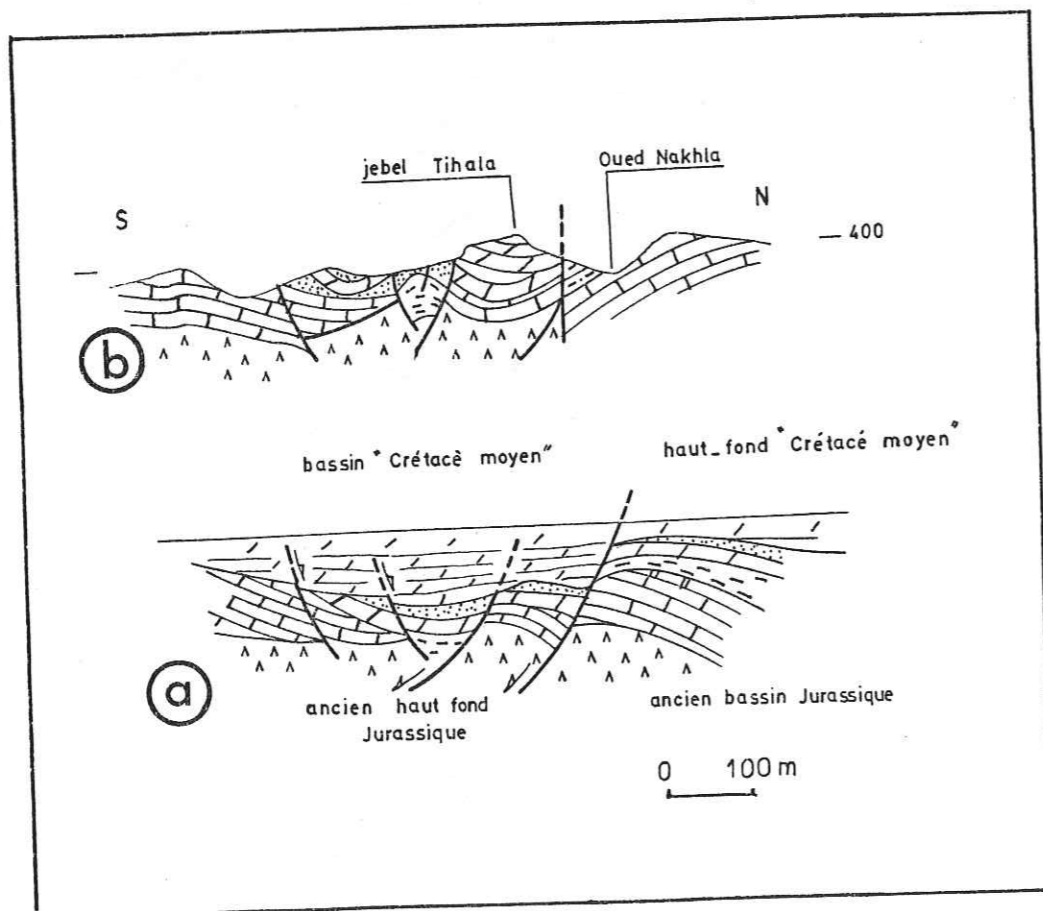


Fig. 48 - Structure transverse actuelle et fossile ("Crétacé moyen") du djebel Tihala.

Le dj. Tihala peut être interprété comme un paléograbén orienté N 130, comblé par la formation Zebbag. Il évolue ensuite en pincée (fig. 48 b), sous l'effet d'une compression subméridienne. Les plis coniques d'axe E-W (fig. 47) résultent de cette phase compressive qui affecte des séries déjà fortement inclinées (rotations vers l'Ouest puis vers le Nord).

Enfin, la comparaison des épaisseurs de Nara et de Zebbag de part et d'autre de l'oued Nahkla, permet de constater une nouvelle fois des inversions de mouvements verticaux au cours du Crétacé.

D - LA STRUCTURE DU BOU ZER NORD : CONCLUSION

L'étude cartographique et géométrique de ce segment de chaînon nous a permis de mettre en évidence deux grands ensembles de structures : des paléostrutures distensives mésozoïques d'une part, et des structures de compression (plicatives et cisailantes) cénozoïques et quaternaires, d'autre part.

1 - LES PALEOSTRUCTURES MESOZOIQUES

Elles correspondent à des blocs basculés dessinant sur le flanc oriental du chaînon des figures de demi-horst et demi-graben (ou horst et graben). Ces blocs basculés sont clairement effondrés au Sud pendant tout le Jurassique et au Nord dès le début du Cénomanién. Des coupes transverses au niveau de chaque bloc trahissent par contre une rotation différentielle de ces blocs avec effondrement à l'Ouest pendant tout le Crétacé inférieur.

Les failles transverses au chaînon (FT1 et FT2) qui limitent ces blocs basculés indiquent, par leurs directions (N 50 à N 130), que du Jurassique à la fin du Coniacien, sévit un régime de contraintes distensives avec axe d'allongement subméridien. Failles transverses et blocs basculés affectent aussi bien les assises du noyau central que les séries condensées de la bande frontale orientale.

Au cours du Crétacé inférieur, l'effondrement systématique à l'Ouest de tous les blocs du chaînon, implique un soulèvement permanent et général de leur bordure orientale, dont les témoins indiscutables nous

sont fournis par les biseaux et les troncatures d'érosion des assises sédimentaires. Par ailleurs, les caractères lithologiques des formations de la bande frontale (séries réduites, condensées et lacunes) traduisent, à la même époque, des conditions de sédimentation sur une zone de haut-fond persistant. Cette bande frontale orientale est donc le siège de mouvements verticaux positifs, localisés, dont les effets produisent à l'Ouest la rotation de blocs (cf. fig. 32). La présence, à la base des séries mésozoïques, du Trias gypseux et marneux, aussi bien dans le noyau central que dans la bande frontale, suggère d'associer mouvement vertical positif et activité diapirique de ce Trias gypseux. Les séries peu épaisses de la bande frontale et celles plus importantes, d'épaisseur croissante vers l'Ouest du noyau central, pouvaient dans ces conditions correspondre respectivement à des dépôts de sommet et de flanc occidental d'un axe diapirique subméridien, situé approximativement au front oriental de l'actuel dj. Bou Zer Nord (cf. fig. 32).

Enfin, hauts-fonds, fossés subsidents et paléoreliefs se succèdent du Nord au Sud, et constituent un paléoalignement subméridien de blocs dont l'évolution géodynamique montre une inversion indiscutable des mouvements verticaux au cours du Mésozoïque. C'est ainsi qu'une zone subsidente jurassique devient systématiquement une zone de haut-fond cénomaniennne (fig. 49)

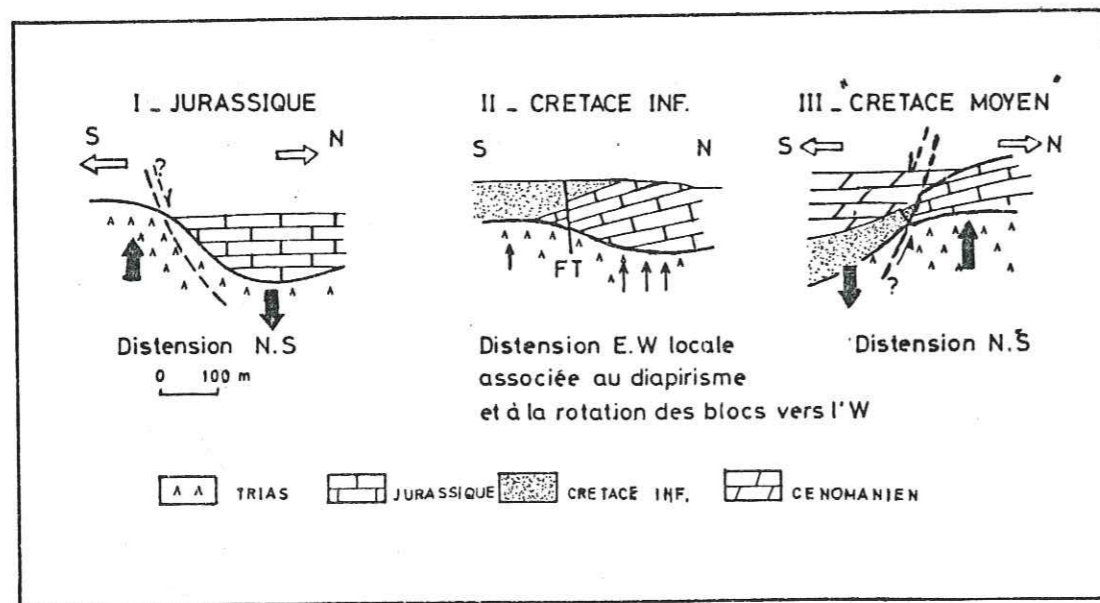


Fig. 49 - Bir Bou Zer : évolution tectonosédimentaire

2 - LES STRUCTURES DE COMPRESSION CENOZOIQUES ET QUATERNAIRES

Dans les chaînons plus septentrionaux du Faïd et du Sidi Khalif, la première manifestation compressive (chevauchement basal) se situe entre le Priabonien (post Souar) et le Burdigalien (ante A. Graab). (Delteil 1981, Ouali 1984). Les séries sédimentaires de l'enveloppe occidentale et de la bande frontale qui ont enregistré les témoins de cette première phase, n'affleurent pas au Bou Zer Nord. Il est par conséquent impossible de préciser ici l'âge du chevauchement basal.

Dans le cadre limité à cette portion de djebel, les structures sont presque toujours polyphasées et complexes. Les arguments géométriques et cartographiques dont nous disposons, permettent tout au plus de distinguer ici deux grandes périodes de déformations : l'une anté villafranchienne, l'autre post villafranchienne.

- La première débute avec le pli chevauchant subméridien et se poursuit en donnant naissance à presque toutes les structures observables actuellement ;

- La seconde est responsable de l'accentuation (chevauchements) de la déformation (voilage en plis coniques) et du rejeu d'accidents antérieurs (accidents verticaux transverses et longitudinaux).

Vergences des chevauchements et écaillages, directions des axes de plis et rejeux multiples dextres et sénestres des accidents verticaux, font apparaître trois directions possibles de raccourcissement (cf. carte fig. 23) :

- . N 115 - 120
- . N 70
- . N 0

Entre le pli chevauchant subméridien et les accentuations et reprises post villafranchiennes s'intercalent probablement plusieurs phases compressives. Nous tenterons de préciser leur nombre et leur chronologie ultérieurement.

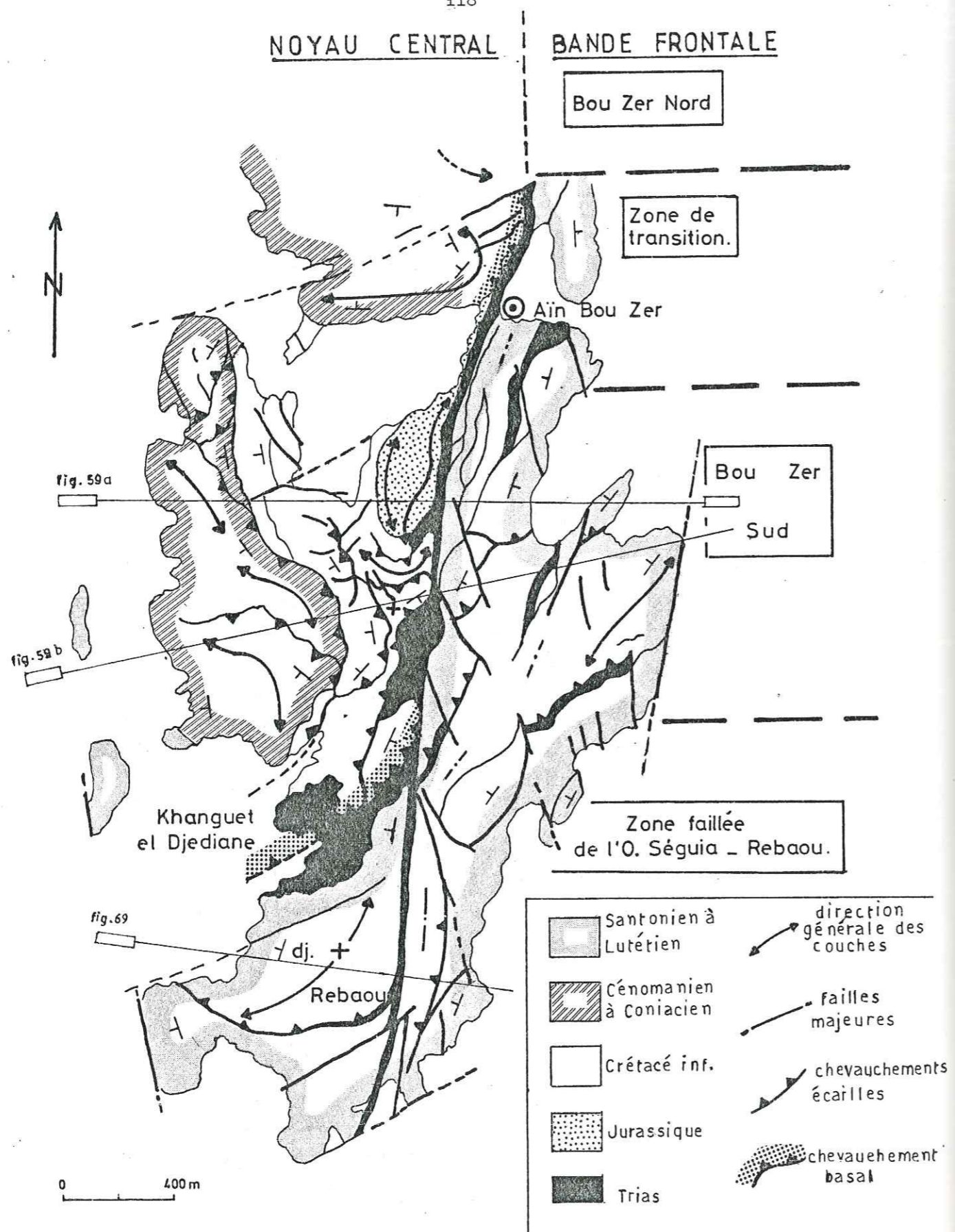


Fig. 50 - Schéma structural du Bou Zer Sud et de ses bordures

C H A P I T R E XI

LE DJEBEL BOU ZER SUD

Cette unité morphologique s'étend d'Aïn Bou Zer au Nord, au dj. Rebaou au Sud. Sa limite septentrionale est marquée par des paléstructures crétacées du même type que celles de Bir Bou Zer. Son architecture est simple : noyau central à l'Ouest, bande frontale à l'Est (fig. 50). Nous examinons successivement :

- . La zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud ;
- . Le noyau central ;
- . La bande frontale orientale.

A - LA ZONE DE TRANSITION BOU ZER NORD - BOU ZER SUD

Cette zone se caractérise :

- par une paléopente ante Zebbag ;
- par un important décalage horizontal des formations du Crétacé inférieur ;
- par des variations importantes, sur une même transversale, des épaisseurs des formations Nara et Zebbag ;
- par des structures de compression.

1 - LA PALEOPENTE ANTE ZEBBAG

Dans ce secteur, la formation Zebbag, globalement subhorizontale, s'appuie contre le bloc du Bou Zer Sud, c'est-à-dire contre toutes les formations allant du Nara à la dolomie du Bou Zer (fig. 51) par ailleurs très redressées (60 à 80°W).

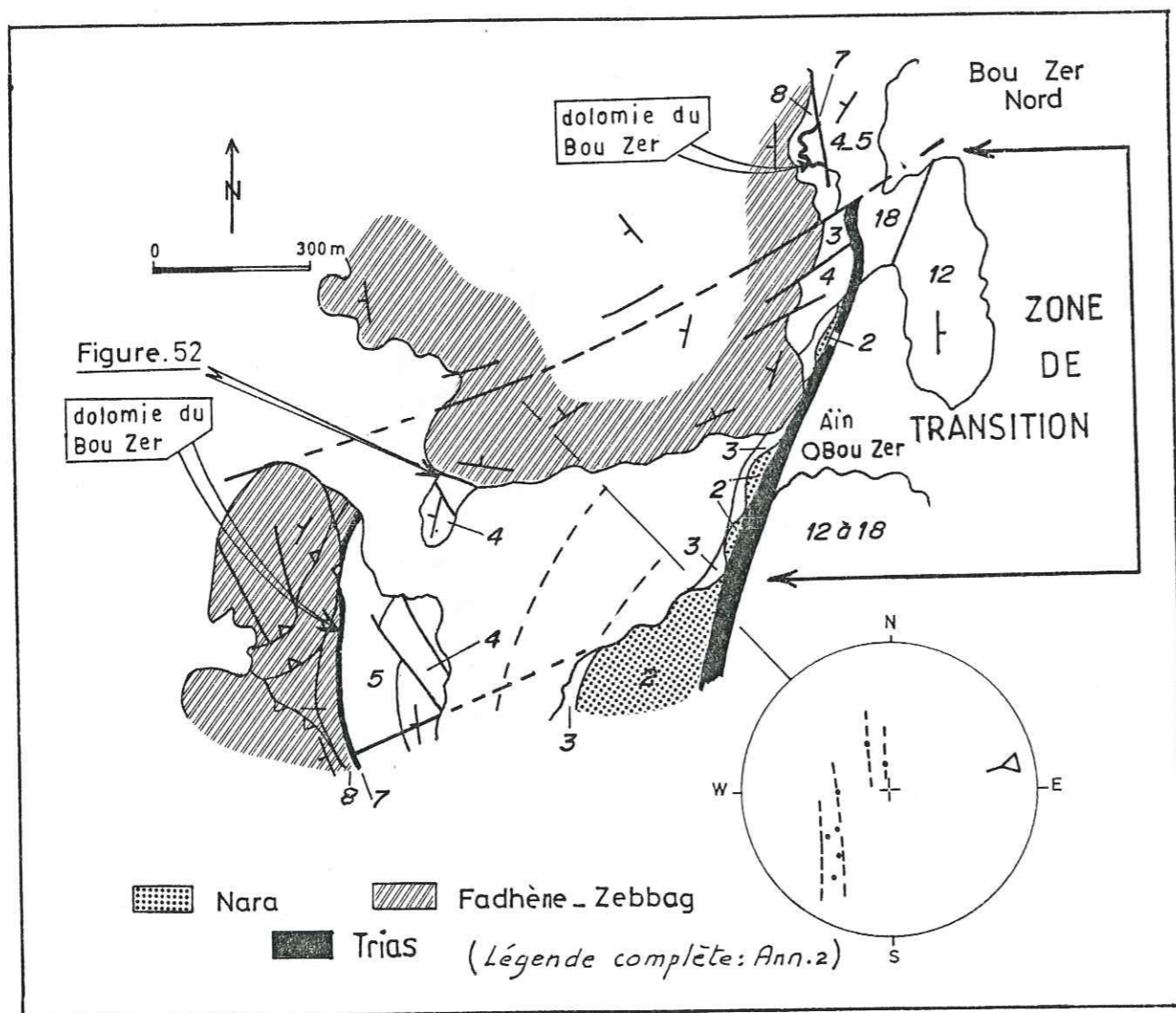
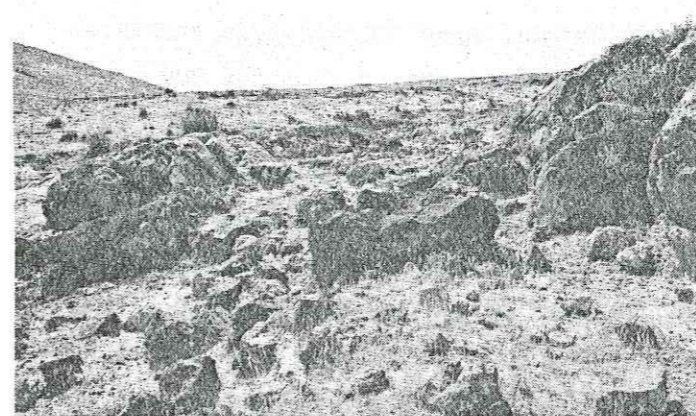
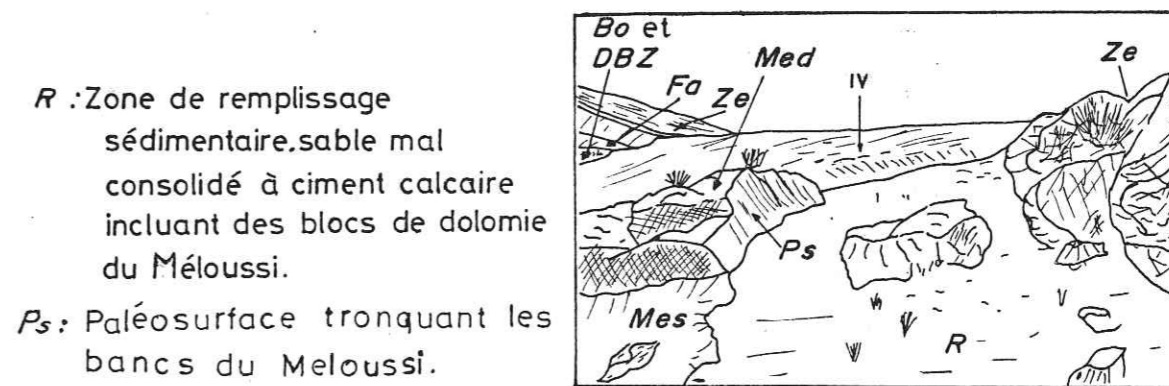


fig. 51 - La zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud
Aspect cartographique

Le contact est sédimentaire et correspond localement à une paléopente ante Zebbag, à regard N-E (fig. 52). Ainsi, la formation Zebbag semble enlever un paléorelief, le Bou Zer Sud, et combler vers le Nord, un fossé allant de Aïn Bou Zer à Bir Bou Zer (cf. carte, fig. 44).

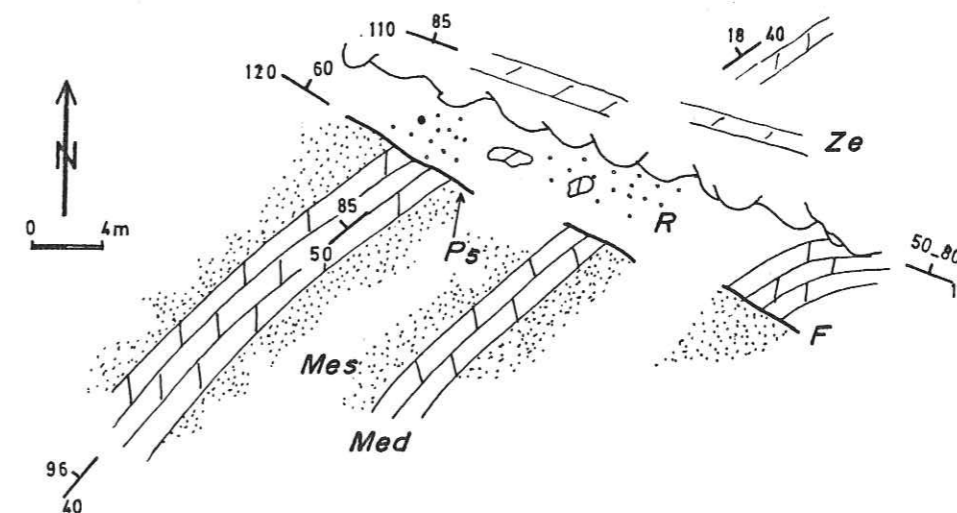


- IV : Glacis quaternaire.
- Ze : Zebbag.
- Fa : Marne de Fadhène.
- DBZ : Dolomie du Bou Zer.
- Bo : Sables du Boudinar.
- Med : Dolomie rousse du Méloussi.
- Mes : Sables du Méloussi.



R : Zone de remplissage sédimentaire, sable mal consolidé à ciment calcaire incluant des blocs de dolomie du Méloussi.
Ps : Paléosurface tronquant les bancs du Méloussi.

(a) aspect panoramique du contact Meloussi-Zebbag



(b) aspect cartographique du contact Meloussi-Zebbag

Fig. 52 - La limite septentrionale du Bou Zer Sud :
une paléosurface ante Zebbag

2 - DECALAGE HORIZONTAL DES FORMATIONS DU CRETACE INFERIEUR

La dolomie du Bou Zer, dernière formation antérieure à la transgression Fadhène - Zebbag, est décalée horizontalement, d'au moins 900 m vers l'Est, lorsque l'on passe du Bou Zer Sud au Bou Zer Nord (fig. 51). Cet important décalage ne peut résulter du seul jeu décrochant dextre de l'accident N 60, qui affecte toutes les séries sédimentaires de ce secteur. Les bancs du Zebbag témoignent d'un rejet qui n'excède jamais quelques mètres. De plus, la dolomie du Bou Zer, ainsi que les formations sous-jacentes, présentent une différence importante de pendage d'un bloc à l'autre (Valeurs moyennes maximales : 80° au Bou Zer Sud, 45° au Bou Zer Nord). Ce dispositif, associant décrochement et couches à pendages différents, mais de même sens, évoque un jeu de blocs basculés tel que nous l'avons décrit à Bir Bou Zer. Or, nous ne trouvons aucune trace, à l'affleurement, des failles transverses normalement associées à ce mécanisme. Cependant, nous avons vu que le contact du Zebbag avec le Crétacé inférieur, est une paléosurface à regard N-E (fig. 52). Il est probable que cette paléosurface soit génétiquement liée à une paléofaille ante Zebbag : la première résultant de la seconde par érosion de la lèvre du compartiment soulevé. Ces failles transverses seraient à rechercher sous la formation Zebbag.

Dans le contexte géologique régional, ces observations nous conduisent à proposer, pour la zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud, l'interprétation suivante :

L'important décrochement cartographique qui affecte les formations du Crétacé inférieur, résulte du basculement progressif vers l'Ouest, de blocs découpés par des failles transverses (angle de rotation croissant du Nord vers le Sud dans le cas présent).

Ce rejet est accentué par le rejeu en faille normale des directions transverses, avant, pendant et après le dépôt du Zebbag, avec effondrement des compartiments vers le Nord.

Finalement, toute la portion de djebel comprise entre Bir Bou Zer et Aïn Bou Zer, est un paléograbén ante Zebbag (paléopente à regard Sud à Bir Bou Zer - paléopente inverse à Aïn Bou Zer).

3 - VARIATIONS DE L'ÉPAISSEUR DES FORMATIONS NARA ET ZEBBAG

Au niveau de cette zone de transition, l'amincissement assez brutal de la formation Nara, puis sa disparition vers le Nord, correspond à une grande épaisseur de la formation Zebbag. Comme à Bir Bou Zer, nous observons une inversion des épaisseurs des dépôts, et le paléograbén ante Zebbag doit être interprété comme un paléohorst ante Nara. D'ailleurs, la formation Nara est totalement absente de cette zone, la formation Meloussi reposant directement sur le Trias.

4 - LES STRUCTURES DE COMPRESSION

Nous les décrivons brièvement en commentant la carte de la fig. 53 :

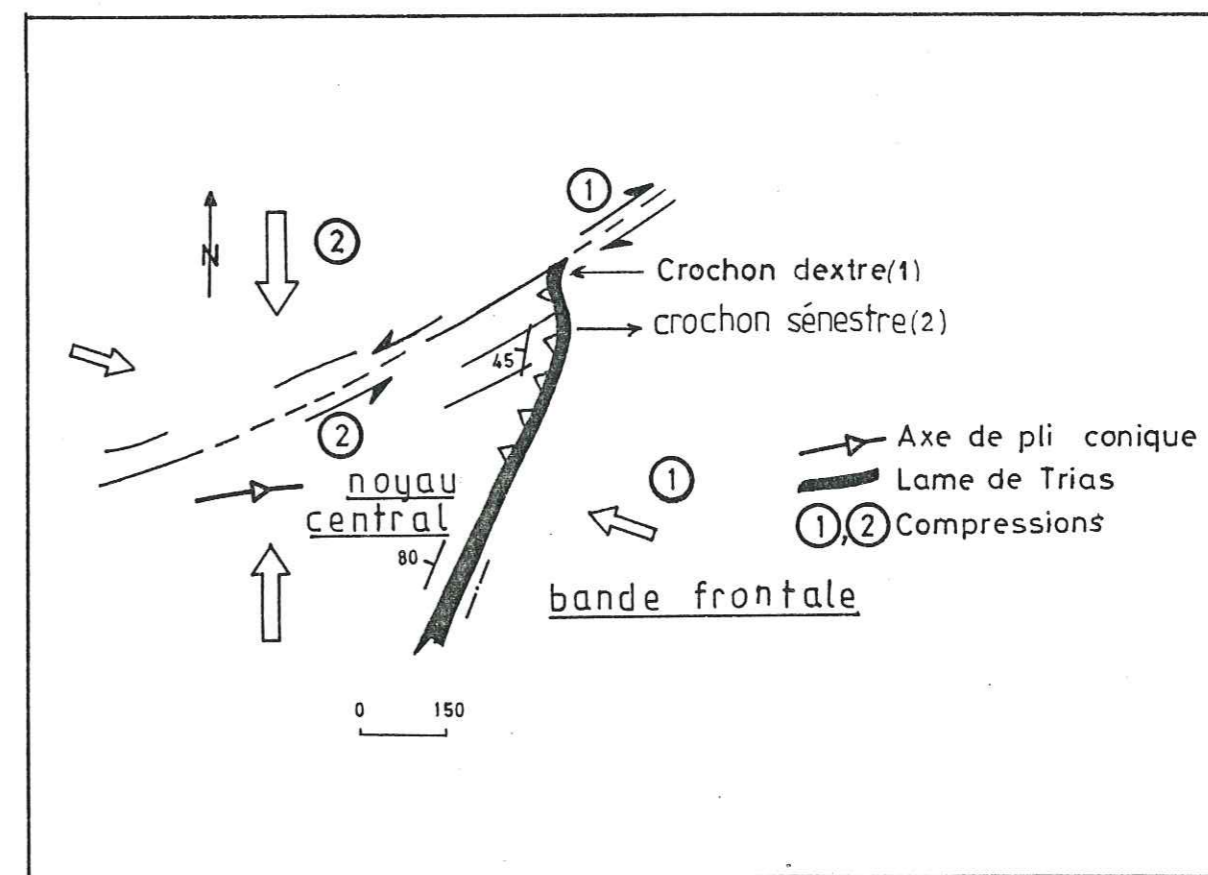


Fig. 53 - Schéma structural de la zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud

. La lame du Trias qui sépare le noyau central de la bande frontale, a un pendage globalement Ouest, d'autant plus faible que l'on s'approche de la faille cartographique N 60, limitant la zone de transition vers le Nord. Cette faille, sans relation apparente avec une paléodirection, pourrait avoir fonctionné en décrochement d'abord dextre, puis senestre, entraînant vers le N-E la semelle du Trias à sa bordure (fig. 53). Ce mouvement senestre peut résulter d'une compression subméridienne donnant également naissance à un petit synclinal conique (fig. 51 - S16).

5 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Elle est schématisée sur la fig. 54 qui montre l'inversion de la morphologie entre le Jurassique (A) et le "Crétacé moyen" (B) et le stade intermédiaire du Crétacé inférieur (C), associé au diapirisme.

Les failles normales, synsédimentaires, représentées aux stades A et B, ne s'observent pas réellement dans l'édifice structural actuel. Cependant, la disposition en chapelet des affleurements de Nara, avec figures très nettes de troncatures d'érosion aux bordures, nous incite fortement à envisager leur existence ainsi que celle de mouvements syn Nara, entraînant un *non dépôt* de cette formation sur les blocs soulevés (vers le Nord), plutôt que son émergence et son érosion avant le dépôt de la formation Sidi Khalif.

Le stade suivant est dominé par un axe diapirique situé au front oriental de la zone. Le basculement des blocs vers l'Ouest, avec mouvement en ciseau, comme nous l'avons schématisé sur la fig. 29, se traduit par un décrochement cartographique dont le rejet est fonction de l'angle de rotation et donc, de la poussée verticale liée au diapir. Dans le cas présent, le décrochement dextre affectant la dolomie du Bou Zer, pourrait être la conséquence d'une poussée plus importante au Sud qu'au Nord. Progressivement, la zone subsidente correspondant à l'actuel Bou Zer Sud, devient une zone de haut-fond, et inversement, le haut-fond de la zone de transition devient subsidente.

La zone faillée de l'o. el Abiod (située entre le dj. Sidi Khalif et le dj. Akrouta), présente une évolution géodynamique semblable du Jurassique au Coniacien.

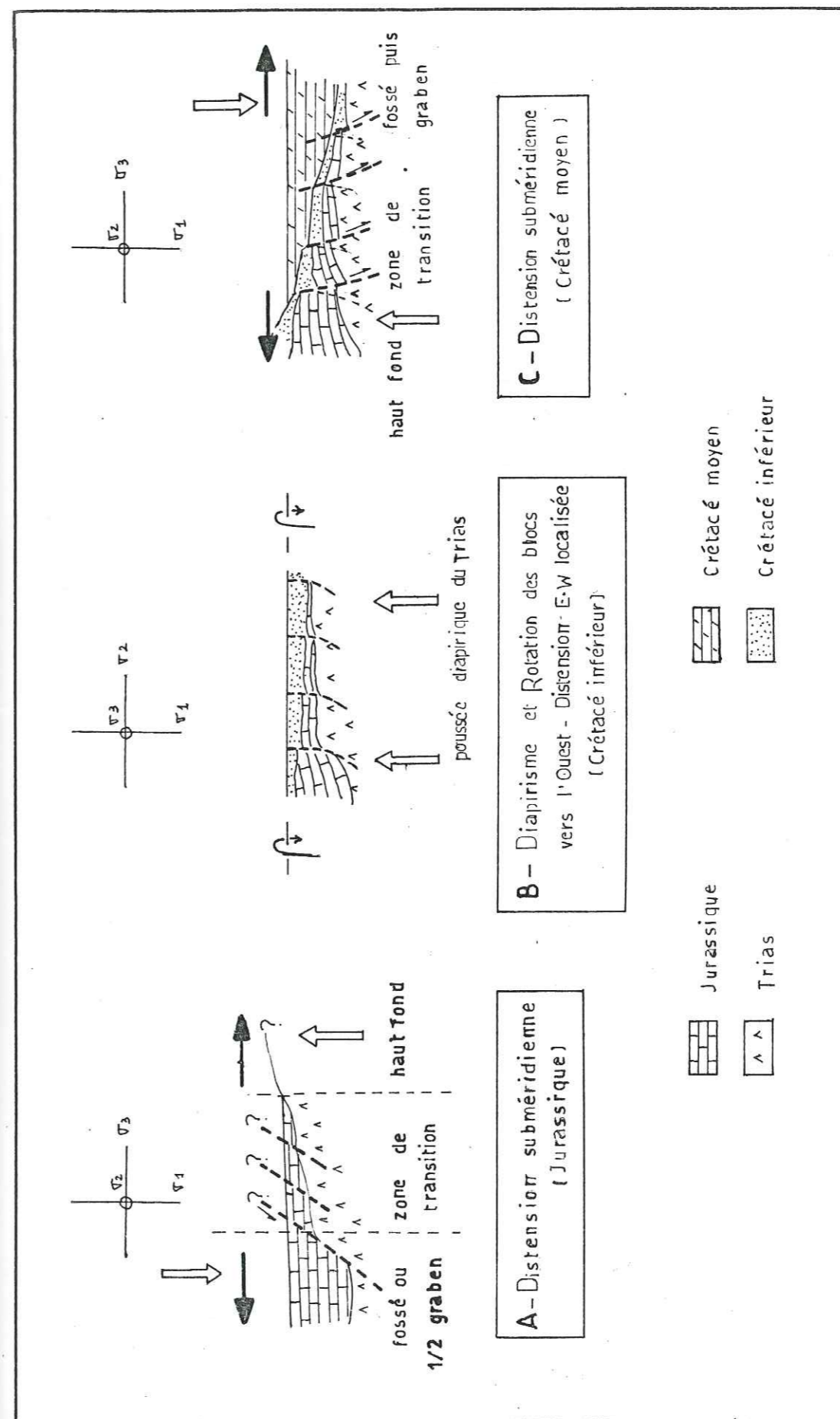


Fig. 54 - Schéma de l'évolution géodynamique de la zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud.

6 - UN EXEMPLE COMPARABLE : LA ZONE FAILLEE DE L'OUED EL ABIOD

Ce secteur a fait l'objet de plusieurs études et a été interprété successivement comme un synclinal pincé dans un paléograben Sénonien (Guirand, 1968), puis comme un fossé d'effondrement récent affectant des séries allochtones (Delteil, 1981)

Par suite du polyphasage, la cartographie de cette zone est très complexe. Elle apparaît, simplifiée, sur la carte de l'annexe 2, qui met en évidence un dispositif comparable en bien des points à celui de la zone de transition du dj. Bou Zer, que nous venons de décrire :

Nos observations sont conformes à celles de Guirand. Cependant, l'histoire des déformations dans ce secteur nous semble débiter, comme au Bou Zer, dès le début du Jurassique, avec un dispositif de haut-fond (horst) et fossé subsident (graben). Nous concevons l'histoire géodynamique de l'oued el Abiod de la façon suivante (fig. 55) :

a) Au Jurassique : fossé du Sidi Khalif - haut fond de l'Akrouta ;

b) Au Crétacé inférieur : diapirisme avec rotation de blocs :

- . bloc de l'Akrouta
- . bloc du Krechem el Kelb
- . bloc du Sidi Khalif (signal, 705 m).

c) Au "Crétacé moyen" : dépôt du Zebbag puis des formations Annaba, Bireno et Douleb sur ces paléstructures : grande épaisseur de "Crétacé moyen" au dj. Akrouta, dépourvu par ailleurs de Jurassique, donc déplacement des zones basses et des zones surélevées.

Ici s'arrête la comparaison avec le dj. Bou Zer, car le secteur de l'oued el Abiod continuera d'évoluer, au Crétacé supérieur, comme un véritable graben comblé par les marnes de l'Aleg, puis par les calcaires de l'Abiod (direction d'allongement SW-NE).

Plusieurs phases compressives ont fait rejouer les paléofailles et plissé les sédiments du paléograben en synclinal, dont l'axe N 60 indique un raccourcissement NW-SE.

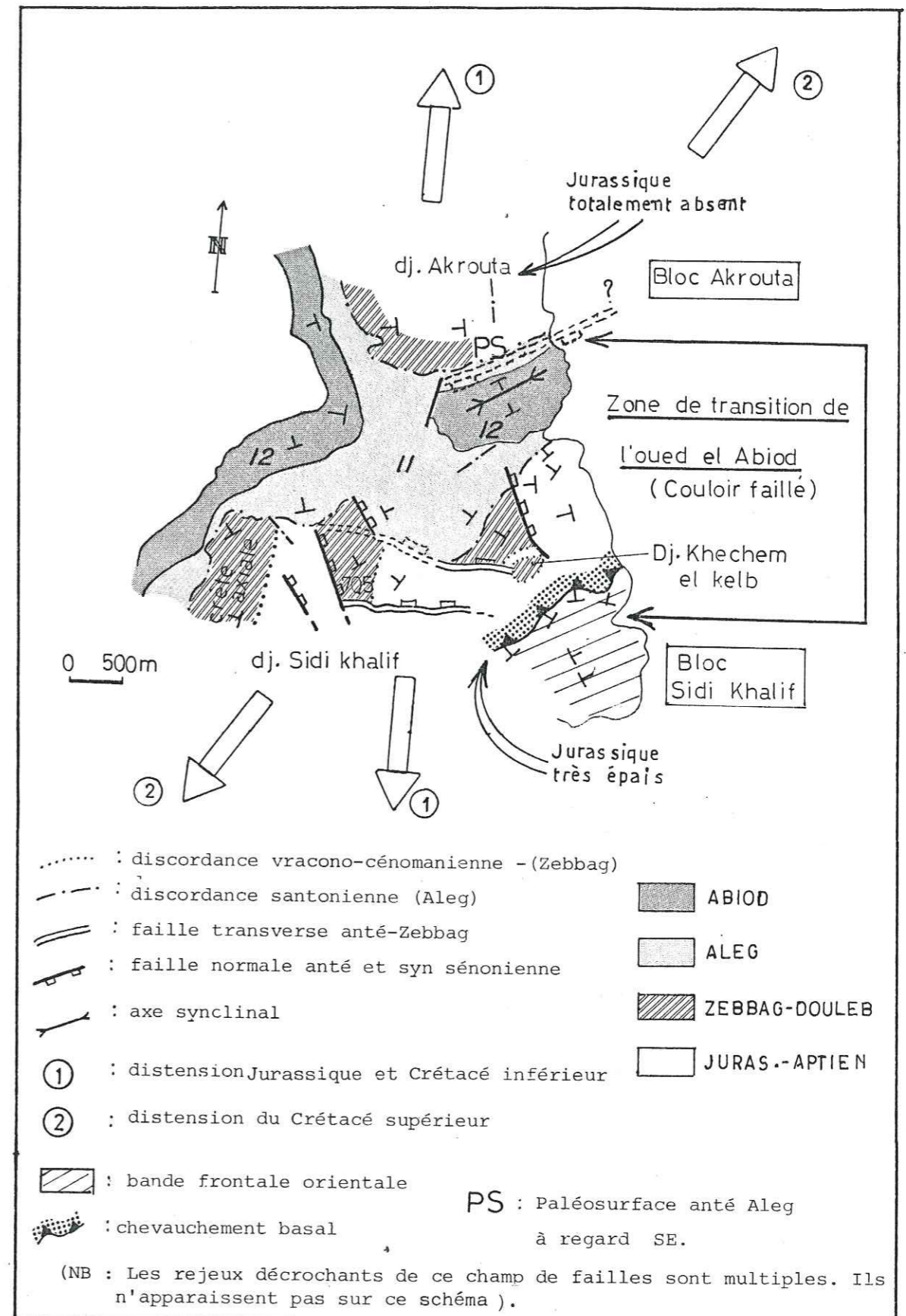


Fig. 55 schéma structural de la zone faillee de l'o. el Abiod

B - LE NOYAU CENTRAL

Il correspond à un paléobloc Crétacé repris en compression. Nous examinerons successivement les paléostrucures d'âge Crétacé, et les structures de compression.

1 - LES PALEOSTRUCTURES CRETACEES

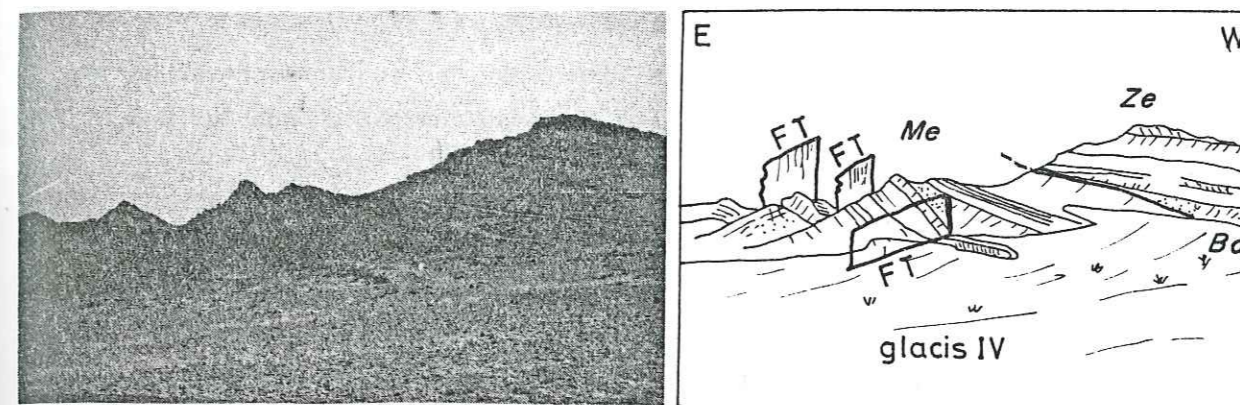
Leur existence est prouvée par les faits d'observation suivants :

a) Le calcaire jurassique de la formation Nara occupe le coeur de ce noyau central (cf. fig. 50). Vers le Nord, la masse calcaire principale se termine en chapelet. Vers le Sud, cette masse calcaire s'arrête brutalement et présente une paléosurface à regard Sud sur laquelle reposent les marnes de la formation Sidi Khalif. Le Bou Zer Sud apparaît donc pendant le Jurassique, comme un fossé (ou un graben) encadré par deux zones de haut-fond (partie méridionale du Bou Zer Nord au Nord, et zone Rebaou-Segua au Sud).

Les mouvements verticaux s'inversent au cours du Crétacé et soulèvent progressivement la masse calcaire en tronquant ses bordures septentrionales et méridionales, qui seront peu à peu recouvertes par les formations du Crétacé inférieur.

b) De nombreux biseaux sédimentaires au sein des séries du Crétacé inférieur, témoignent d'un mouvement de bascule vers l'Ouest (fig. 56)

c) Dans la partie Nord-Ouest du bloc (fig. 50) deux familles de failles ante Zebbag, actuellement verticales, affectent la formation Meloussi. La première (N 60) interrompt cartographiquement la seconde (N 140) et se raccorde à la paléosurface qui tronque la masse calcaire Nara au Nord. Si l'on restitue, par rotation, la position horizontale du Meloussi au moment de son dépôt, ces deux familles présentent alors une direction commune N 110, mais des pendages opposés, et peuvent être interprétées comme des failles normales conjuguées. (fig. 57). Ce schéma s'accorde par ailleurs avec une évolution du Bou Zer Sud en horst (ou demi-horst) au cours du Crétacé.



FT: Faille transverse

Fig. 56 - Biseaux sédimentaires et failles transverses, affectant le Crétacé inf. du djebel Bou Zer Sud

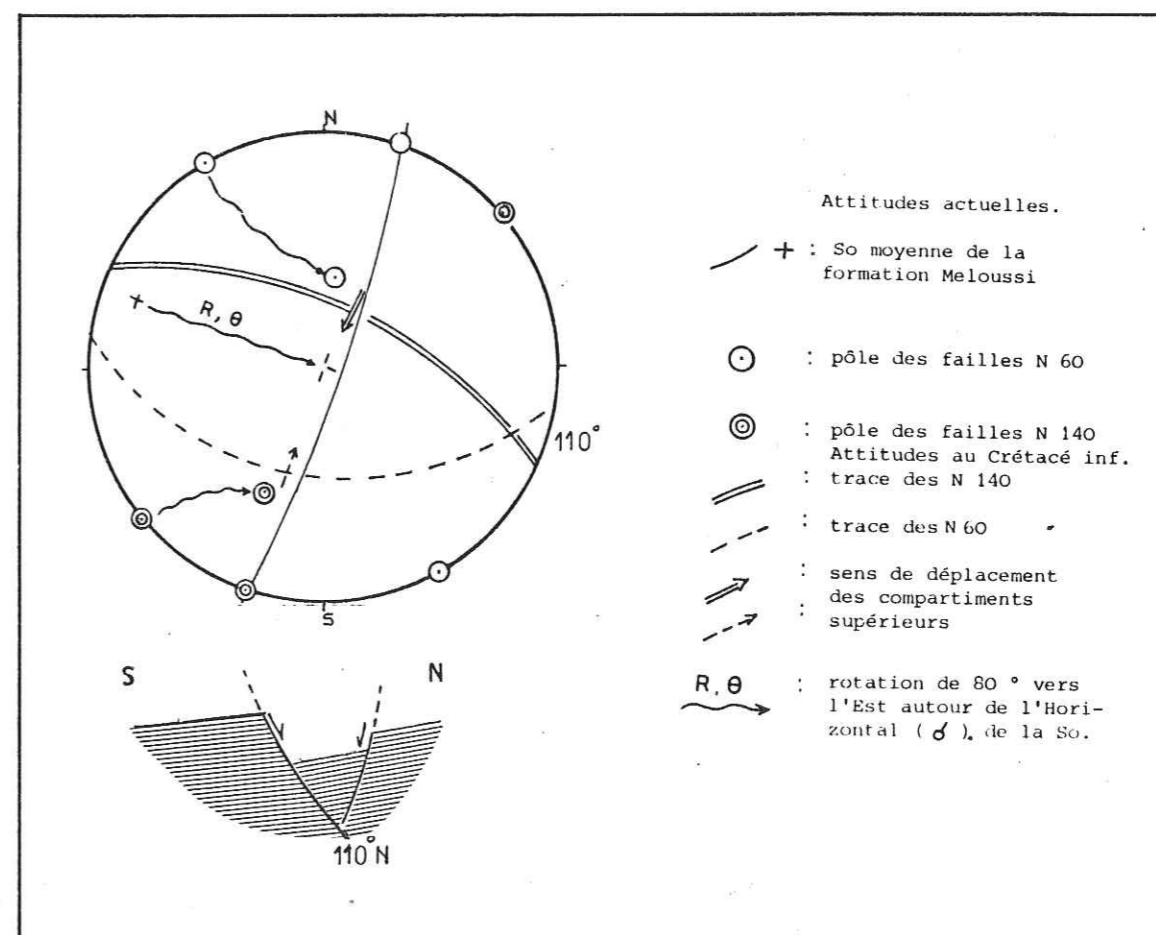


Fig. 57 - Failles normales conjuguées synsédimentaires - Crétacé inférieur du djebel Bou Zer Sud.

2 - LES STRUCTURES DE COMPRESSION

Elles se caractérisent essentiellement par des contacts chevauchants, un grand décrochement N 10° qui limite le noyau central du Bou Zer Sud vers l'Est, et des structures souples.

a) Le décrochement N 10°

C'est l'élément structural le plus récent, car il recoupe toutes les structures du noyau, qu'il entraîne dans une rotation senestre particulièrement bien exprimée, dans la partie Sud du bloc, par petits chevauchements (mouvements couche à couche) à vergence Nord (fig. 50 et 58). Ce plan de cisaillement constitue la bordure occidentale d'un méga couloir de décrochement qui affecte toute la bande frontale et que nous décrirons ultérieurement.

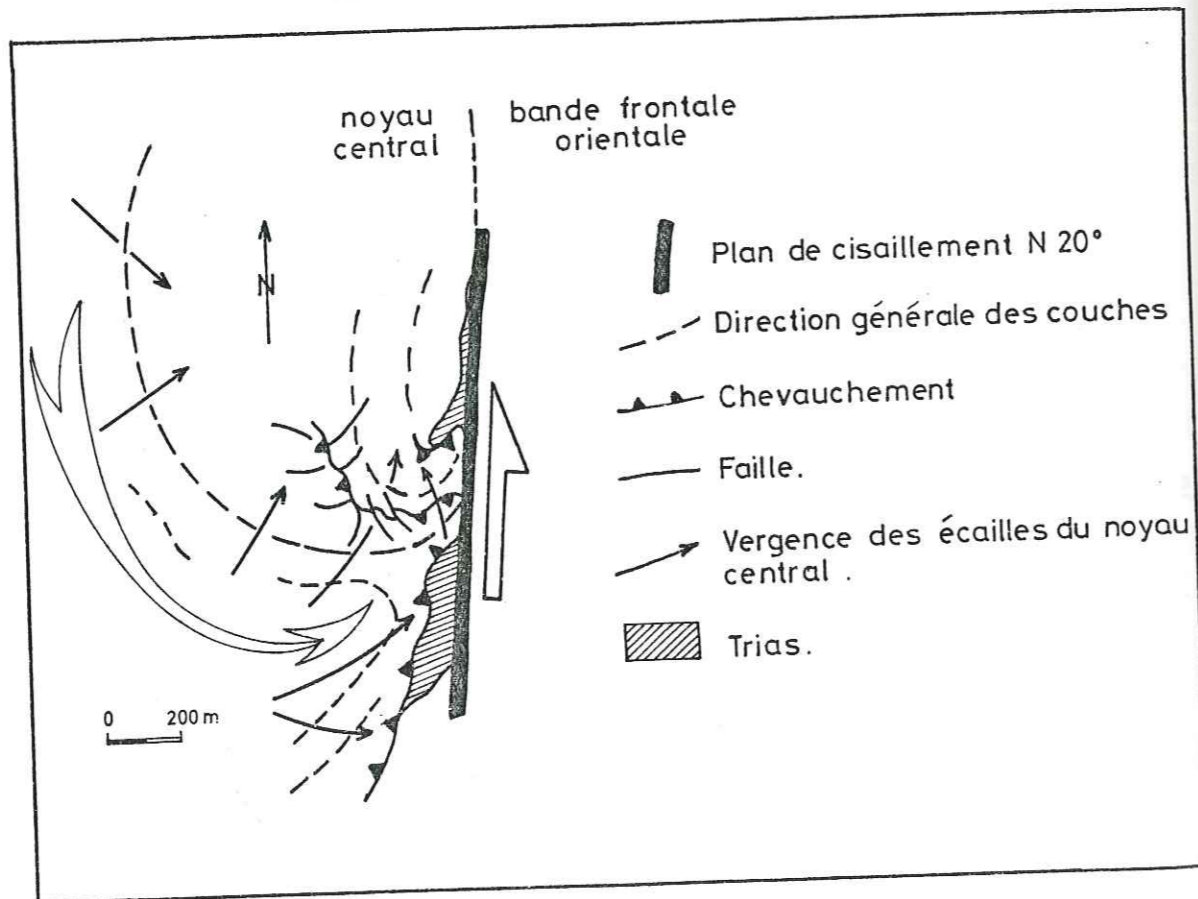


Fig. 58 - Entraînement sénestre aux bordures du décrochement N10 - Djebel Bou Zer Sud.

b) Les contacts chevauchants

Le chevauchement basal ne s'exprime cartographiquement qu'aux confins méridionaux du bloc où toute la série d'âge Crétacé du noyau (Meloussi, Boudinar et Zebbag), avec troncatures basales et écaillage, repose par l'intermédiaire d'une lame de Trias, sur les calcaires blancs de la formation Abiod (fig. 59 b), appartenant à la bande frontale. Vers le Nord, le chevauchement basal est tronqué par le décrochement N 10 (fig. 59 a).

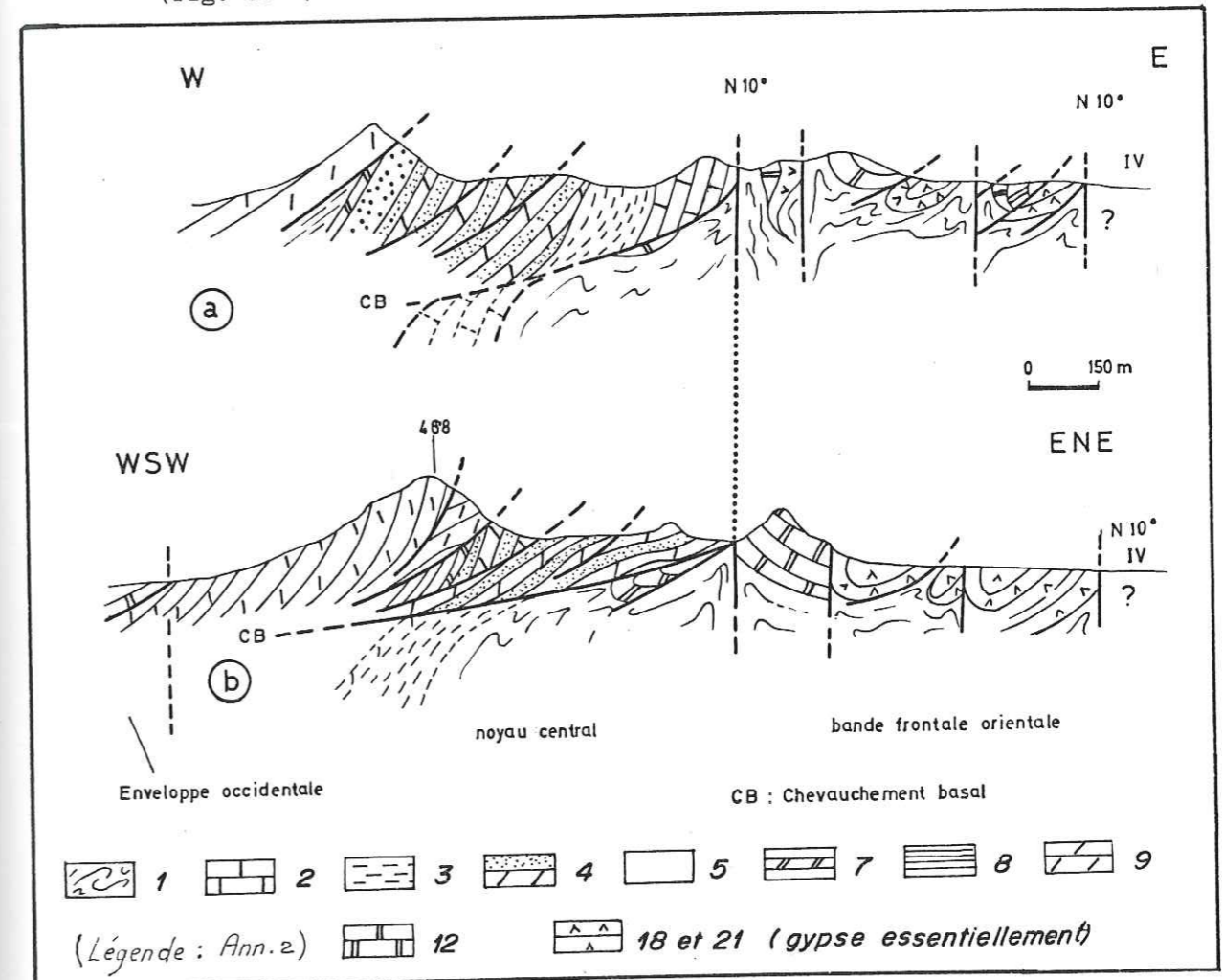
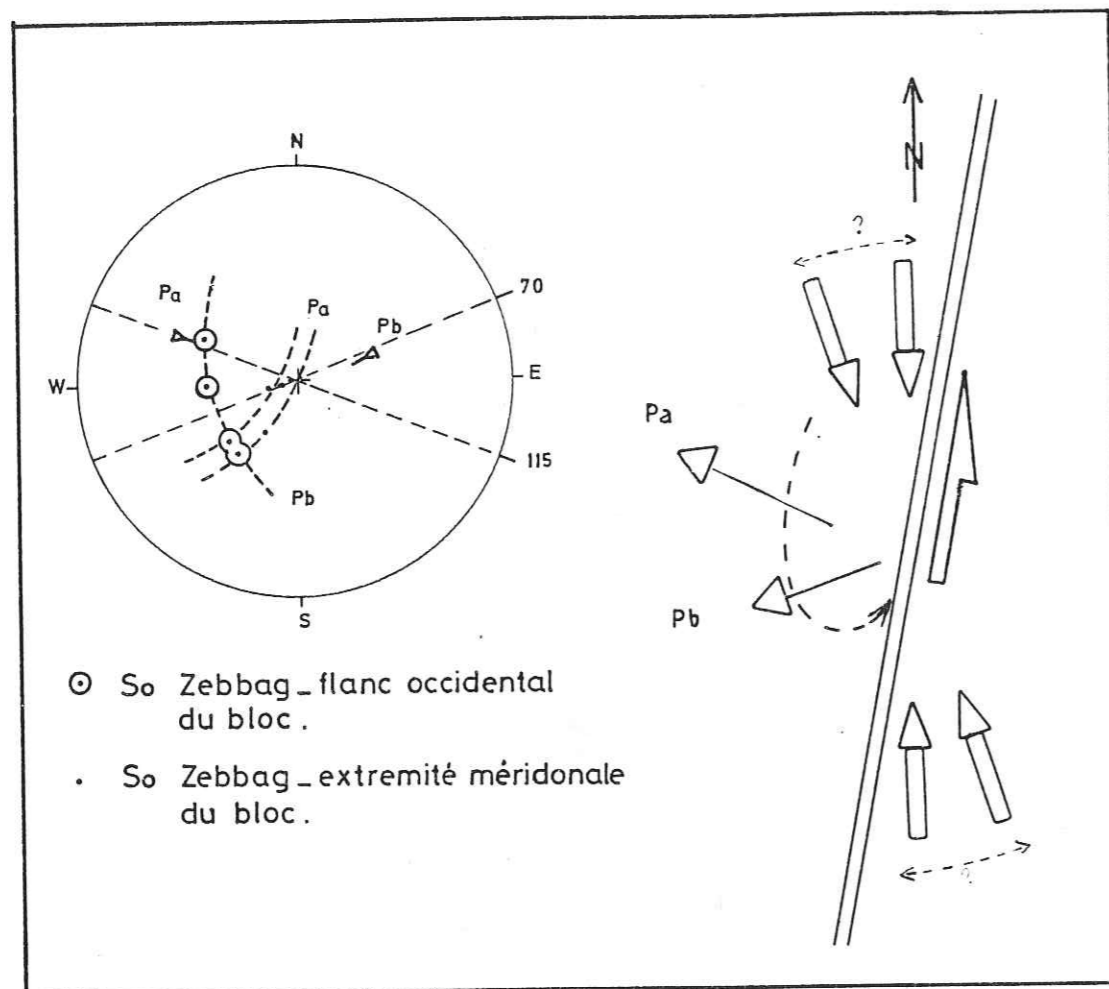


Fig. 59 - Coupes transversales dans le djebel Bou Zer Sud (Localisation fig. 50, page 118)

L'écaillage de la série crétacée du noyau, favorisé et induit par les nombreux biseaux sédimentaires, présente des vergences qui évoluent du SE au N (fig. 58), traduisant l'entraînement senestre dû au N 10.

c) Les structures souples

Deux plis coniques s'expriment au niveau de la formation Zebbag. Les axes construits N 70 et N 115 (fig. 60) se rapportent respectivement au flanc occidental et à la terminaison méridionale du bloc.



- ⊙ So Zebbag - flanc occidental du bloc.
- So Zebbag - extrémité méridionale du bloc.

Fig. 60 - Djebel Bou Zer Sud
Existence d'un axe de raccourcissement subméridien

d) Conclusion

Axes de plis et décrochement N 10 senestre, sont autant d'arguments en faveur d'une phase de compression subméridienne (fig. 60). Enfin, le chevauchement basal, recoupé cartographiquement par le N 10, doit être rapporté à une phase compressive antérieure.

C - LA BANDE FRONTALE ORIENTALE : UN MEGA-COULOIR DE DECROCHEMENT N 10

Nous l'analyserons à l'échelle de la carte, de la latitude d'Aïn Bou Zer jusqu'au dj. Rebaou, puis à l'échelle de l'affleurement.

1 - A L'ECHELLE DE LA CARTE (MEGASTRUCTURES)

Le soubassement triasique supporte une couverture fortement tectonisée dont l'âge s'étend du Campanien (Abiod) à l'Eocène supérieur (Djeb). On y reconnaît deux types de structures (fig. 59).

- des structures héritées d'un cisaillement subhorizontal à vergence E-SE, que l'on peut rapporter au chevauchement frontal. Ces structures sont représentées essentiellement par des plis synclinaux déversés vers l'E, et écaillés : écaillage qui se traduit en carte par des lanières de Trias de direction moyenne SW-NE (fig. 50 et 51).

- des structures héritées du méga couloir de décrochement N 10 et figurées par des plans de cisaillement verticaux (plans principaux et Riedels de type R verticalisant tous les objets antérieurs) et des amygdales (fig. 50 et 61). Compte tenu des relations géométriques observées, les différentes structures semblent apparaître dans l'ordre suivant (fig. 61) :

- plissement et écaillage de la bande frontale lors du chevauchement basal ;

- apparition des failles N 10 et fonctionnement dextre du couloir de décrochement associé. Verticalisation des structures préexistantes, et naissance d'amygdales A_1 liées au Riedels R_1 .

- rejeu senestre du couloir N 10 avec déformation des amygdales A_1 et création d'amygdales A_2 liées à des Riedels R_2 .

- enfin, apparition ou rejeu des directions N 60 avec déplacement senestre entraînant déformation et rejeu des anciennes structures.

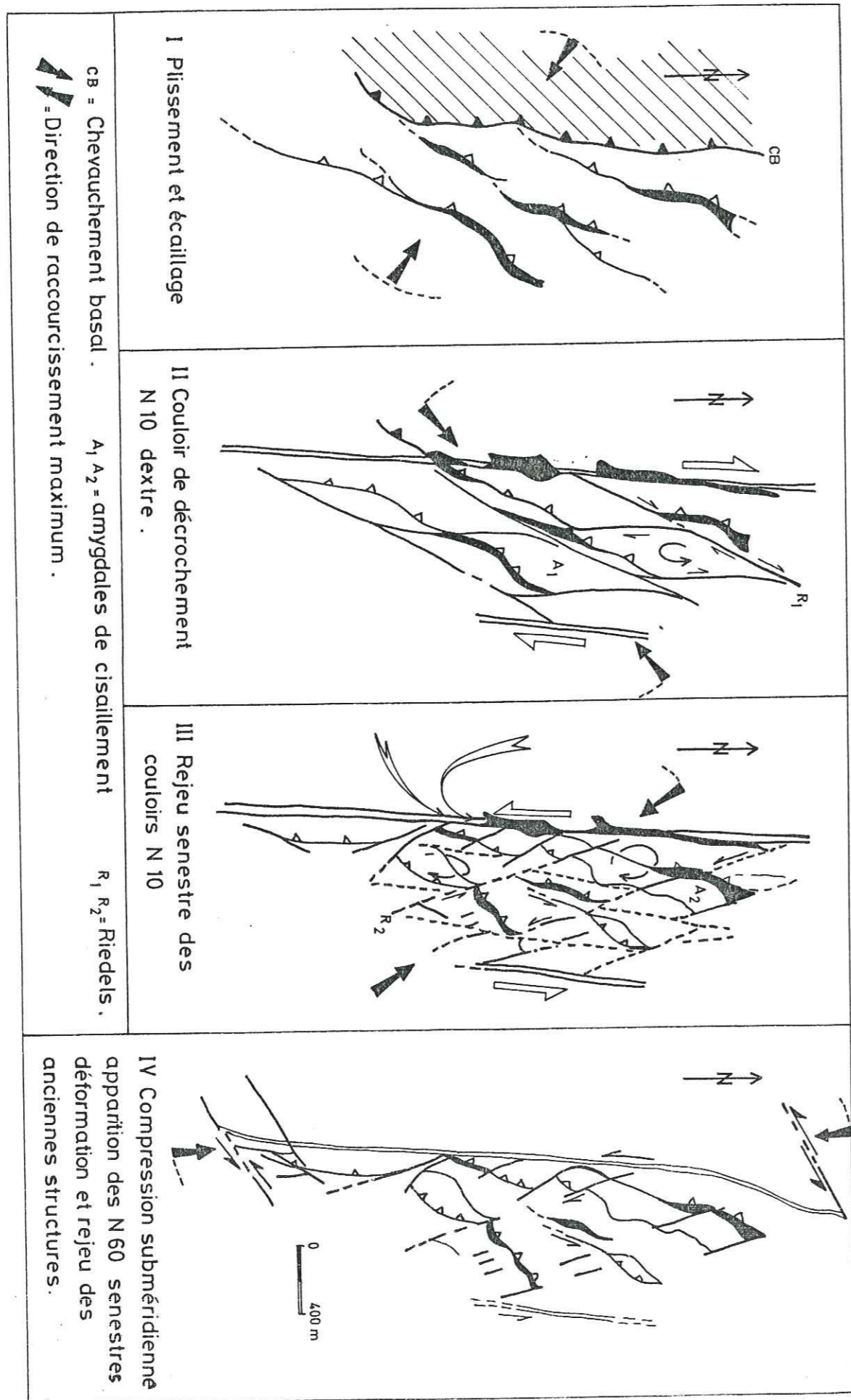


Fig. 61 - Le couloir de décrochement N10 de la bande frontale du dj. Bou Zer Sud - Genèse et évolution.

2 - A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT (MICROSTRUCTURES DANS LES GYPSES DU TRIAS- FIG. 62)

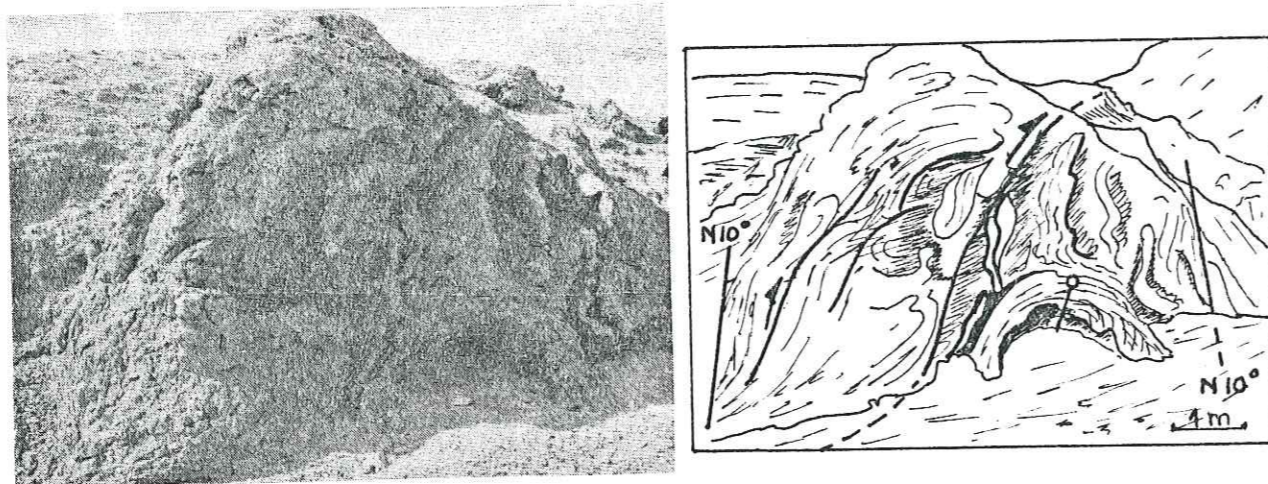
Le lit du petit oued qui prend naissance à Aïn Bou Zer recoupe transversalement le couloir de décrochement N 10 et ses mégastructures : amygdales, lanières de Trias et plans de cisaillement verticaux.

Les lanières de Trias sont constituées de marnes rouges et de gypse gris ou noir qui présentent deux types de faciès : un faciès en bancs massifs, durs, à gypse cristallin et un faciès schisteux, tendre, à gypse lamellaire ou fibreux. Les déformations successives ont été bien enregistrées par ce Trias gypseux dans lequel on reconnaît deux types de structures : des plis et des couloirs de décrochement.

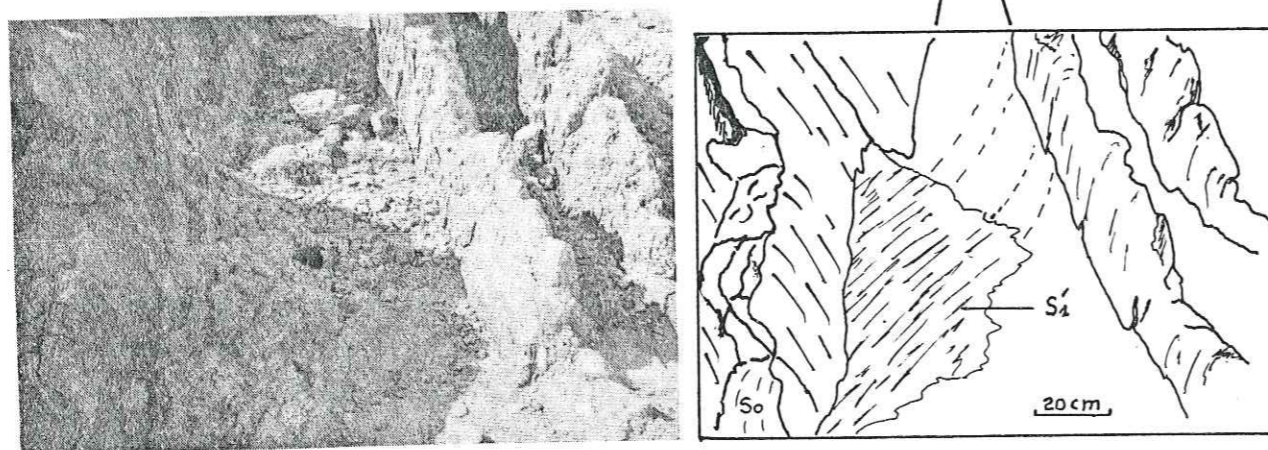
a) *Les plis* : il s'agit, la plupart du temps, de plis déversés ou couchés vers l'Est, à flanc inverse cisailé (fig. 62). Nous les associons à la phase I de la fig. 61 (chevauchement). Le très fort plongement axial résulte de phases décrochantes ultérieures qui verticalisent ou redressent toutes les structures.

b) *Les couloirs de décrochement* : (fig. 62 b et c). L'orientation de ces couloirs est constante et voisine de N 10. Leur largeur, par contre, varie de un décimètre à un mètre. Les plans de cisaillement suivent le plus souvent la So. Dans le couloir lui-même on observe, soit un clivage schisteux sigmoïde (S'₁)*, soit des fentes de tension (T). La présence, dans un même couloir, de plusieurs familles de fentes de tension traduit le polyphasage de la zone. L'analyse géométrique de ces familles de fentes et de leur remplissage permet de dresser une chronologie relative des déformations.

* Ce clivage S'₁ peut résulter directement d'un cisaillement N 10 senestre ou lui être antérieur. Dans ce cas, il pourrait correspondre à une schistosité S₁ associée à l'écaillage de la bande frontale, redressée et entraînée aux bordures par un mouvement dextre du N 10.



(a) Anciennes structures plissées et faillées reprises dans un couloir de cisaillement N 10°



(b) Clivage schisteux S₁



(c) Fentes de tension et foliation

Fig. 62 - Les structures affectant le Trias de la bande frontale à Aïn Bou Zer

c) Analyse microtectonique des fentes de tension.

Les mesures ont été effectuées dans des fentes de tension colmatées par du gypse blanc fibreux présentant, selon les cas, un ou deux types de fibres : des fibres courtes (*fc*), suborthogonales ou obliques aux épontes, et des fibres longues (*fl*), situées au centre de la fente, et parallèles à celle-ci (fig. 63) :

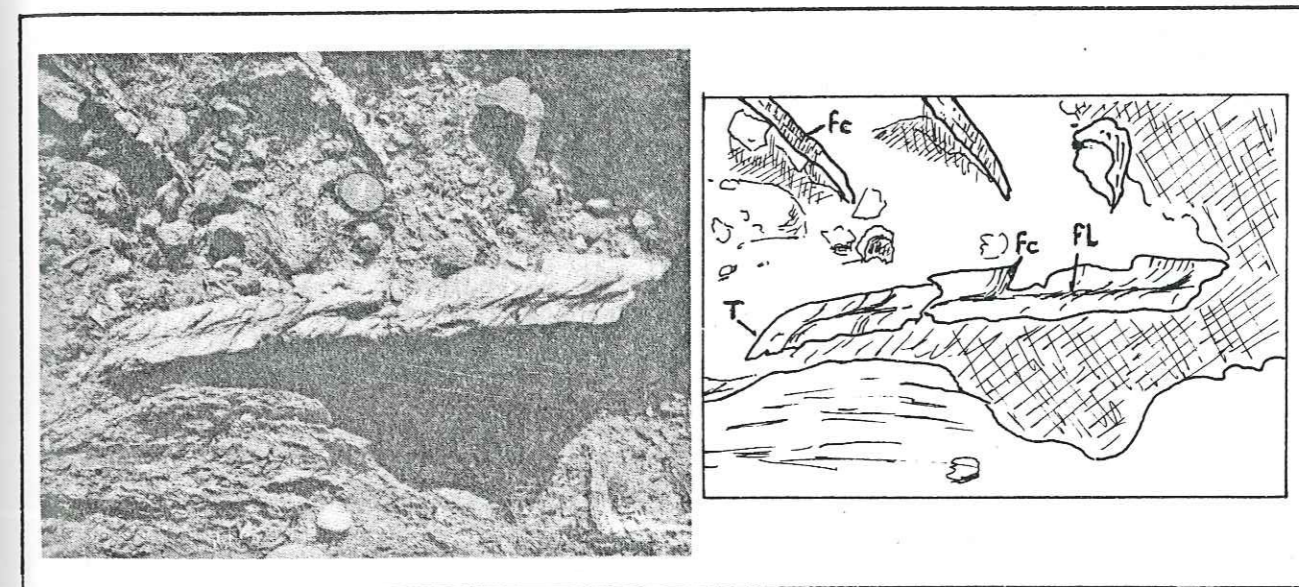


Fig. 63 - Fentes de tension (T) avec fibres courtes (Fc) et fibres longues (FL) de gypse

Si l'on considère la direction de ces fentes, on peut les regrouper en trois familles (fig. 64 a)

- . une première N 40 - 50 (T₁)
- . une seconde N 150 - 160 (T₂)
- . une troisième N-S (T₃)

Ces trois familles peuvent coexister dans un même couloir (fig. 64a). Les deux premières sont disposées en échelon (fig. 65 a), les fentes T₁ recoupant toujours les fentes T₂. La troisième famille T₃ se développe à l'intérieur des polygones formés par les deux premières (fig. 64 a).

Sur le terrain, nous avons analysé les relations géométriques qui existent entre les trois familles de fentes et entre les fibres de gypse

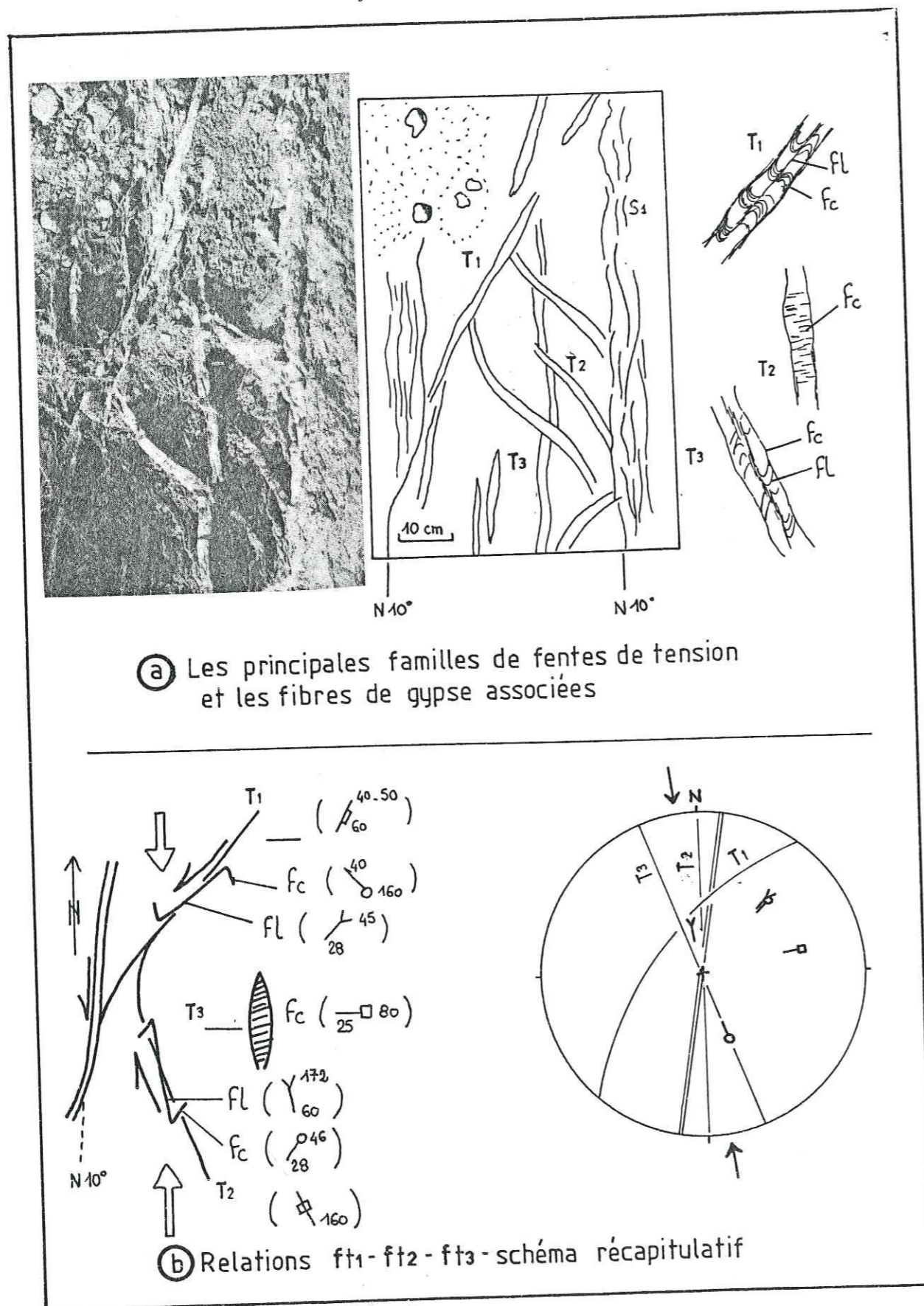


Fig. 64 - Couloir de décrochement N 10 avec coexistence de trois familles de fentes

qui leur sont associées. Nous résumons ci-après les résultats de nos observations et de nos mesures :

• Relation $T_1 - T_2$ (fig. 65)

Les fibres courtes fc_2 des fentes T_2 en échelon indiquent clairement un jeu cisailant sénestre du couloir N 10. L'observation minutieuse des fibres de gypse des T_1 montre que l'on passe sans rupture des fibres courtes fc_1 aux fibres longues fl_1 . Les crochons opposés, que dessinent ces fibres à l'intérieur d'une fente, indiquent un mouvement sénestre; les fibres longues fl_1 matérialisent ce plan de mouvement, jouant en quelque sorte le rôle de stries. Les fibres courtes fc_1 des fentes T_1 en échelon peuvent alors correspondre à un jeu dextre des couloirs N 10.

En résumé, les relations géométriques T_1-T_2 (et fibres associées) permettent de proposer la chronologie suivante :

1 - jeu cisailant dextre des couloirs N 10 avec formation de fentes de tension en échelon T_1 et fibres courtes fc_1 .

2 - rejeu cisailant sénestre de ces couloirs, avec ouverture de nouvelles fentes de tension T_2 et formation de fibres courtes fc_2 . Ce mouvement entraîne un jeu cisailant sénestre des anciennes fentes T_1 , avec apparition de fibres longues fl_2 .

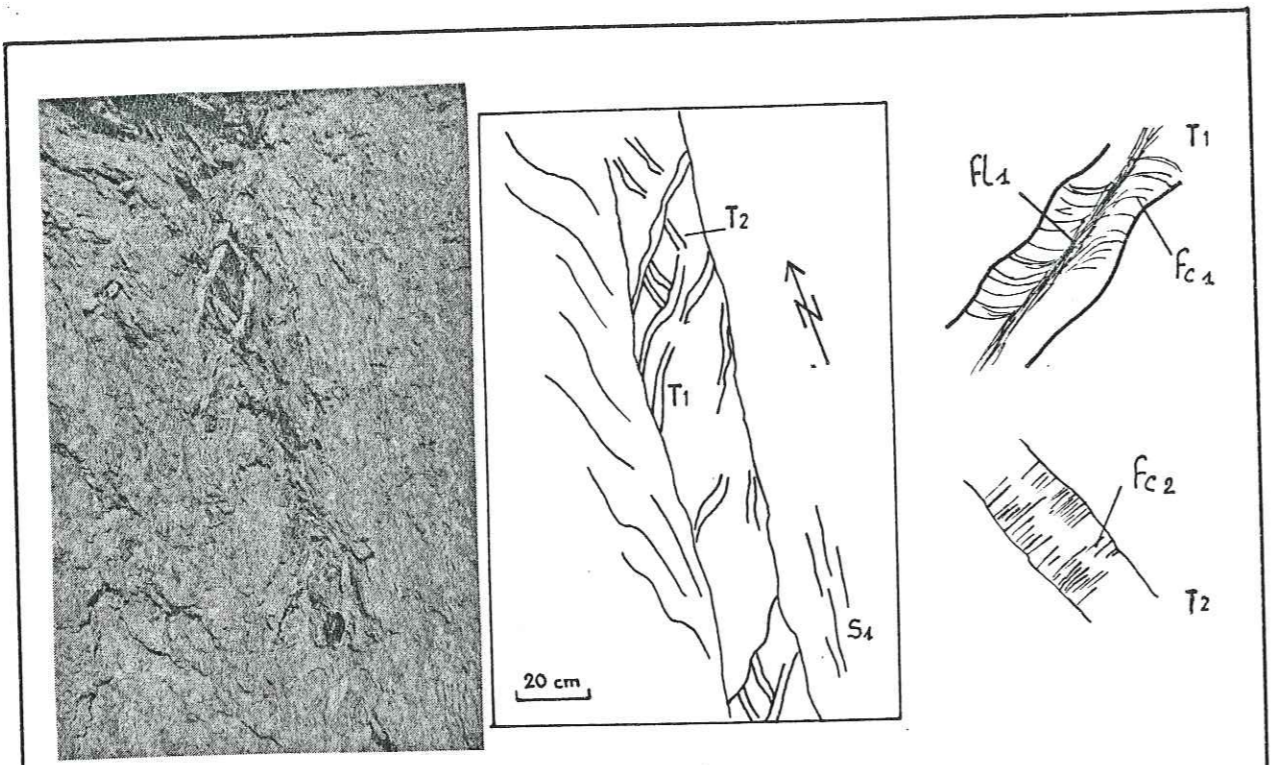
• Relation T_1, T_2 et T_3 (fig. 64)

Dans ce cas, l'observation est plus délicate et peut être sujette à discussions. Nous la présentons malgré tout, car l'interprétation que nous pouvons en donner s'accorde bien avec les données des mégastructures :

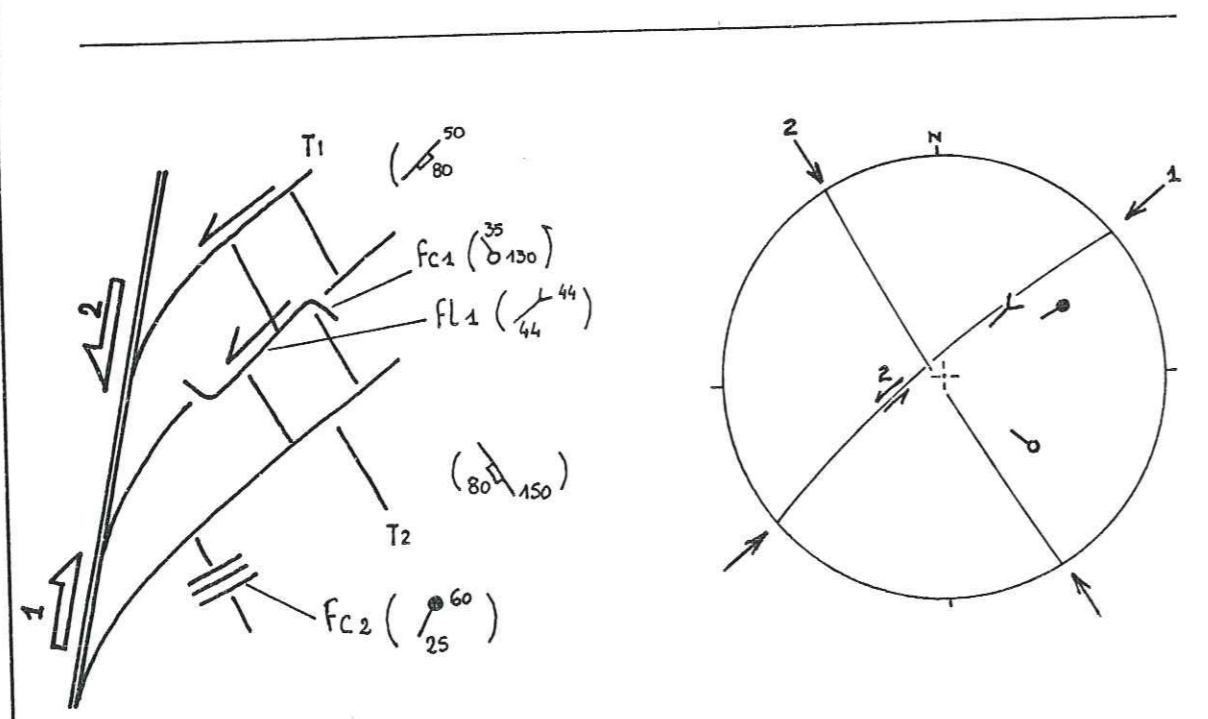
Dans ce cas, fibres courtes et fibres longues coexistent aussi bien dans les T_1 que dans les T_2 . la présence des fentes T_3 avec fibres courtes orientées N 80 atteste d'une compression subméridienne, avec rejeux sénestre et dextre respectivement des T_1 et des T_2 .

• Recapitulation (fig. 66)

L'orientation des fentes en échelon, ainsi que la nature et la



a.- Fentes ft_1 puis fentes ft_2 en échelon



b.- Relations ft_1 - ft_2 - schéma récapitulatif

Fig. 65 - Couloir de décrochement N 10 avec coexistence de deux familles de fentes en échelon

disposition des fibres de gypse qui les remplissent, conduisent à préciser la chronologie des déformations enregistrées par le Trias à Aïn Bou Zer :

- 1 - Cisaillement dextre donnant naissance à de petits couloirs de décrochement N 10, avec fentes de tension en échelon T et fibres de gypse fc_1 .
- 2 - Rejeu cisailant senestre de ces couloirs, avec ouverture de nouvelles fentes de tension T_2 et fibres de gypses fc_2 . Les anciennes fentes T_1 sont entraînées dans un jeu cisailant senestre, avec formation de fibres longues fl_1 ayant valeur de stries de déplacement.
- 3 - L'ensemble est repris dans une compression subméridienne qui plisse plus ou moins la foliation des gypses et ouvre de nouvelles fentes de tension T_3 avec formation de fibres fc_3 , entraînant les anciennes fentes T_1 et T_2 dans un mouvement respectivement senestre et dextre.

3 - CONCLUSION

L'étude des microstructures dans les gypses du Trias, confirme le polyphasage du couloir de décrochement de la bande frontale, ainsi que l'orientation des contraintes. Les trois phases de déformation révélées par les microstructures correspondent aux phases II, III et IV, déduites de l'étude des mégastructures (fig. 61 et 66).

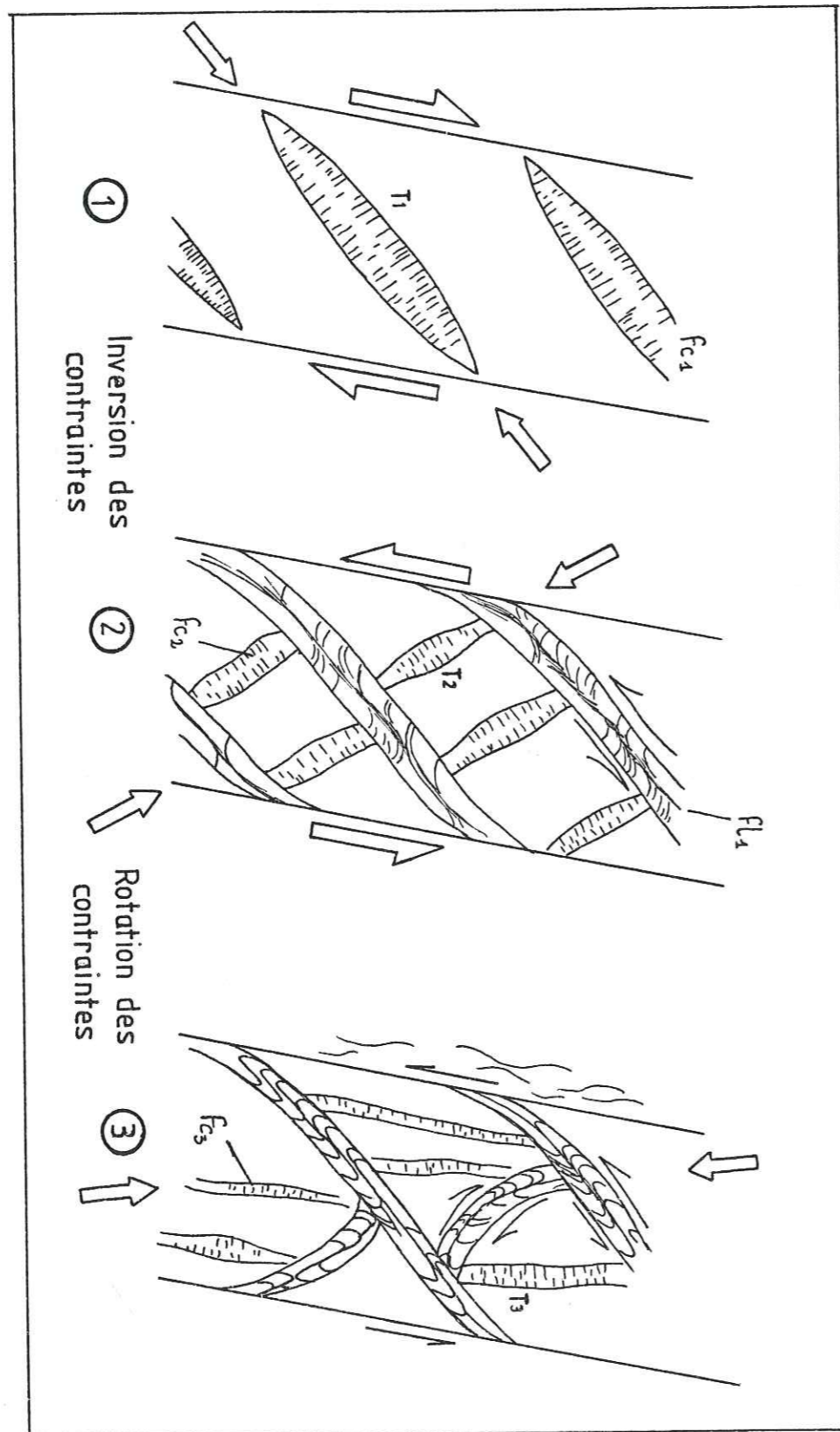


Fig. 66 - Aïn Bou Zer : Chronologie des déformations associées aux microcouloirs de décrochement N 10

C H A P I T R E XII

LES ZONES FAILLEES DE SIDI AHMED KOUKA ET DE L'OUED SEGUIA

Elles limitent le dj. Bou Zer au Nord et au Sud, et constituent, dans la morphologie des couloirs séparant ce djebel des unités morphologiques voisines : le dj. Faïd d'une part, et les chaînons de la zone du Rhéouis d'autre part. (cf. fig. 22, p. 76)

Leurs propres limites sont imprécises car ce sont des zones à évolution permanente depuis le Jurassique. Néanmoins, dans la morphologie actuelle, la zone septentrionale correspond à la dépression comprise entre le Marabout de Sidi Ahmed Kouka et la source du même nom. La zone méridionale, limitée au Nord par le Khanguet el Djediane, et au Sud par le dj. el Ahzem, se compose du dj. Rebaou et des collines d'Aïn Faoura encadrant le lit de l'oued Seguia.

Nous étudierons leur lithologie et leur structure avant de proposer un schéma de leur évolution géodynamique.

A - LITHOSTRATIGRAPHIE

Elle se caractérise par des séries peu épaisses et des lacunes au sein de la couverture post-triasique et par une répartition originale de ces séries.

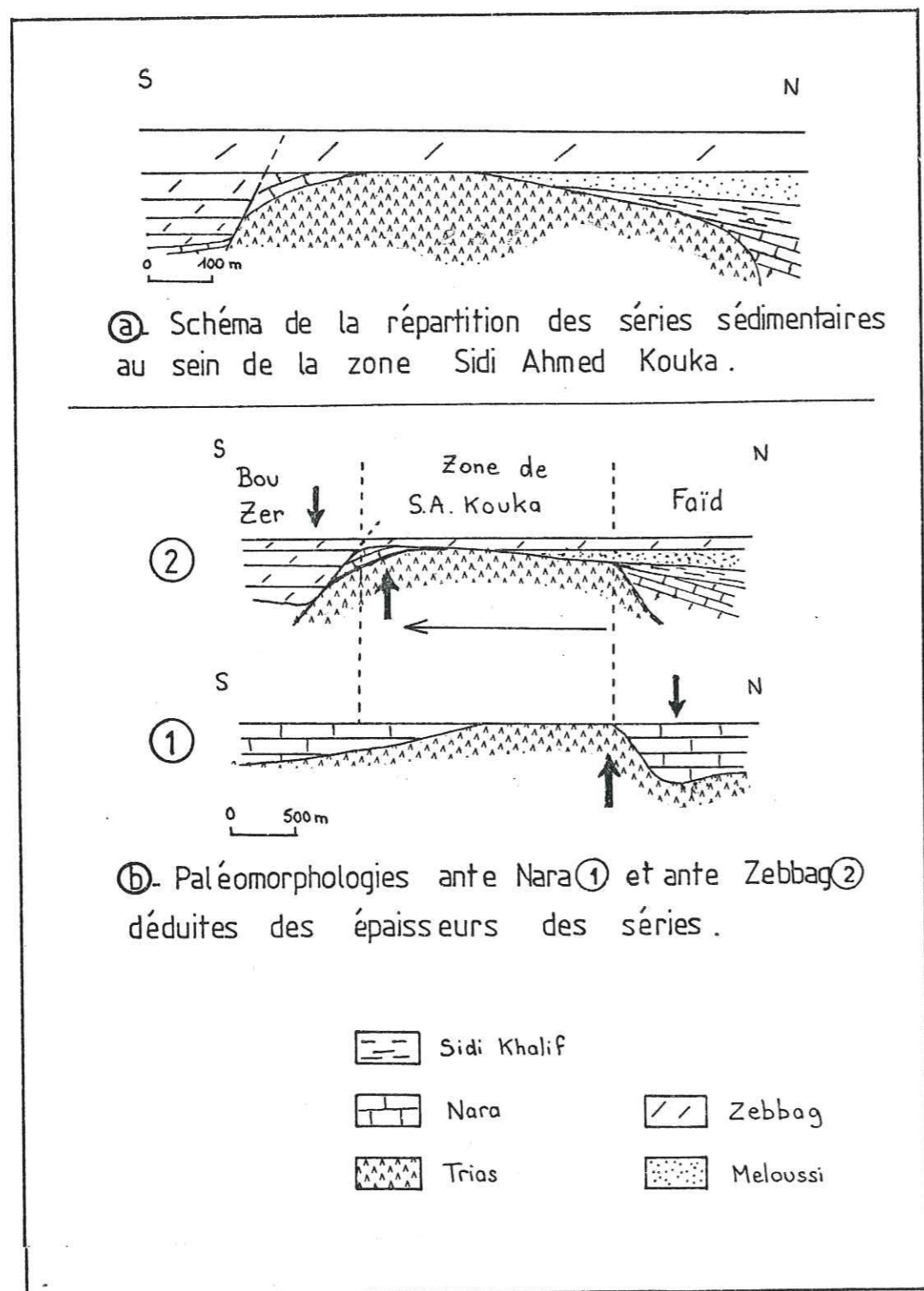


Fig. 67 - Répartition des séries sédimentaires au coeur et sur les bordures de la zone de Sidi Ahmed Kouka.

1 - ZONE DE SIDI AHMED KOUKA (FIG. 67)

a) Au Sud

Les calcaires du Nara affleurent en buttes isolées dans toute la partie Sud de la zone. Ils reposent sur le Trias et sont recouverts, en discordance, par la formation Zebbag, elle-même surmontée, à l'extrémité Sud de la zone, par l'Aleg. Ils sont constitués d'une masse unique de calcaire dolomitique gris, où les biseaux sédimentaires sont fréquents. Dans la formation Zebbag, les bancs de dolomie beige alternent avec des niveaux de marnes à huîtres. Les biseaux sédimentaires y sont également très fréquents. La puissance totale de chaque formation n'excède pas quelques dizaines de mètres.

b) Au Nord

La formation Nara disparaît totalement, si bien que les dolomies du Zebbag reposent directement sur le Trias. En direction du Faïd, les formations Méloussi, puis Sidi Khalif, s'intercalent successivement et progressivement entre Trias et Zebbag.

Enfin, aux limites Sud et Nord de l'ensemble de la zone, les formations du Zebbag et du Nara deviennent brutalement et respectivement très épaisses (fig. 67).

2 - ZONE DE L'OUED SEGUIA (FIG. 68)

a) Au Sud

Dans la région d'Aïn Faoura, au-dessus du Trias, la formation Abiod est réduite à une dizaine de mètres de calcaires surmontés par les phosphates et les gypses blancs de la formation Metlaoui (quelques dizaines de mètres).

b) Au Nord

Au dj. Rebaou, 150 m au moins de calcaires de la formation Abiod reposent sur le Trias.

Enfin, à la limite méridionale de la zone, les formations éocènes (Metlaoui et Djebes), atteignent 400 m de puissance. Elles surmontent la formation Abiod, réduite (une dizaine de mètres), qui repose elle-même sur le Trias. A la limite septentrionale, par contre, l'Abiod disparaît assez brutalement. C'est alors la formation Méloussi qui repose sur le Trias (fig. 68).

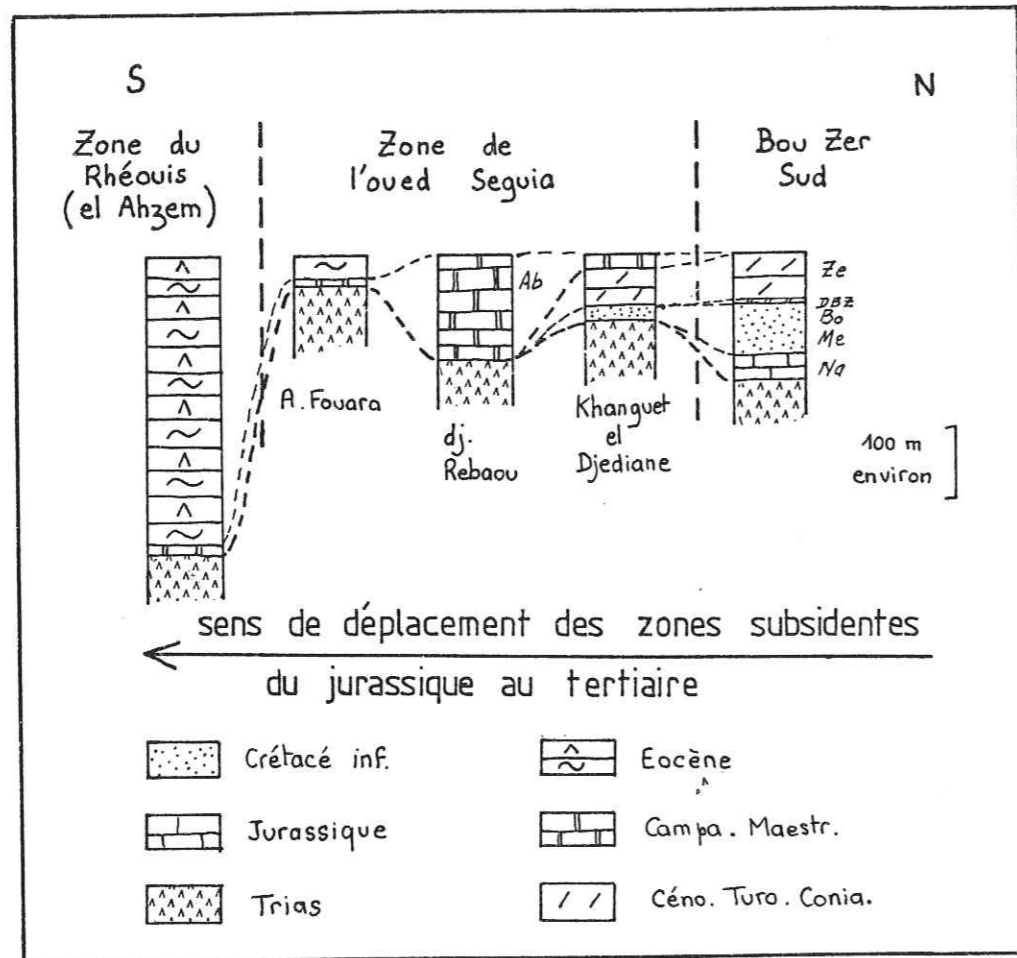


Fig. 68 - Répartition des séries sédimentaires au coeur et sur les bordures de la zone de l'oued Séguia.

B - STRUCTURE

La structure y est marquée par des décrochements orientés N 50 - 60 qui ont fonctionné d'abord en dextre, puis en senestre (cf. études du Faïd et du dj. Bou Zer Sud).

Des décrochements N 20 limitent ces zones faillées à l'Est. Nous avons montré leur polyphasage (dextre puis senestre) au dj. Bou Zer Sud.

Enfin, plis et écailles sont les structures de compression les plus anciennes que nous ayons rencontrées dans ces deux zones (fig. 69). A Sidi Ahmed Kouka, l'écaillage intense semble avoir été favorisé par de nombreux biseaux sédimentaires.

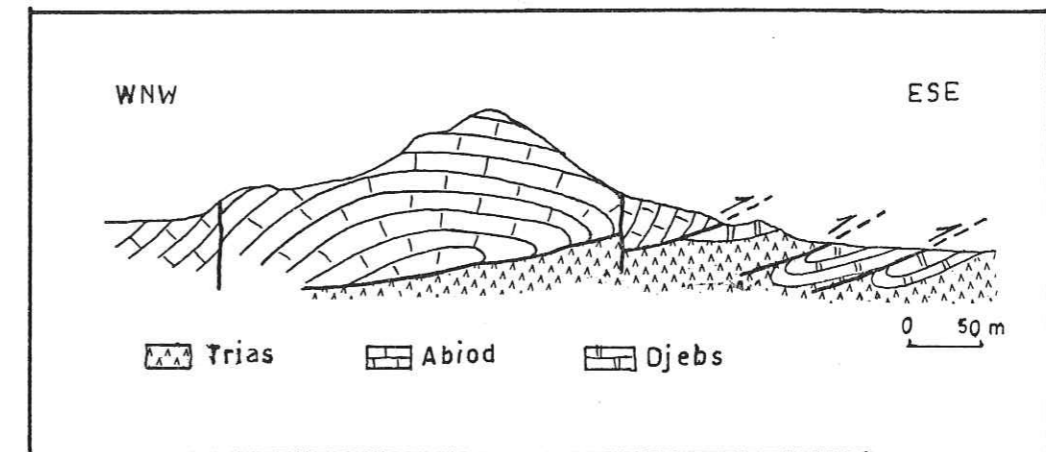


Fig. 69 - Structure du djebel Rebaou. Coupe transverse

C - EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Les schémas des figures 67 et 68 font apparaître que ces zones faillées constituent, tout au long de leur histoire sédimentaire, des hauts-fonds triasiques. Ces hauts-fonds présentent, cependant, une dissymétrie des flancs, à leurs limites méridionale et septentrionale. La dissymétrie s'inverse au cours du temps, provoquant le déplacement des zones à forte épaisseur de sédiments, c'est-à-dire des zones subsidentes, d'une limite à l'autre de la zone faillée. Dans les blocs avoisinants, cela revient à une inversion des mouvements verticaux : un bloc basculé vers le Sud au Jurassique (exemple au Faïd) devient basculé vers le Nord au Cénomano-Turonien.

La permanence du haut-fond à l'aube du Jurassique, au sein de la zone faillée, évoque bien entendu le diapirisme. L'existence de séries peu épaisses, de lacunes et de biseaux sédimentaires, confirment cette idée. Il est

nécessaire de signaler, en conclusion, que ces zones de Sidi Ahmed Kouka et de l'oued Seguia se singularisent tout au long de leur histoire :

- dôme de sel vraisemblablement Jurassique ;
- anomalies des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques (associées au développement du diapirisme) ;
- zones fortement affectées par les failles tardives.

Ce sont, par conséquent, des "zones mobiles", siège d'une instabilité permanente dont l'origine est à rechercher au niveau du socle.

C H A P I T R E XIII

LA STRUCTURE DU DJEBEL BOU ZER : CONCLUSION GENERALE

L'étude géologique de cette unité fait apparaître un édifice complexe où s'imbriquent deux types de structures :

- . des structures distensives d'âge mésozoïque ;
- . des structures compressives (plis, chevauchements et décrochements) d'âge cénozoïque et quaternaire.

Par ailleurs, nous avons montré que certaines structures au mésozoïque étaient intimement liées à un axe diapirique subméridien. Enfin, nous avons mis en évidence à l'échelle du bassin, la permutation d'aires subsidentes par inversion de mouvements verticaux.

Nous proposerons, en premier lieu, une synthèse géométrique et historique de toutes ces structures, puis nous présenterons un modèle de l'évolution géodynamique du dj. Bou Zer. Nous généraliserons ensuite à l'axe N-S.

A - SYNTHÈSE GEOMETRIQUE ET HISTORIQUE

1 - LES PALEOSTRUCTURES DISTENSIVES ET PHENOMENES ASSOCIES

Elles sont représentées par des demi-horst et demi-graben (blocs basculés) et par des horst et graben. Elles procèdent d'un régime distensif qui agit, dans notre secteur, du Jurassique (Nara) à l'Eocène (Souar). Nous avons associé ces structures à l'effondrement de la marge saharienne

qui, en Tunisie centrale, se traduit à partir de l'Aptien, par l'existence de grands panneaux structuraux instables, limités par de grandes failles E-W à ESE-WNW (Bismuth et al, 1981), témoignant d'une distension générale N-S à ENE-WSW.

Au dj. Bou Zer, ces panneaux instables existent à une échelle réduite, mais les paléofailles qui les limitent ont des directions parfois difficiles à préciser car elles sont déformées par les phases compressives ultérieures. Globalement cependant, leur orientation varie de N 90 à N 140.

Du Jurassique au Crétacé supérieur, cette distension structure le dj. Bou Zer ainsi que les chaînons du Faïd et du Sidi Khalif, en blocs de tailles très irrégulières. Toutefois, les paléoreliefs associés dessinent, au Crétacé, un profil symétrique de celui du Jurassique, par suite d'une inversion des mouvements verticaux (fig. 70 a et b). Au Crétacé supérieur,

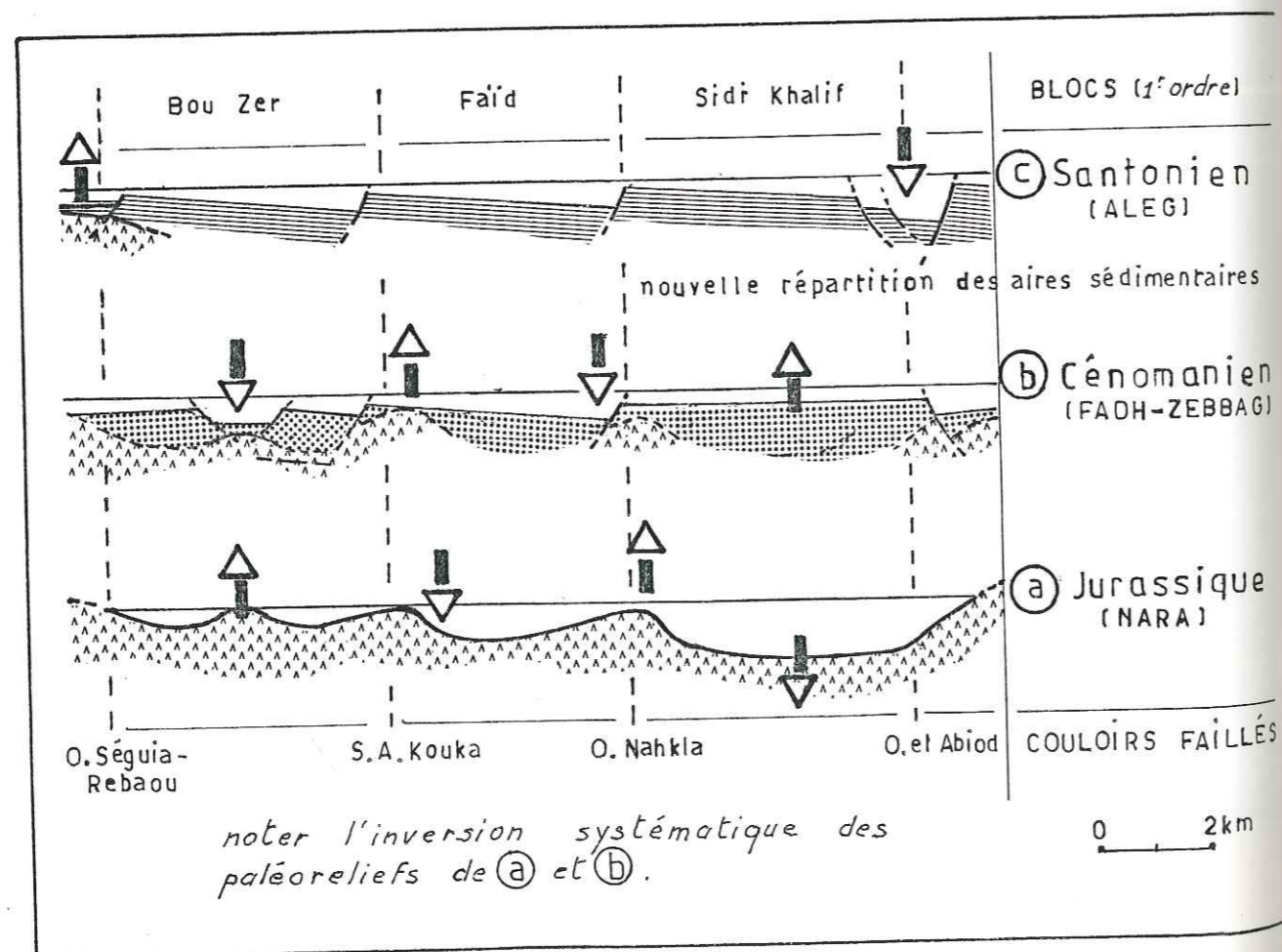


Fig. 70 - Schémas de l'évolution des paléoreliefs au cours du Mésozoïque dans l'axe N-S, du Rhéouis à l'oued el Abiod

on assiste à une redistribution des zones effondrées : du Sidi Khalif au Rhéouis, la distension ne se manifeste plus clairement qu'au niveau de l'oued el Abiod et du dj. Rebaou (fig. 70 c). A l'Eocène enfin, la distension n'est plus visible dans notre secteur qu'au Rhéouis ("dépointes" du dj. el Ahzem. cf. fig. 68).

Au cours de toute cette période, les zones de Sidi Ahmed Kouka et de l'oued Seguia - Rebaou, sont le siège d'un diapirisme local qui donne naissance à des dômes. Le premier (S.A. Kouka) cesse d'évoluer à l'Aptien (la formation Zebbag le recouvre entièrement). Le second se manifeste jusqu'à l'Oligocène (cf. 4ème partie).

Au Bou Zer, un autre phénomène important se superpose, du Jurassique à l'Aptien, à la distension de marge : un alignement diapirique s'ébauche en bordure orientale du chaînon et fait basculer progressivement des blocs de toutes tailles vers l'W ou le N-W (selon la direction des failles transverses). Les structures que l'on observe sont caractéristiques du sommet et du flanc occidental du diapir. Ce phénomène pourrait être général dans l'axe N-S et masquerait momentanément la distension subméridienne. En définitive, le diapirisme au Bou Zer (et vraisemblablement dans l'axe N-S en général) se présente sous forme d'un alignement de diapirs plus ou moins coalescents, de direction subméridienne, présentant des intumescences à l'aplomb de "zones mobiles" transverses (S.A. Kouka - O. Seguia et Rhéouis). Des structures identiques sont connues dans le golfe de Gabès et dans le Sahel tunisien (Haller, thèse 1983).

Enfin, la direction exacte de l'axe diapirique est difficile à préciser. On peut y voir un axe continu subméridien ou bien une succession d'axes obliques relayés par des intumescences. Dans tous les cas cependant, nous associons ce diapirisme à un accident de socle, à cause de sa manifestation précoce et de sa localisation très précise (nous reviendrons sur ce point ultérieurement).

L'axe N-S s'exprime donc dès le Jurassique par un haut-fond, conséquence directe d'un dôme de sel naissant, situé à l'aplomb d'un linéament.

L'étude du dj. Bou Zer a révélé une multitude de structures compressives polyphasées et fortement marquées par l'empreinte d'un bâti antérieur.

a) Caractères généraux des structures

Nous avons décrit des chevauchements, des écaillés, des plis et des zones de décrochement.

. Les chevauchements

Au Bou Zer, le chevauchement basal (direction globale N-S), est très discontinu, car il est interrompu par des accidents plus récents. Globalement, sa direction oscille de N 20-30° à N-S*. Vers le Nord, au Faïd et au Sidi Khalif, il prend une direction franchement oblique (N 30 à 45) indiquant une direction de raccourcissement différente (direction de compression NW-SE).

Les autres chevauchements, plus localisés, se situent sur le flanc ouest du chaînon et au dj. Rebaou. Dans le premier cas, leur direction est voisine de celle du chevauchement basal**. Au dj. Rebaou, il s'agit d'une faille inverse chevauchante à vergence Sud, indiquant un axe de raccourcissement grossièrement N-S.

. Les plis

Ce sont partout des plis coniques (cf. discussion ultérieure - 5ème partie) présentant des axes de direction très variée, trahissant un polyphasage. Cependant, l'enveloppe cylindrique du pli "en cou de serpent" constituant l'ossature du chaînon, admet un axe N 20. Les autres mégaplis coniques sont orientés N 160 ou E-W (cf. fig. 42 et fig. 60).

. Les écaillés

Elles caractérisent la bande frontale et le flanc occidental du pli précédent. Nous les associons évidemment au chevauchement frontal ou à un rejeu de celui-ci.

* Compression voisine de N 110-120

** Ou bien orientée N 160 (parties sud du Bou Zer Nord - fig. 23, et du Bou Zer Sud - fig. 50) indiquant cette fois une direction de compression N 70. Au dj. Bou Zer Nord, ce chevauchement est clairement post-villafranchien (cf. fig. 43).

. Les décrochements

Ils présentent cinq directions majeures : N 10-20, N 40-50, N 80, N 110-130 et N 160-170. Toutes ces directions présentent des jeux polyphasés en décrochement dextre et sénestre.

b) Essai de synthèse historique

Compte tenu des relations cartographiques et géométriques de ces différentes structures, l'étude du dj. Bou Zer permet de distinguer au minimum trois phases de compression successives pouvant correspondre aux directions de raccourcissement N 70 - N 115 et NS. Cependant, il faut aller rechercher ailleurs qu'au Bou Zer les éléments de datation et de chronologie de ces phases : Reprenant la coupe des formations tertiaires du dj. Gatrana, sur le flanc occidental du Faïd (cf. fig. 13) et les travaux de différents auteurs, nous pouvons apporter les précisions suivantes :

- Les terrains les plus récents affectés par le chevauchement basal sont au Bou Zer, comme au Faïd - Sidi Khalif d'ailleurs, d'âge Eocène supérieur (formation Souar). Sur le flanc occidental du Faïd la première décharge détritique observée se situe à la base de la formation Fortuna (Oligocène). La première ébauche du pli chevauchant subméridien a par conséquent pu se constituer immédiatement avant le dépôt de cette formation. Il nous est cependant impossible de préciser la direction de raccourcissement correspondante.

- La première phase compressive clairement mise en évidence en Tunisie centrale est d'âge fin Oligocène - Miocène inférieur (Le Touzé et Trémolières, 1980). Elle est orientée N 70. Elle pourrait précéder, dans notre secteur, le dépôt du poudingue d'Aïn Graab. Elle serait alors responsable d'une accentuation du pli chevauchant, de l'apparition des chevauchements N 160 et du fonctionnement en décrochement des accidents verticaux suivants :

- . N 10-20 et N 40-50 dextres
- . N 80 et N 110-130 sénestres

. Les décrochements

Ils présentent cinq directions majeures : N 10-20, N 40-50, N 80, N 110-130 et N 160-170. Toutes ces directions présentent des jeux polyphasés en décrochement dextre et sénestre.

b) *Essai de synthèse historique*

Compte tenu des relations cartographiques et géométriques de ces différentes structures, l'étude du dj. Bou Zer permet de distinguer au minimum trois phases de compression successives pouvant correspondre aux directions de raccourcissement N 70 - N 115 et NS. Cependant, il faut aller rechercher ailleurs qu'au Bou Zer les éléments de datation et de chronologie de ces phases : Reprenant la coupe des formations tertiaires du dj. Gatrana, sur le flanc occidental du Faïd (cf. fig. 13) et les travaux de différents auteurs, nous pouvons apporter les précisions suivantes :

- Les terrains les plus récents affectés par le chevauchement basal sont au Bou Zer, comme au Faïd - Sidi Khalif d'ailleurs, d'âge Eocène supérieur (formation Souar). Sur le flanc occidental du Faïd la première décharge détritique observée se situe à la base de la formation Fortuna (Oligocène). La première ébauche du pli chevauchant subméridien a par conséquent pu se constituer immédiatement avant le dépôt de cette formation. Il nous est cependant impossible de préciser la direction de raccourcissement correspondante.

- La première phase compressive clairement mise en évidence en Tunisie centrale est d'âge fin Oligocène - Miocène inférieur (Le Touzé et Trémolières, 1980). Elle est orientée N 70. Elle pourrait précéder, dans notre secteur, le dépôt du poudingue d'Aïn Graab. Elle serait alors responsable d'une accentuation du pli chevauchant, de l'apparition des chevauchements N 160 et du fonctionnement en décrochement des accidents verticaux suivants :

- . N 10-20 et N 40-50 dextres
- . N 80 et N 110-130 sénestres

A g e s		Formations	discordances ou discontinuités sédimentaires	phases possibles
QUATER- NAIRE				N-S N 70
	Villafranchien	croûte Saumon à H.		N 70
PLIOCENE	Messinien	Ségui		? phase atlasique majeure N 115
MIOCENE	Tortonien	Béglia		N 115
	Sarravalien	Mahmoud		?
	Langhien Burdigalien	Aïn Graab		N 70
OLIGOCENE		Fortuna		?
EOCENE	Priabonien	Souar		?

Tableau IV
Chronologie des phases compressives
dans le segment Bou Zer - Sidi Khalif

- La phase atlasique majeure de certains auteurs (Le Touzé et Trémolières, 1981) d'âge Miocène supérieur, pourrait correspondre au tracé en baïonnette du Faïd - Sidi Khalif. Au Bou Zer, elle pourrait se manifester, entre autres, par le rejeu des accidents verticaux avec une direction de raccourcissement N 115 - 120 :

- . N 40-50, N 80 et N 130 dextres ;
- . N 10 et N 170 sénestres.

- Enfin, dans de nombreux secteurs, les niveaux quaternaires récents (post villafranchiens) sont redressés et/ou fracturés en réponse à une compression NS qui apparaît comme subactuelle. Cette phase se traduit par ailleurs par des plis coniques EW et divers rejeux de fractures anciennes :

- . N 10-20 et N 40-50 sénestres ;
- . N 110-130 et N 170 dextres

Ces divers éléments de synthèse apparaissent dans le tableau IV ci-contre.

3 - INFLUENCE DE LA PALEOSTRUCTURATION SUR LES STRUCTURES DE COMPRESSION (FIG. 71)

Troncatures d'érosion et biseaux sédimentaires favorisent les mouvements couche à couche, les écaillages et les chevauchements (fig. 71 a). Les graben évoluent en pincée (Tihala. Fig. 71 b). L'abondance des plis coniques peut s'expliquer, en partie, par l'existence de blocs basculés. Les différences de style structural entre les ensembles stratigraphiques s'expliquent par l'existence d'enveloppes sédimentaires successives, cachetant une structuration antérieure (fig. 71 c). Enfin, les paléofailles normales

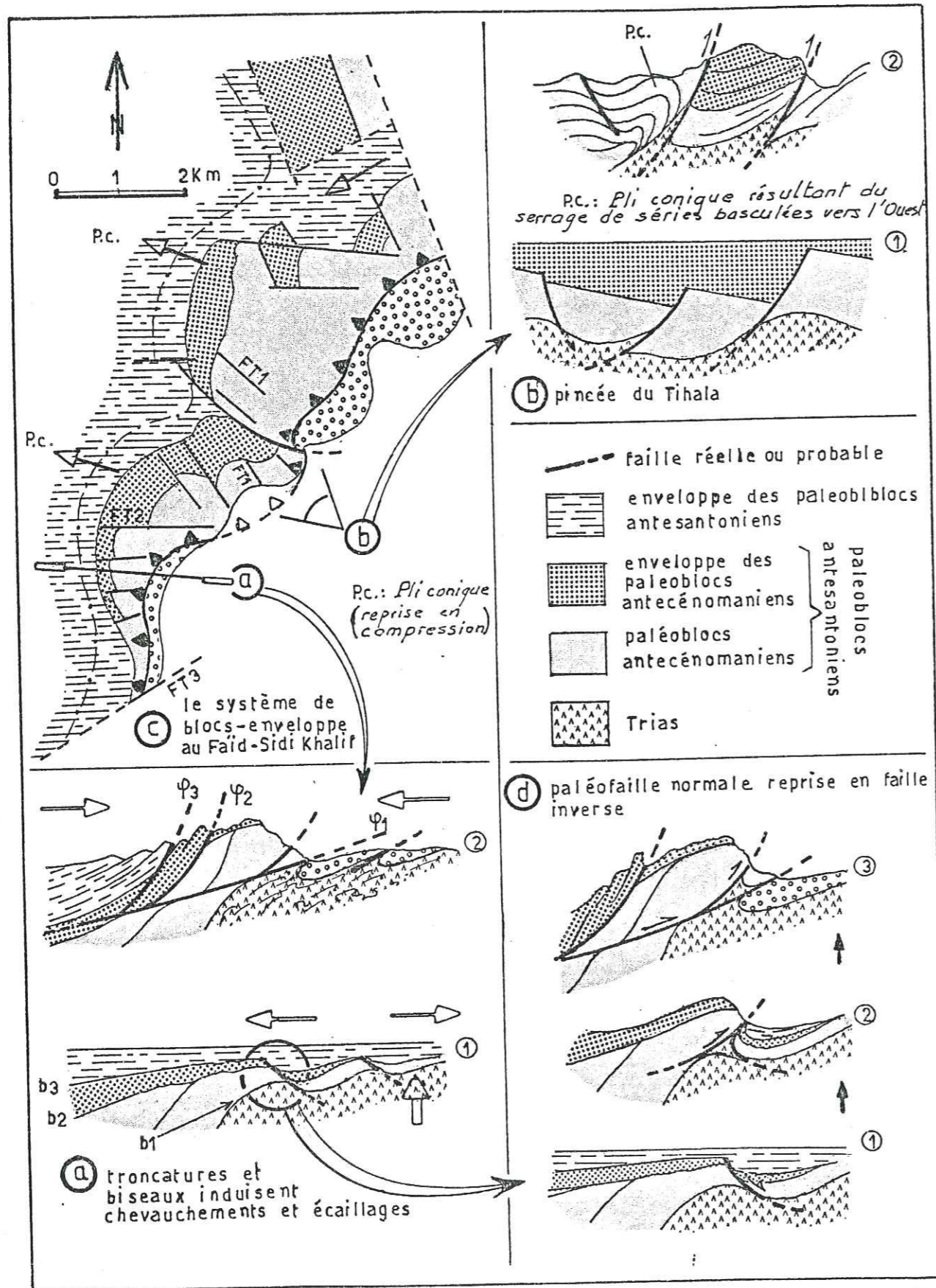


Fig. 71 - Influence des paléostructures sur les structures de compression

évoluent, selon leur orientation, par rapport aux contraintes nouvelles, en décrochements ou en failles inverses. A cet égard, nous précisons que la notion de zone faillée ne doit pas se limiter aux seules zones transverses reprises en cisaillement. Nous avons vu précédemment que ces cisaillements n'étaient qu'une reprise tardive de structures anciennes, initiant des diapirs locaux, et découpant très précocément l'axe N-S en blocs. En ce sens, les zones de Aïn Bou Zer et de Bir Bou Zer, doivent être considérées aussi comme des zones faillées transverses.

B - INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU DJ. BOU ZER - GENERALISATION A L'AXE N-S

Nous avons fait remarquer, dans la deuxième partie de ce mémoire, que la structuration en blocs était beaucoup moins évidente dans la bande frontale que dans le noyau central. Nous croyons pourtant à la réalité de son existence dans cette unité, où elle aurait été ultérieurement masquée par la fracturation intense liée aux différents jeux décrochants. D'ailleurs, là où précisément cette fracturation s'est moins bien exprimée, nous retrouvons les témoignages d'une structuration de blocs basculés vers l'WNW. Le plus bel exemple de ce type est offert par la zone de Hir ed Debdeba (dj. Bou Zer Nord). En outre, la lithostratigraphie de cette bande frontale reflète bien souvent celle de la portion du noyau central située immédiatement à l'Ouest.

Par ailleurs, les paléostructures ante-cénomaniennes qui structurent le noyau central, indiquent la présence d'un haut-fond diapirique vers l'Est ; tous les caractères lithologiques des séries de la bande frontale témoignent d'une sédimentation sur un haut-fond de sels triasiques. Le noyau central apparaît alors comme la partie distale, c'est-à-dire le flanc occidental d'un mur de sel et la bande frontale une partie plus proximale. La structure actuelle, abstraction faite de la fracturation verticale, très récente, représente dans ce cas un chevauchement du flanc occidental (noyau central) d'un ancien diapir sur sa partie sommitale, ou du moins plus proximale (bande frontale orientale). Dans ces conditions, nous estimons à quelques centaines de mètres au plus, la flèche de déplacement du chevauchement basal (cf. Annexe 4).

Les mêmes paléostructures et les mêmes structures compressives se répètent dans la chaîne Nara - Khalif, au Nord du dj. Bou Zer. Nous généralisons par conséquent à l'axe N-S ce modèle d'évolution géodynamique.

Cet axe N-S apparaît comme un édifice structural très superficiel, ce que confirment tous les profils sismiques (fig. 72). Ce petit bourrelet plissé, isolé au milieu de vastes plaines à structure monoclinale ou tabulaire, ne peut alors s'expliquer que par la présence sous-jacente d'un axe diapirique installé à l'aplomb d'un grand accident de socle, qui se manifeste à toutes les époques de l'histoire de l'axe, et sous différents aspects : haut-fond instable et mur de sel diapirique, décrochement, plissement et chevauchement.

Enfin, ce type de structuration associant plis et chevauchements, mais aussi diapir à faille de socle, semble convenir à d'autres chaînons de Tunisie centrale (fig. 72) :

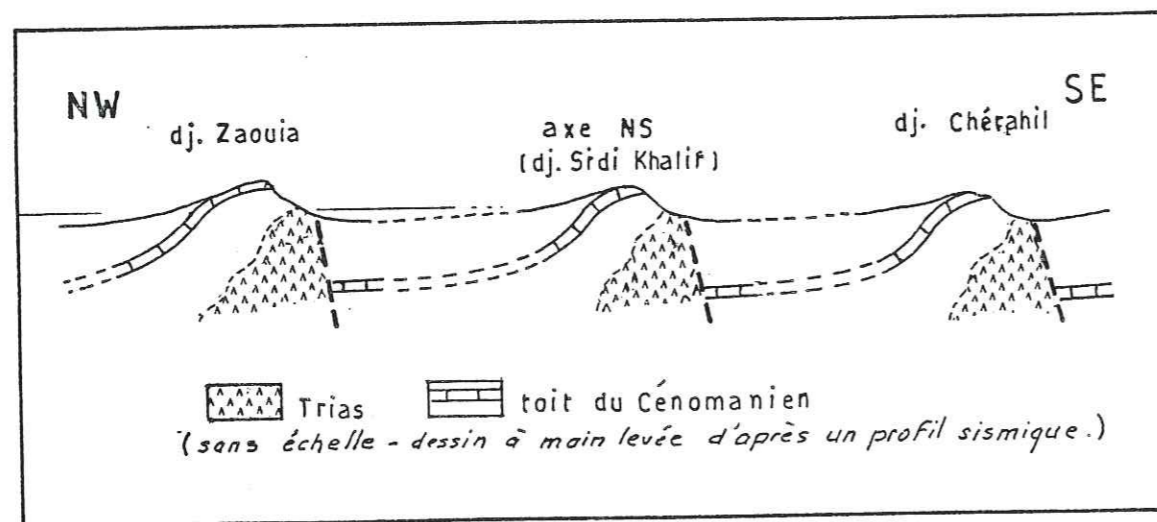


Fig. 72 - Aspect schématique en sismique de l'axe N-S et de deux chaînons voisins.

QUATRIÈME PARTIE

ÉTUDE STRUCTURALE DE QUELQUES CHAÎNONS DE LA BORDURE DU RHEOUS

Nous abordons dans cette quatrième partie l'étude de la zone du Rhéous, noeud tectonique à coeur diapirique, comme nous l'avons dit. Nous ne ferons pas l'étude de la masse diapirique elle-même (étude qui dépasse les limites de ce mémoire), mais celle de quelques chaînons de sa bordure : le djebel el Ahzem, la région d'er Reteb, et le djebel Ksaïra - Toumlat.

C H A P I T R E XIV

LE LOSANGE DE CISAILLEMENT DU DJEBEL EL AHZEM

Ce petit chaînon est situé en bordure septentrionale de la zone du Rhéouis où il sépare les deux diapirs d'el Hamri et d'el Khechaïch. Il est constitué d'une suite de crêtes peu élevées (point culminant à 504 m), orientées SW-NE. Nous rappellerons brièvement les caractères lithologiques des séries avant de décrire les structures et de donner une interprétation.

A - CARACTERES LITHOLOGIQUES PRINCIPAUX (RAPPEL)

Cette zone correspond à une gouttière fortement subsidente dès le Paléocène et surtout au cours de l'Eocène : l'ensemble des formations éocènes passe de 500 m de puissance au coeur de la gouttière à moins de 100 m sur les bords des diapirs. les variations de faciès sont importantes car la proportion d'évaporites, dans la série, passe de 0 à plus de 30%, depuis les bordures jusqu'à l'axe de la gouttière (Burolet, 1956).

La formation Abiod, qui constitue le terme le plus ancien au-dessus du Trias, est réduite à quelques lambeaux tectoniques au centre de la gouttière. Toutefois, son épaisseur sur les bordures croît au fur et à mesure que l'on s'en écarte. La forte réduction observée dans la partie médiane n'est peut-être pas exclusivement d'origine tectonique, mais au départ, sédimentaire. Il y aurait là un nouvel exemple d'inversion de subsidence.

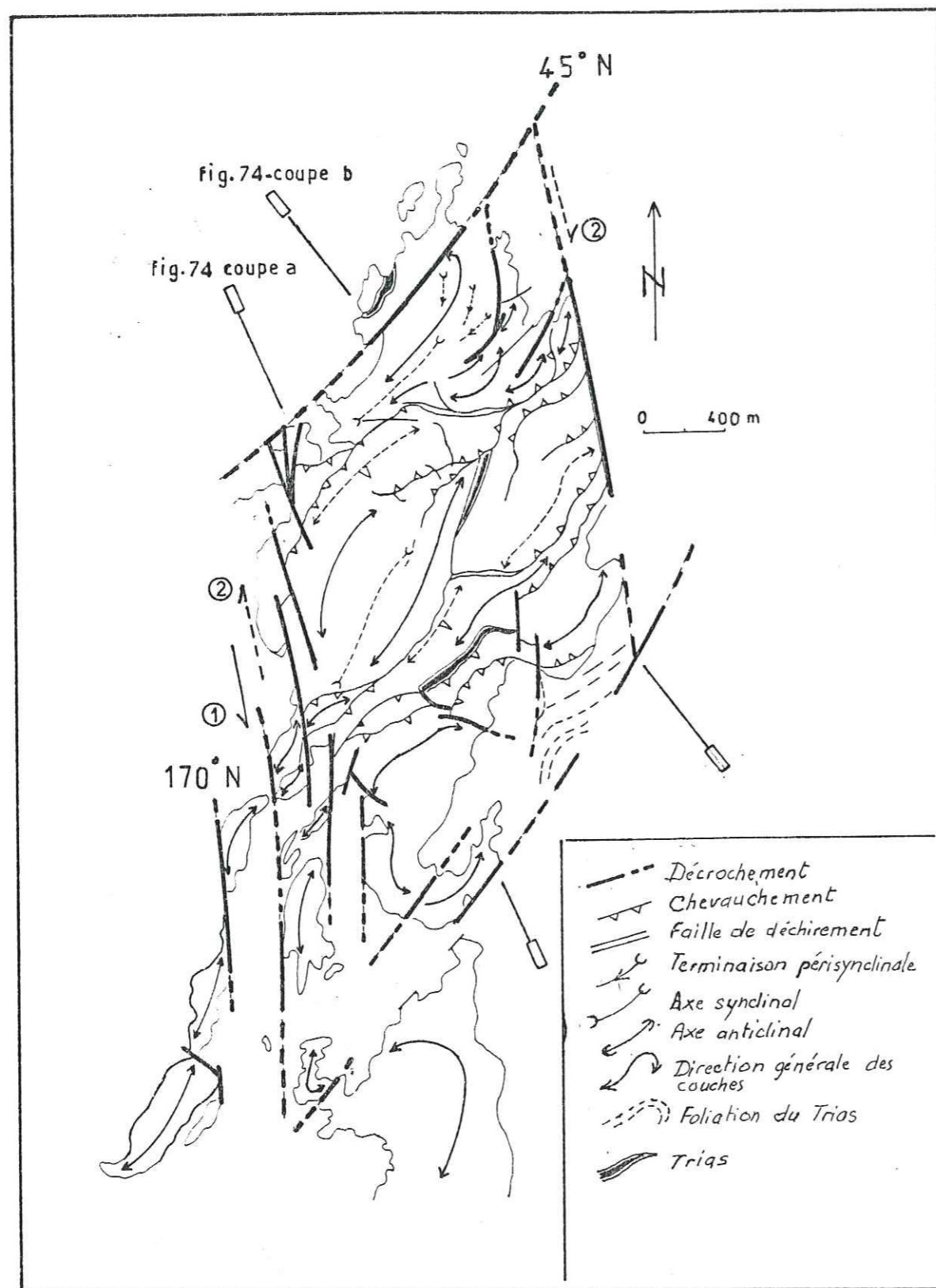


Fig. 73 - Le losange de cisaillement du djebel el Ahzem.

B - STRUCTURES CARACTERISTIQUES

A l'échelle de la carte, cette région se caractérise par une mégastucture de forme losangique, qui correspond à la superposition de deux couloirs de décrochement. Le premier est orienté N170 et le second N 40 (fig. 73).

Les structures internes sont représentées par des plis en échelons, des crochons, des chevauchements et des failles de déchirement.

1 - LES PLIS EN ECHELONS

Leur charnière, déformée, a une orientation qui varie de N 30 à N 40. Sur une coupe NW-SE, ils montrent une succession d'anticlinaux et de synclinaux fortement écaillés (failles inverses de flanc avant et de flanc arrière) (fig. 74).

Leur disposition en échelon peut être associée à un mouvement senestre du couloir N 170, mouvement que confirme le mégacrochon de l'extrémité S-W de en Nador (cf. fig. 20).

2 - LES CROCHONS

Ils s'observent aux bordures Nord et Sud du losange, le long des accidents N 40. Ils indiquent un mouvement senestre le long de cette direction.

3 - LES CHEVAUchements ET LES FAILLES DE DECHIREMENT

Les chevauchements sont associés aux plis en échelon. Leur vergence est opposée lorsque l'on passe de l'extrémité S-W à l'extrémité N-E d'un pli. De plus, ils sont associés à des failles de déchirement (fig. 75) ayant valeur de décrochement dextre, orientées E-W et affectant les plis dans la partie centrale du losange.

Cette association de plis écaillés et de failles de déchirement dextre indique clairement une rotation dextre de l'ensemble des structures à l'intérieur du losange.

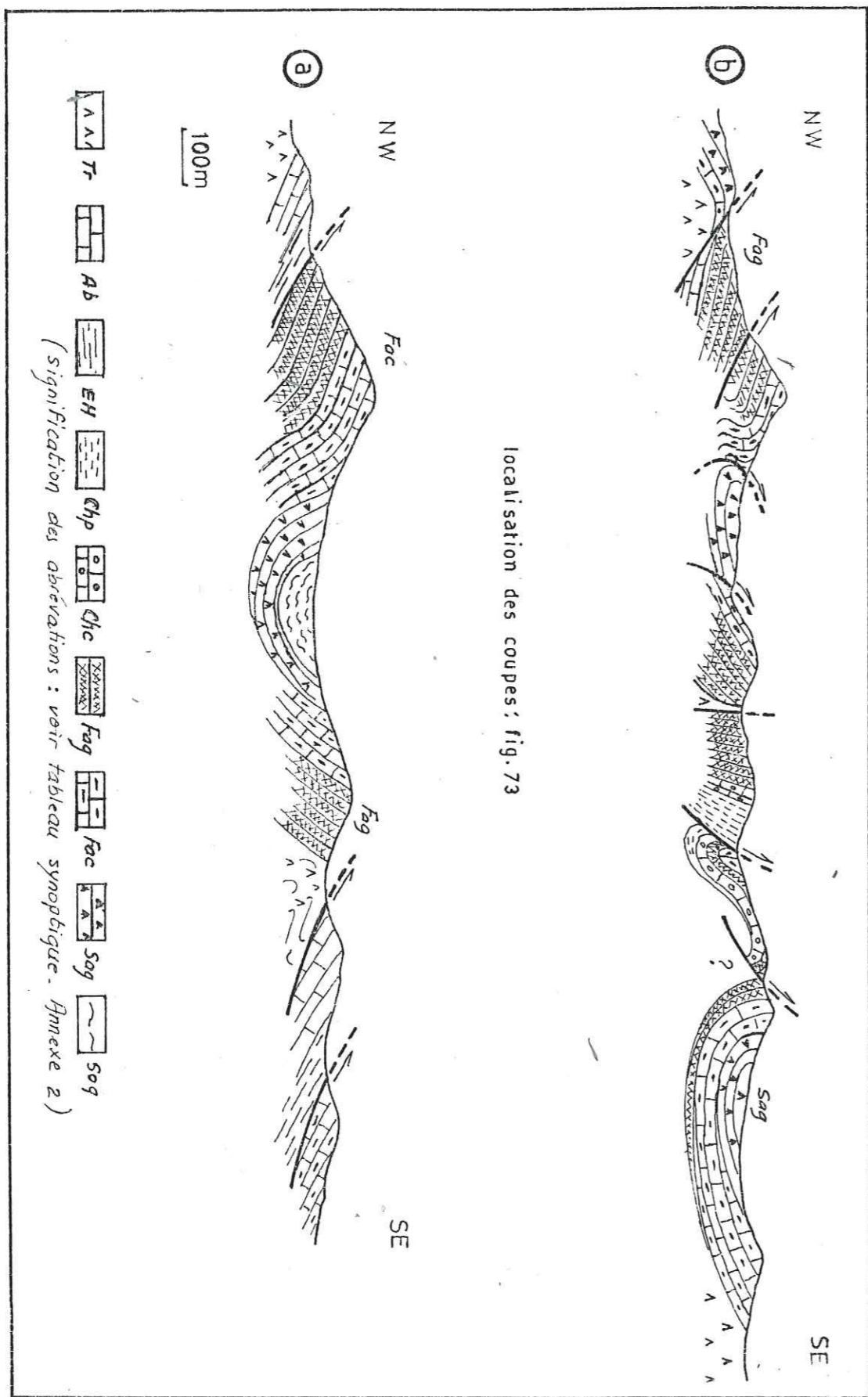


Fig. 74 - Coupe transversale NW - SE du djebel el Ahzem

(localisation: fig.73 p. 162)

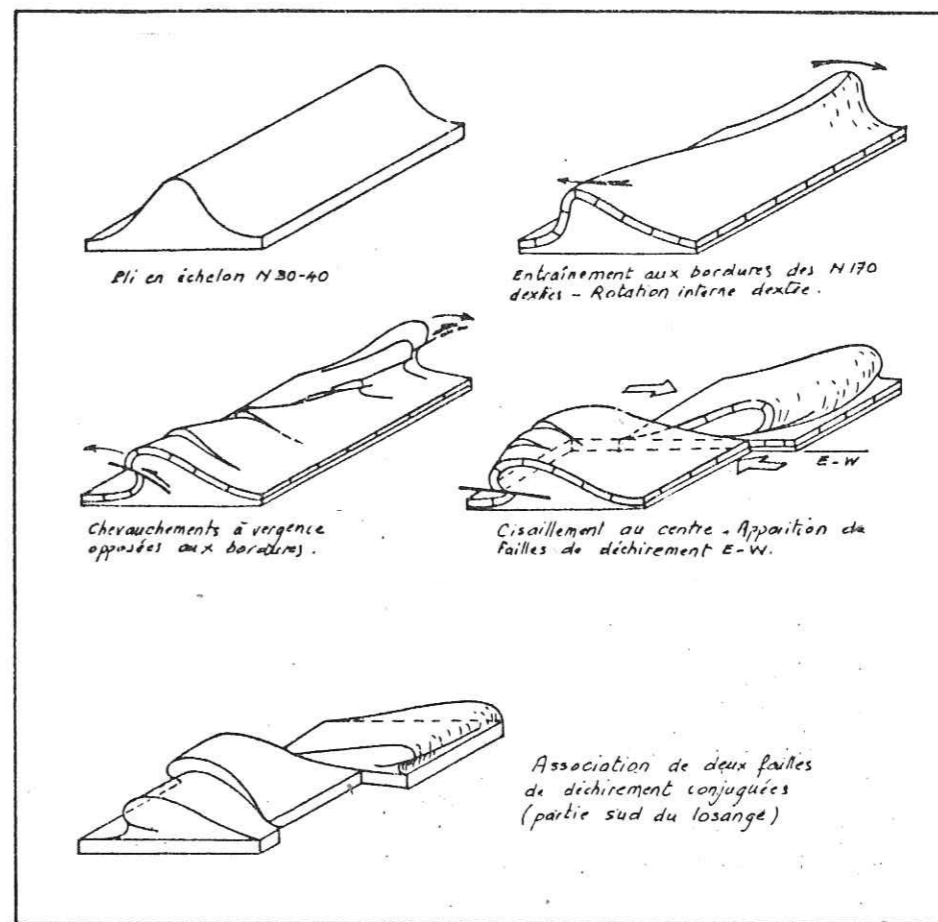


Fig. 75 - Rotation dextre affectant un pli: apparition de chevauchements et de failles de déchirement. (exemple pris au djebel el Ahzem).

C - INTERPRETATION ET CONCLUSION (FIG. 76)

L'association des structures que nous venons de décrire aboutit à l'interprétation présentée sur la fig. 76.

Dans la partie N-W du losange de cisaillement, les sables du Beglia, d'âge Tortonien, sont affectés par le jeu senestre de la direction N 40, prouvant que le raccourcissement subméridien du stade 2 est au plus tôt fin Miocène.

En conclusion, l'histoire des déformations visibles dans cette partie du Rhéouis, débute vraisemblablement avec un haut-fond ante Campanien évoluant en gouttière subsidente (dépo-centre) à l'Eocène. Deux phases au moins, de compressions successives récentes (post Eocène) l'une NW-SE, l'autre subméridienne permettront d'édifier la structure actuelle.

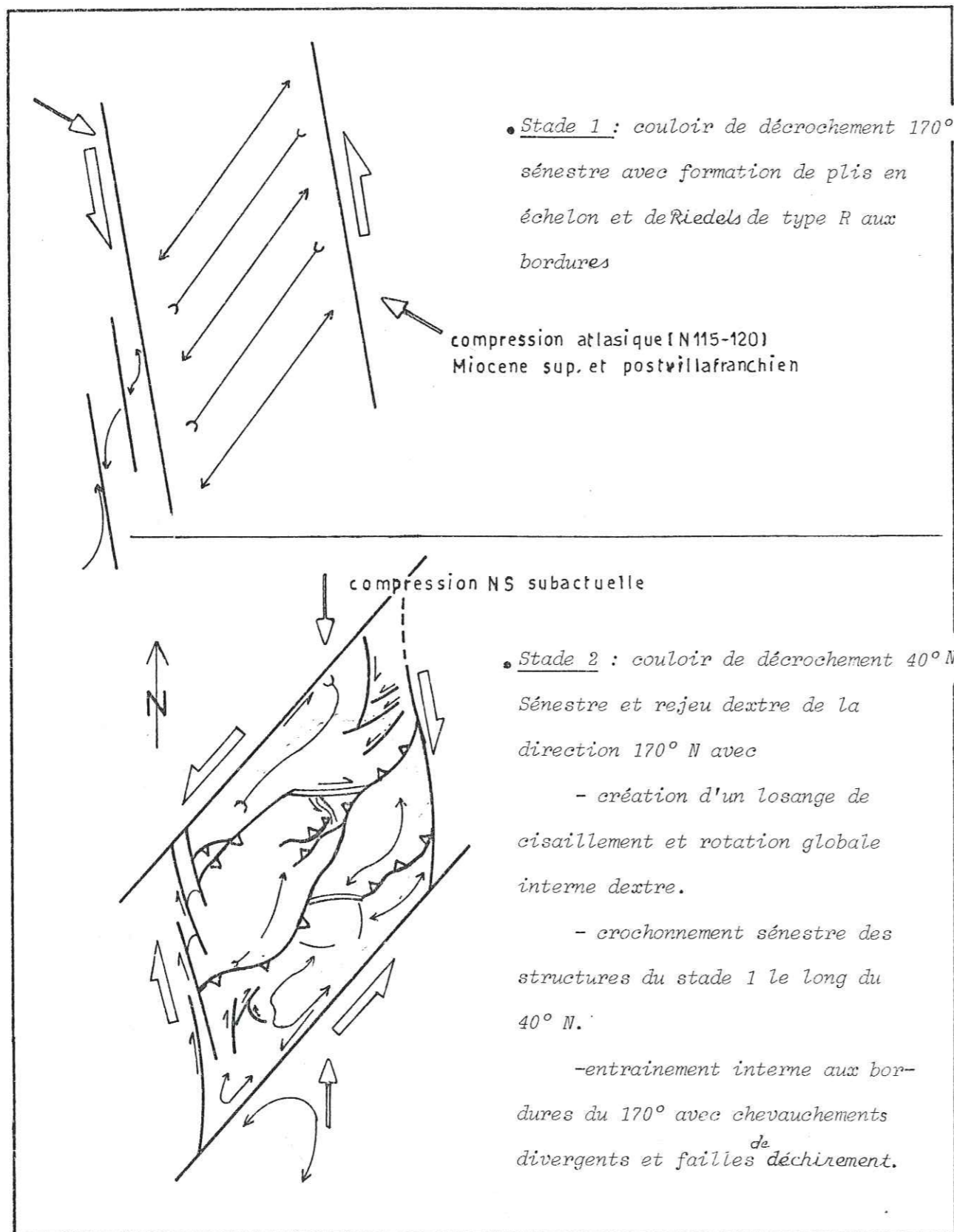


Fig. 76 - Interprétation génétique de la structure losangique du djebel el Ahzem.

C H A P I T R E XV.

LA REGION D'ER RETEB : DES STRUCTURES DE FLANC DE DIAPIR

Cette région est située sur la bordure N-E du diapir d'el Khechaïch et correspond à une ligne de crête arquée s'allongeant de l'o. el Behima au Nord, au dj. Matleg au Sud.

A - CARACTERES LITHOLOGIQUES DE LA COUVERTURE POST-TRIASIQUE

Le talus qui borde la ligne de crête offre une coupe complète des séries qui surmontent le Trias. Ces séries présentent la succession lithologique suivante (fig. 77 a) :

- . Marnes vertes ou ocres associées à des sables violacés ou blancs, souvent très fins (2) ;
- . Dolomie beige à petits quartz (3) ;
- . Calcaire blanc jaunâtre débutant parfois par un niveau (quelques dm) très riche en quartz.

Burollet (1956) attribue un âge Aptien à la formation sableuse (Bou Hedma) ainsi qu'aux dolomies qui la surmontent. Nous avons noté une discordance angulaire à la base de cette dolomie qui, par son faciès, pouvait correspondre aux niveaux du Bou Laaba ou du Bou Zer.

Les calcaires blancs qui coiffent l'ensemble sont eux-mêmes discordants

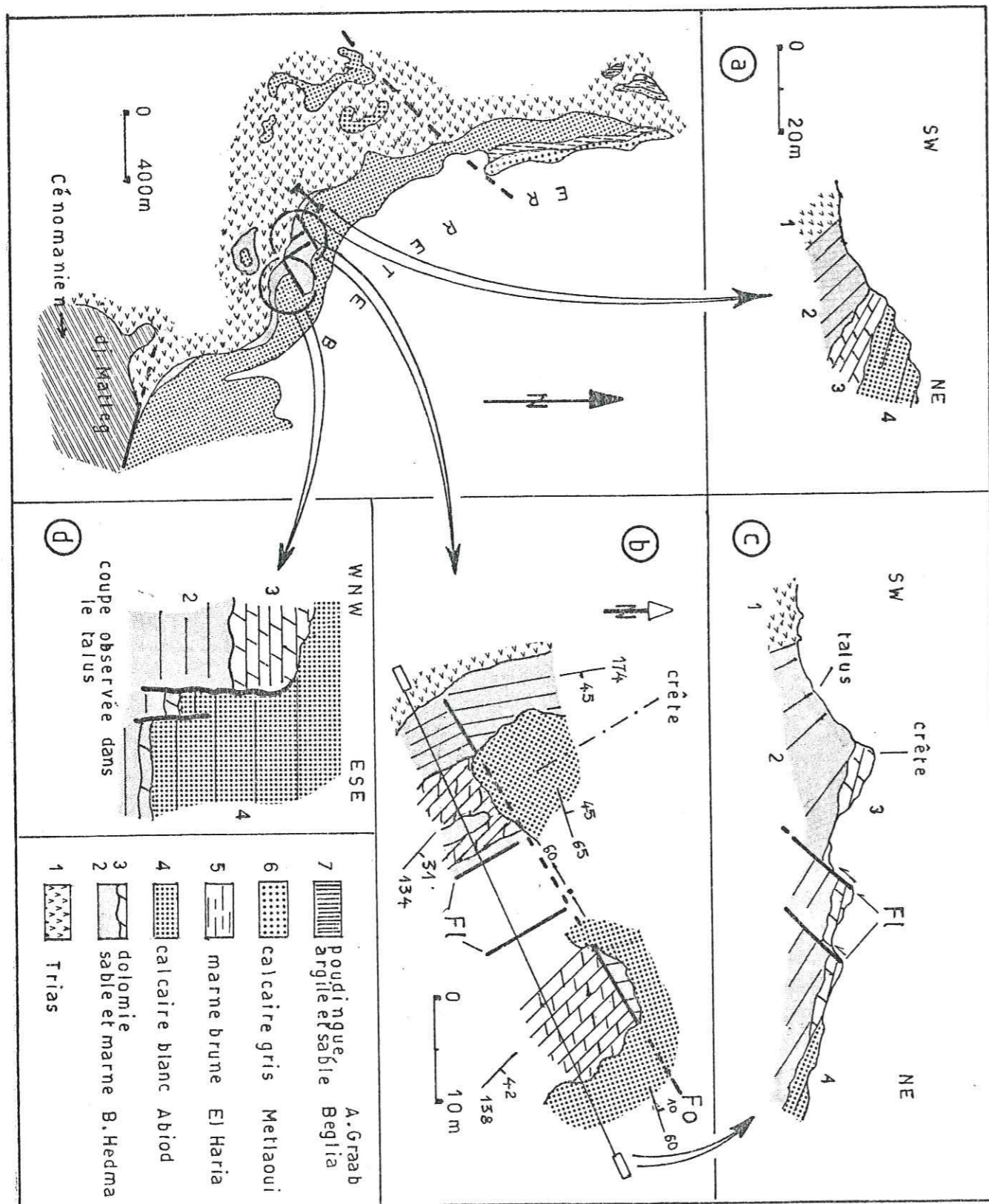


Fig. 77 - Er Reteb : Paléostructures crétaées associées au diapir d'el Khechaïch

tantôt sur les sables, tantôt sur les dolomies (fig. 77 b et c) et sont rapportés à la formation Abiod. A l'extrémité Nord de la ligne de crête, près de l'o. el Behima, cette formation (60 m) est elle-même surmontée par les marnes et gypses de la formation el Haria (70 m) puis par les calcaires de Metlaoui (cf. fig. 14).

Vers le Sud, les formations aptiennes s'amenuisent fortement, puis disparaissent. Inversement, la formation Abiod présente une épaisseur croissante dans cette direction. A l'extrémité Sud d'er Reteb, à l'approche du dj. Matleg, elle repose directement sur le Trias, et présente en affleurement, une puissance d'au moins 100 m.

Ces importantes et rapides variations de l'épaisseur des séries, sont liées à des mouvements synsédimentaires.

B - STRUCTURES ET PHENOMENES TECTONOSÉDIMENTAIRES

La structure d'ensemble est monoclinale (pendages variant de 30 à 40° E à N-E) et faillée. Les failles appartiennent à deux familles suborthogonales. La première est parallèle à la ligne de crête (F1), la seconde orthogonale (Fo).

1 - LES FAILLES FL (FIG. 77 b)

Ce sont des failles normales à regard Ouest (compartiment occidental affaissé). Le miroir est souvent enduit de fer. Il ne présente malheureusement jamais de tectoglyphes. Les failles affectent les deux formations aptiennes et semblent cachetées par l'Abiod (fig. 77 c).

2 - LES FAILLES Fo (FIG. 77 c ET d)

Elles présentent, comme les précédentes, des enduits ferrugineux, et affectent les séries aptiennes de part en part. Elles sont parfois cachetées par la formation Abiod (fig. 77 c), parfois elles accompagnent la sédimentation de cette dernière et dessinent en coupe des figures en marches d'escalier (fig. 77 d).

C - INTERPRETATION ET SYNTHÈSE

Le jeu de bascule vers l'E (E à N-E) associé à la discordance intra-aptienne et aux failles F1 (failles normales) et Fo (mouvement en ciseaux), constitue un système relativement semblable à celui qui structure les formations jurassiques et crétacées (Crétacé inférieur) du Bou Zer. Le diapirisme, tenu pour responsable de ces structures dans l'axe N-S, se justifie ici également et nous associons les structures d'Er Reteb à la mise en place du diapir d'Er Khechaïch.

Le dispositif en marches d'escalier (fig.77 d) observé au sein de la formation Abiod, est différent du précédent. Il traduit plutôt un effondrement qu'un basculement. Nous avons vu par ailleurs que le dépôt de la formation Abiod est guidé tantôt par des paléostructures issues d'une distension générale SW - NE (fossé de l'O. el Abiod), tantôt par une subsidence localisée ("dépo-centres") et liée à l'holocinèse (dj. el Ahzem). Dans la partie Sud d'Er Reteb, à la limite du dj. Matleg (cf. carte de la fig.77) une faille N 110 a contrôlé son dépôt. A l'extrémité nord de ce secteur, la présence dans la formation Aïn Graab, (Burdigalien) d'éléments remaniés du Trias sous-jacent indique la persistance du diapirisme jusqu'à l'Eocène s'achevant par une phase de percement avec émergence (L'oligocène est inconnu dans la couverture).

Finalement, à Er Reteb, le dépôt de la formation Abiod a pu être contrôlé par la distension générale SW - NE évoquée ci-dessus (failles N 110) et par l'halocinèse (failles N 60).

C H A P I T R E XVI

LE DJEBEL KSAIRA : UNE PALEOSTRUCTURE CRETACE
REPRISE EN COMPRESSION

Ce relief modeste (Ksaïra signifie petit) est situé à l'extrémité nord-occidentale de la zone du Rhéouis. Il se poursuit vers le N-W par de petites collines dénommées et Toumlat. C'est l'ensemble de cette unité morphologique que nous examinerons dans ce chapitre.

A - ENSEMBLE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les niveaux affleurants les plus anciens sont les sables roses et violacés de la formation Bou Hedma. Ils sont surmontés au Ksaïra (dans la moitié S-W) par les sables du Boudinar. Viennent ensuite la dolomie du Bou Zer, puis les formations Fadhène et Zebbag. A et Toumlat, la dolomie du Bou Laaba termine l'Aptien. Les autres termes sont identiques à ceux du Ksaïra. Sur le flanc sud de ce chaînon, le Zebbag est recouvert tantôt directement par la formation Abiod, tantôt par la formation Aleg, qui se termine latéralement en biseau entre les deux formations précédentes.

B - STRUCTURE

La carte (fig. 78) fait apparaître les structures suivantes :

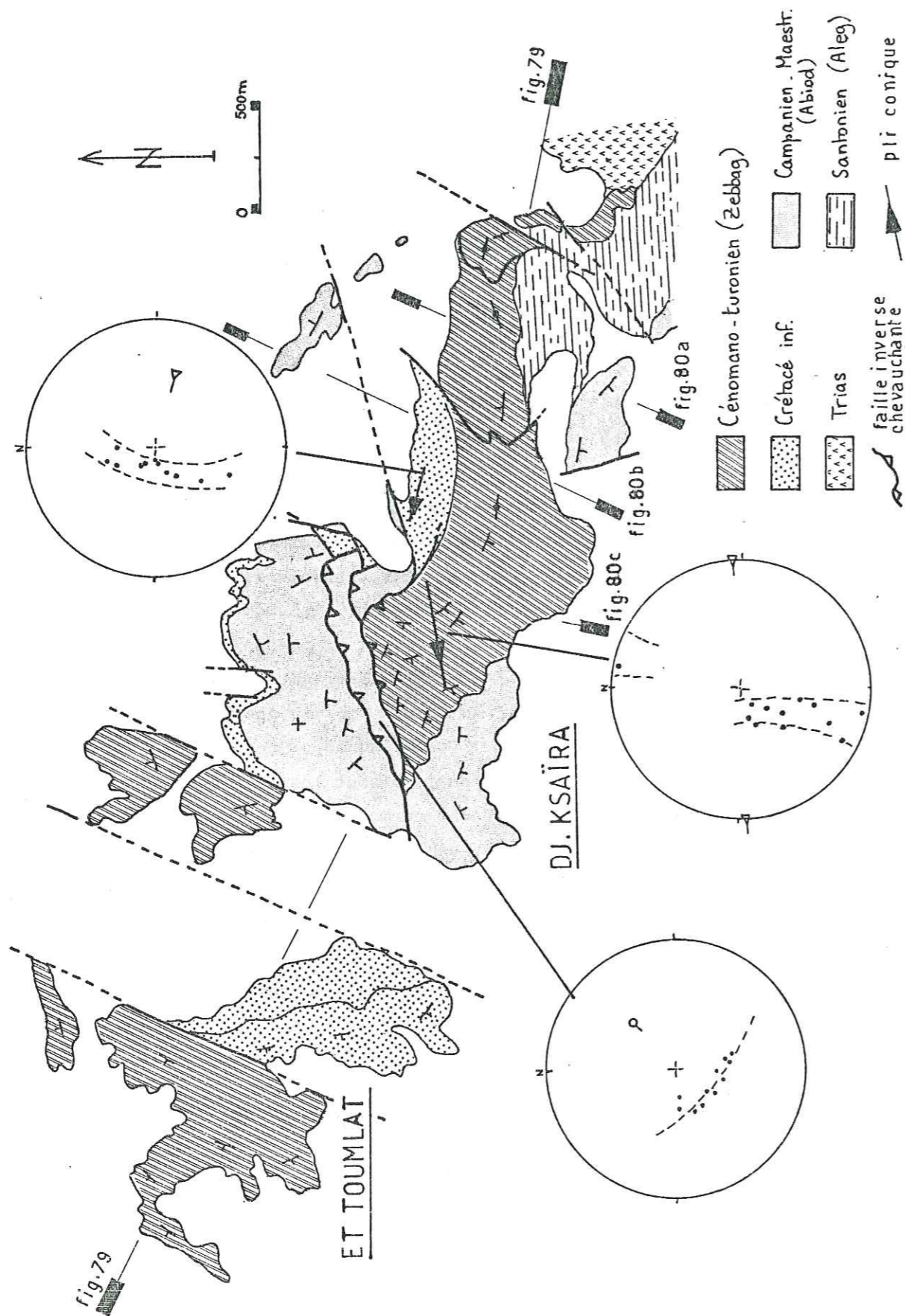


Fig. 78 - Schéma structural du djebel Ksaïra et de ses annexes

- des failles inverses N 20 à vergence Ouest (Ksaïra Est - et Toumlat) ;
- des failles N 80 (Ksaïra central)
- des chevauchements de direction N 80 (Ksaïra central) ;
- des plis coniques d'axe E-W et SW-NE ;
- un décrochement N 40 avec doubles crochons (limite Ksaïra - el Hamri).

Nous examinerons ces différentes structures suivant une coupe longitudinale, puis suivant des coupes transversales.

1 - COUPE LONGITUDINALE (FIG. 79)

Cette coupe met en évidence le jeu récent en faille inverse des accidents N 20 et leur jeu ancien en faille normale.

a) Jeu récent en faille inverse des failles N 20

A et Toumlat, les failles N 20 mettent en contact les sables aptiens avec les dolomies cénomaniennes ; à l'extrémité orientale du Ksaïra, elles sont franchement chevauchantes. A la limite du Ksaïra et d'et Toumlat enfin, elles font remonter les sables du Bou Hedma au niveau du Zebbag ; là, le miroir porte des canelures à pitch très fort (N 80) et présente un microécaillage, ce qui confirme le jeu en faille inverse. Cette faille, cependant, n'a pas un jeu monophasé, puisqu'elle met également en contact le Zebbag et l'Abiod. Ceci témoigne en effet d'un jeu antérieur en faille normale (voir ci-après).

b) Le jeu ancien des accidents N 20

Les premiers niveaux de la formation Abiod sont gréseux et ils reposent en discordance sur les sables aptiens. La formation Abiod s'est donc déposée dans le compartiment oriental, effondré, d'une faille normale post Zebbag, mais ante Abiod.

L'absence de la formation Zebbag entre les sables du Bou Hedma

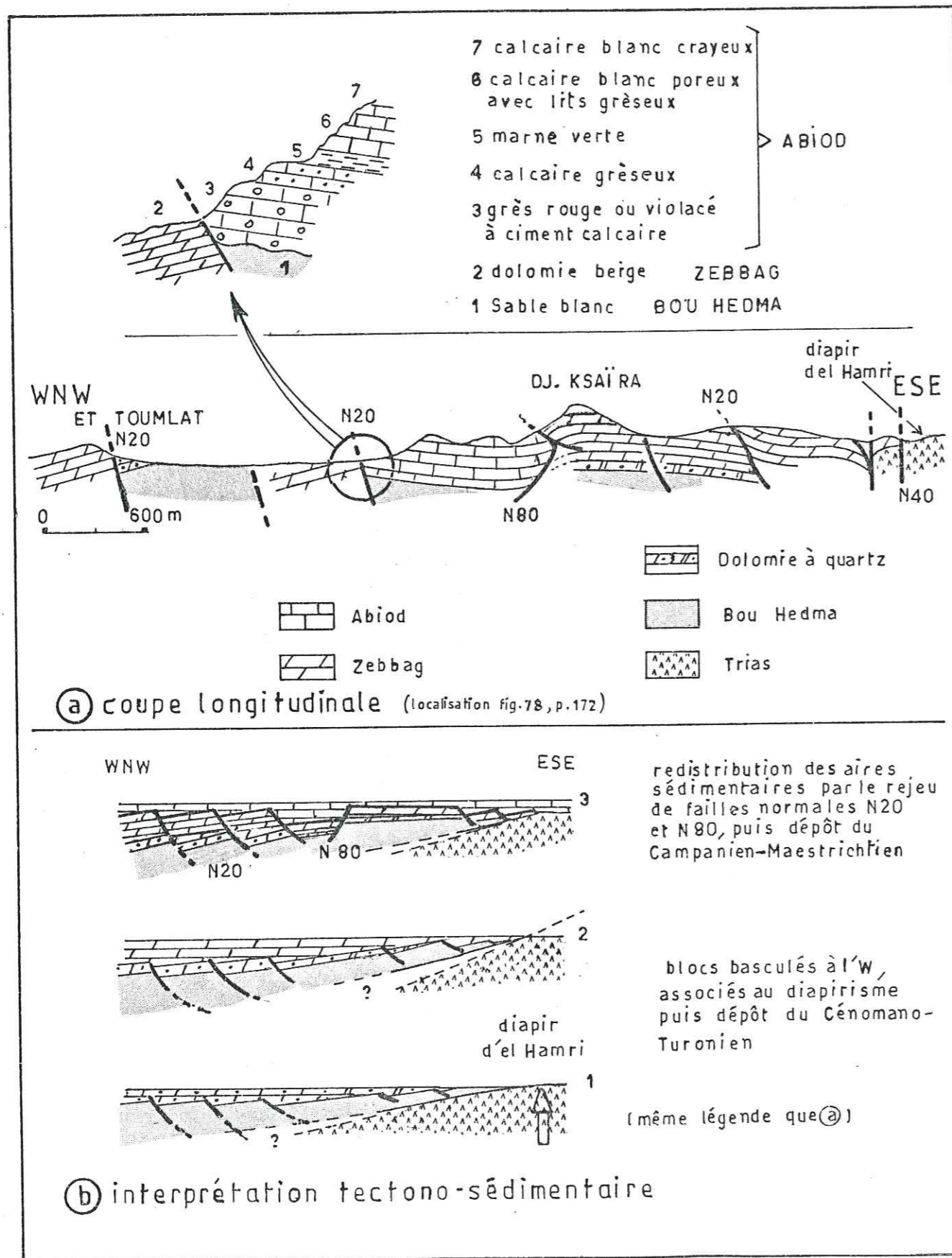


Fig. 79 - Le djebel Ksaïra : coupe longitudinale.

et les calcaires de l'Abiod, dans ce compartiment, suppose son non dépôt, ou son érosion, et par conséquent l'existence d'un haut-fond. Autrement dit, nous reconstituons une nouvelle fois l'inversion des mouvements verticaux. Nous reviendrons ultérieurement sur la géométrie de cette paléo-structure, en décrivant les coupes transverses.

Enfin, l'existence de la formation Zebbag, en contact direct avec le Trias à l'extrémité orientale du Ksaïra, et les variations brutales de faciès des dolomies aptiennes nous conduisent à associer ces failles N 20 à la mise en place du diapir voisin d'el Hamri (fig. 80 b).

2 - COUPES TRANSVERSALES (FIG. 80)

a) Les structures faillées et chevauchantes

La coupe c de la figure 80 montre, dans sa partie orientale, un système de failles normales (N 80) en gradins qui, reprises en compression, évoluent en failles-plies, puis en écaillés chevauchantes vers le N - NE.

Dans ce cas, l'effondrement vers le Nord est post Zebbag et ante Abiod : en effet, dans les compartiments septentrionaux, l'Abiod (gréseux à la base) repose directement sur les sables du Crétacé inférieur et s'adosse aux dolomies du Zebbag du compartiment méridional. Il nous faut donc admettre la chronologie suivante (fig. 81) :

- . haut-fond ante Zebbag ;
- . dépôt du Zebbag en discordance ;
- . effondrement en gradins de ce haut-fond vers le Nord ;
- . recouvrement progressif de ces paléostructures par la formation Abiod ;
- . plissement et écaillage

b) Structures plissées

Elles sont représentées par des plis coniques (fig. 78). Les plis métriques d'axe NE-SW jalonnent les petits chevauchements dans la couverture superficielle. Les deux autres plis, respectivement hectométrique et

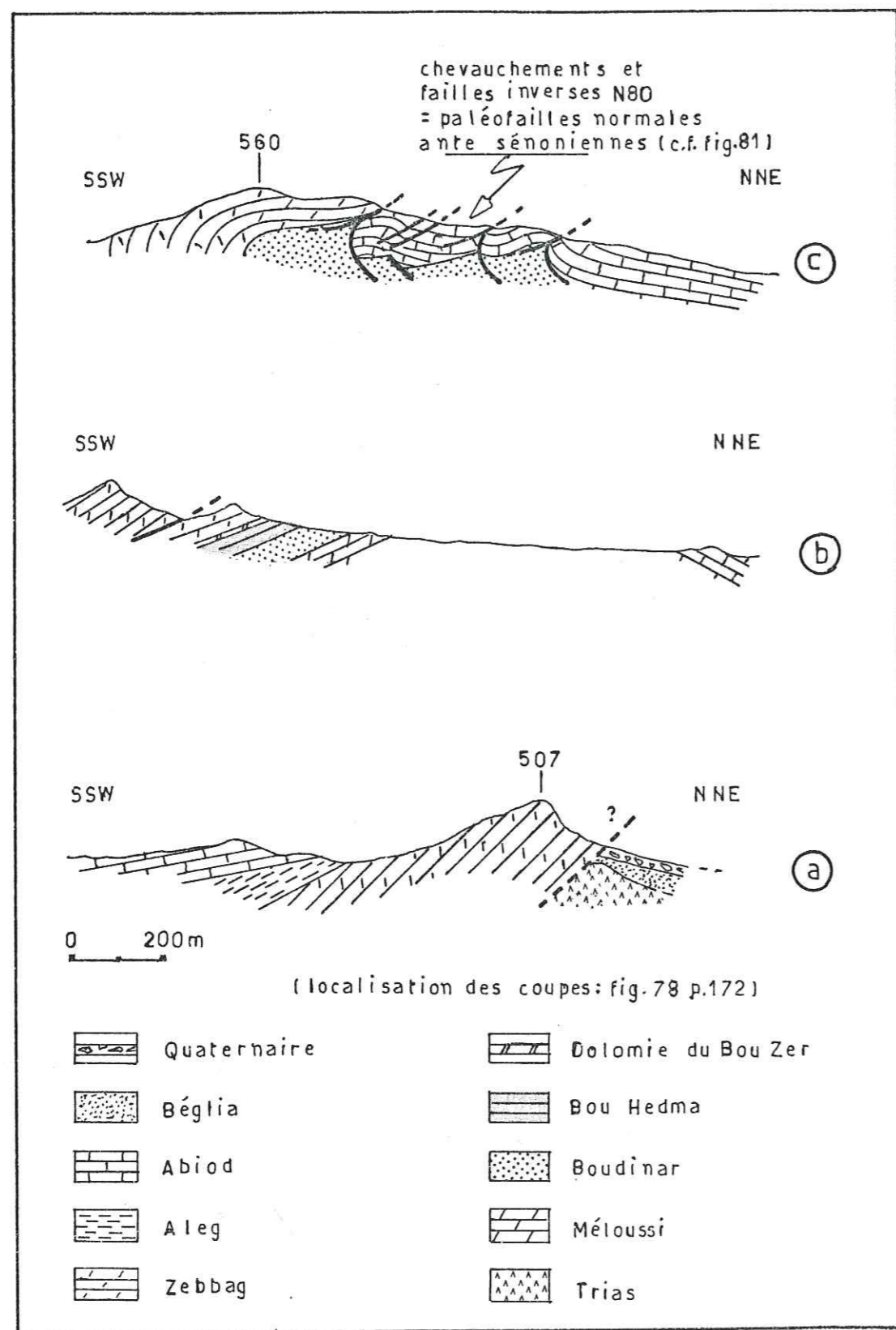


Fig. 80 - Le djebel Ksaïra: coupes transversales.

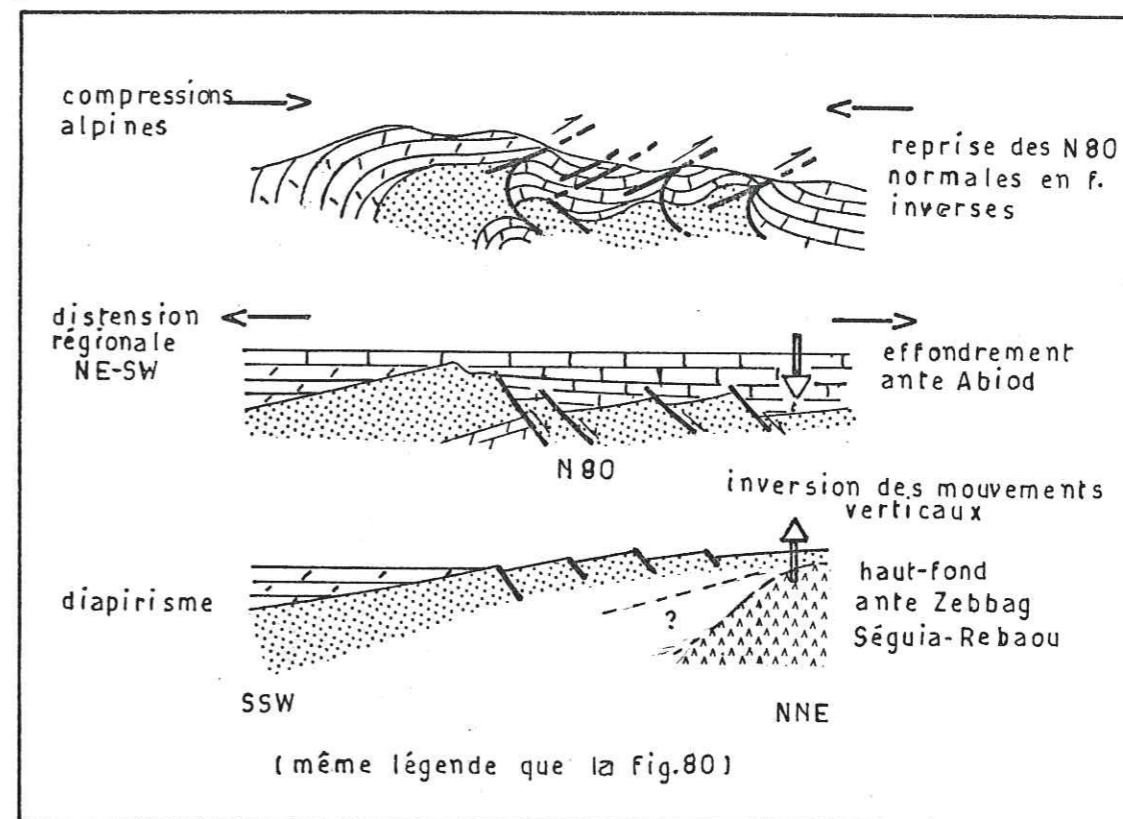


Fig. 81 - Le djebel Ksaïra: évolution géodynamique.

décamétrique, affectent les formations Zebbag et Meloussi. Le premier axe N 85 a un angle d'ouverture assez fort et des flancs très évasés. Le second est beaucoup plus fermé. Son axe (N 100) plonge plus fortement vers l'Ouest. Son flanc Nord, très court, bute contre la faille N 80. Ces deux plis procèdent d'une même phase de compression subméridienne. Leur différence de style provient probablement de leur position à des niveaux différents de la couverture et à des pendages originels de strates également différents; les dolomies du Meloussi, plus pentées, ont été bloquées dans leur déformation par la paléofaille N 80.

c) Age probable de ce raccourcissement subméridien

A l'extrémité Sud-Est du Ksaïra, les bancs dolomitiques de la formation Zebbag, très redressés (fig. 80 a), rebrousse, à leur contact,

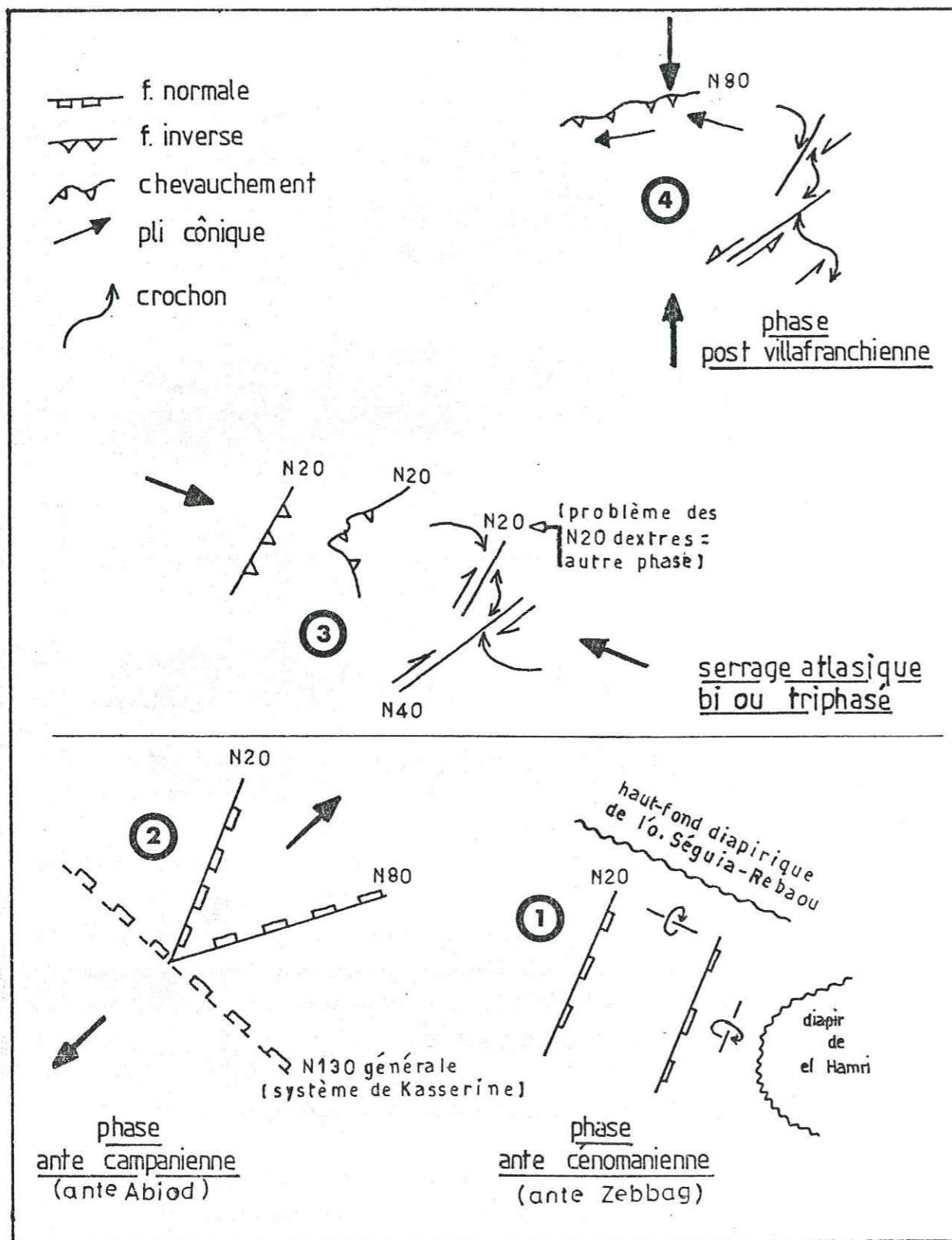


Fig. 82 - Le djebel Ksaïra : principales phases de déformations.

d'épais bancs conglomératiques quaternaires, trahissant un jeu très récent de cette compression subméridienne.

C - SYNTHÈSE HISTORIQUE (FIG. 82)

La figure 82 résume les différentes étapes de l'histoire tectonique de ce petit massif.

Remarque : les failles normales ante Abiod sont-elles associées à une distension générale N 40 (comme c'est le cas ailleurs en Tunisie centrale) ou bien résultent-elles de l'halocinèse ? Nous n'avons pas ici d'arguments décisifs pour répondre.

CINQUIEME PARTIE

SYNTHESE ET DISCUSSIONS

Au terme de cette étude lithostratigraphique, structurale et cartographique, il apparaît que cette partie de l'axe N-S tunisien, comprise entre les djebel Faïd et Rhéouis, est un édifice complexe. L'histoire des déformations y est remarquablement longue, puisqu'elle court du Jurassique au Quaternaire récent.

Une première période est dominée par des mouvements synsédimentaires distensifs. Nous avons insisté sur deux de ses aspects caractéristiques : l'halocinèse et les déplacements de zones subsidentes. La deuxième période est dominée par les mouvements compressifs. Nous avons insisté sur la géométrie systématiquement conique des structures plissées, sur la forme particulière du pli chevauchant à flèche réduite, et sur le caractère très récent de mouvements importants remobilisant des structures profondes très anciennes.

A - LES DEFORMATIONS DISTENSIVES ET PHENOMENES ASSOCIES

Nous avons montré que l'architecture actuelle de l'axe N-S était fortement marquée par l'existence de blocs basculés ante-alpins limités par des failles transverses aux chaînons. Ces blocs basculés et leurs enveloppes sédimentaires successives permettent de définir deux périodes dans l'histoire distensive de l'axe.

1 - LES GRANDES ETAPES DE L'HISTOIRE DISTENSIVE

a) *La distension subméridienne (Trias à Coniacien)*

Une première génération de blocs porte les traces de basculements synsédimentaires (Jurassique à Aptien) vers le Sud puis vers l'Ouest.

Une seconde génération a été basculée vers le Nord durant les dépôts cénomaniens à coniaciens.

La distension subméridienne, générale en Tunisie centrale, a ici été masquée, au Crétacé inférieur, par une distension E-W locale que nous attribuons au diapirisme.

b) *La distension NE-SW (Santonien à Paléocène)*

A partir du Santonien, nous observons une nouvelle répartition des aires sédimentaires : les dépôts ont enregistré, à l'échelle régionale, le jeu de failles normales longitudinales (N 170 à N 20) et transverses (N 40 à N 80) aux chaînons, en réponse à une distension générale essentiellement NE-SW.

2 - IMPORTANCE DE L'HALOCINESE DANS LA TECTOGENESE TUNISIENNE

L'Halocinèse est un sujet trop vaste pour être traité dans ce mémoire. Nous nous contenterons de formuler quelques remarques concernant les structures salifères que nous avons sans cesse évoquées au front de l'axe N-S d'une part, et au Rhéouis d'autre part.

a) *Problème de l'initiation des structures salifères dans l'axe N-S et au Rhéouis*

L'existence, dès le Jurassique, d'une zone de haut-fond triasique tout au long de l'axe N-S pose d'emblée le problème de l'initiation du dôme. Certains auteurs considèrent que les différences de densité de deux unités superposées, suffisent pour entraîner des déformations de leur interface. Pour d'autres, l'initiation du dôme exige une amorce. Dans le cas présent, cette amorce ne peut être que le linéament N-S qui n'a

cessé de se manifester au cours de l'histoire de cette région. Ainsi pourrait s'expliquer le bombement de sels triasiques s'exprimant, du Jurassique à l'Aptien, par des blocs basculés et des failles synsédimentaires dans la couverture.

De plus, nous avons évoqué plusieurs fois l'effondrement de la marge saharienne, se traduisant à l'échelle de nos chaînons, par des blocs basculés dans une direction subméridienne. Ainsi pourrait s'expliquer dans une direction suborthogonale à la précédente, l'initiation de petits dômes locaux annexes du précédent (fig. 83).

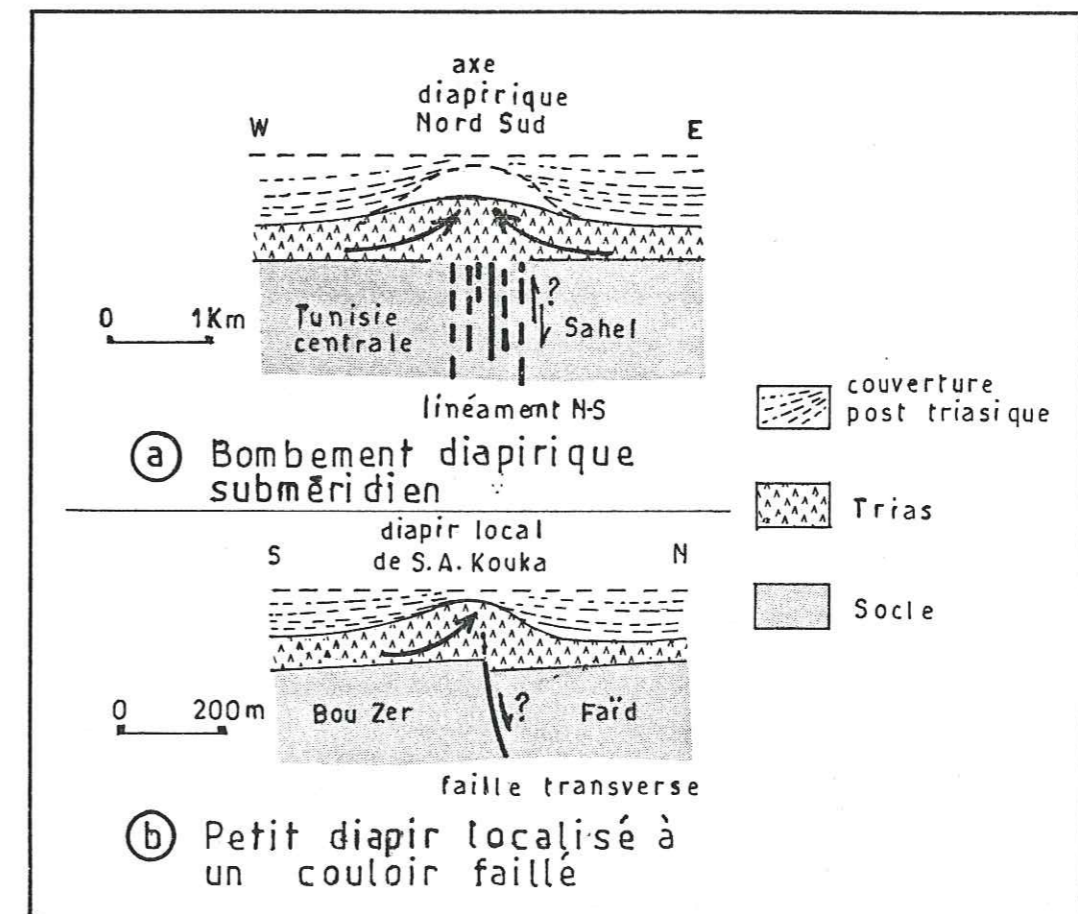


Fig. 83 - Initiation des diapirs de l'axe N-S par des failles de socle

En d'autres termes, l'axe N-S pourrait apparaître comme une succession de petits noeuds tectoniques favorisant le diapirisme. Le Rhéouis, situé à l'intersection de trois linéaments, l'accident N-S, la faille de Kasserine, et probablement un accident de direction atlasique en est un exemple remarquable.

b) Géométrie et évolution des diapirs

Dans l'axe N-S et au Rhéouis, nous n'avons retrouvé ni la forme en champignon, ni les extrusions à flancs subverticaux, correspondant aux schémas classiques. Tout semble indiquer, au contraire, des flancs à pendages modérés, inclinés vers l'extérieur de la structure.

Si au Rhéouis, le diapir semble avoir percé sa couverture (probablement peu épaisse dans l'ensemble) entre l'Eocène et le Burdigalien (formation Aïn Graab), dans l'axe N-S nous n'avons décelé aucune trace de percement.

Sur toutes les sections sismiques transverses, l'axe diapirique sub-méridien apparaît dissymétrique (flanc occidental long et moyennement penté, flanc oriental court et fortement penté vers l'Est). Cette dissymétrie pourrait résulter à notre avis des effondrements successifs du compartiment sahélien depuis l'Oligocène (effondrements amorcés probablement dès le Crétacé supérieur). On peut aussi envisager une dissymétrie plus ancienne, contemporaine de l'halocinèse, accentuée ensuite par les effondrements ultérieurs. En aucun cas par contre cette morphologie ne semble acquise sous l'effet des compressions alpines qui ne s'expriment, nous le verrons plus loin, que très superficiellement dans la couverture post triasique ou très localement au droit des fractures de socle.

c) Généralisation du phénomène diapirique en Tunisie centrale

De nombreux profils sismiques trahissent l'existence de structures diapiriques sous les chaînons plissés de Tunisie centrale (Brahim, 1983 - Ellouze, 1984 - Haller, 1983). Le phénomène diapirique semble donc étroitement associé à l'évolution géodynamique de la plateforme saharienne en Tunisie centrale.

3 - CONTROLE TECTONIQUE DE LA SEDIMENTATION : L'INVERSION DES MOUVEMENTS VERTICAUX

En dehors des "dépo-centres" très localisés du Rhéouis, vraisemblablement associés à des mouvements halocinétiques au toit du diapir, nous avons constaté ces inversions tout au long de l'axe N-S, mais aussi au Ksaïra. Ils sont évidents entre le Jurassique et le Cénomano-Turonien où ils se manifestent à toute échelle depuis celle de l'affleurement à celle du bloc (cf. fig. 70).

Dans un segment plus septentrional de l'axe N-S, aux dj. Bou Gobrine et Touïla, les dépôts correspondant aux formations Bou Hedma, Orbata et El Haria, ont enregistré de façon spectaculaire et indéniable ces inversions :

. La première se situe entre les formations Bou Hedma et Orbata c'est-à-dire au cours de l'Aptien.

. La seconde survient avant et/ou pendant le dépôt de la formation el Haria, c'est-à-dire au Paléocène.

Par ailleurs, à l'échelle de l'axe N-S tout entier, N. Ellouze (1984) a montré que ces mouvements verticaux s'inversent au Crétacé supérieur puis au Paléocène de part et d'autre d'une ligne matérialisée par l'axe lui-même. En conséquence, même si dans le secteur limité par cette étude, ces inversions peuvent avoir très localement une origine halocinétique, le phénomène n'en reste pas moins très général. Son analyse détaillée dépasse le cadre de ce travail. Elle appelle de nouvelles recherches.

B - LES DEFORMATIONS COMPRESSIVES ET STRUCTURES CARACTERISTIQUES

1 - RECAPITULATION

La plupart des structures alpines que nous avons rencontrées sont polyphasées. Dans certains cas, nous avons pu préciser l'âge et la chronologie des phases de déformation. Par contre, à l'échelle du secteur

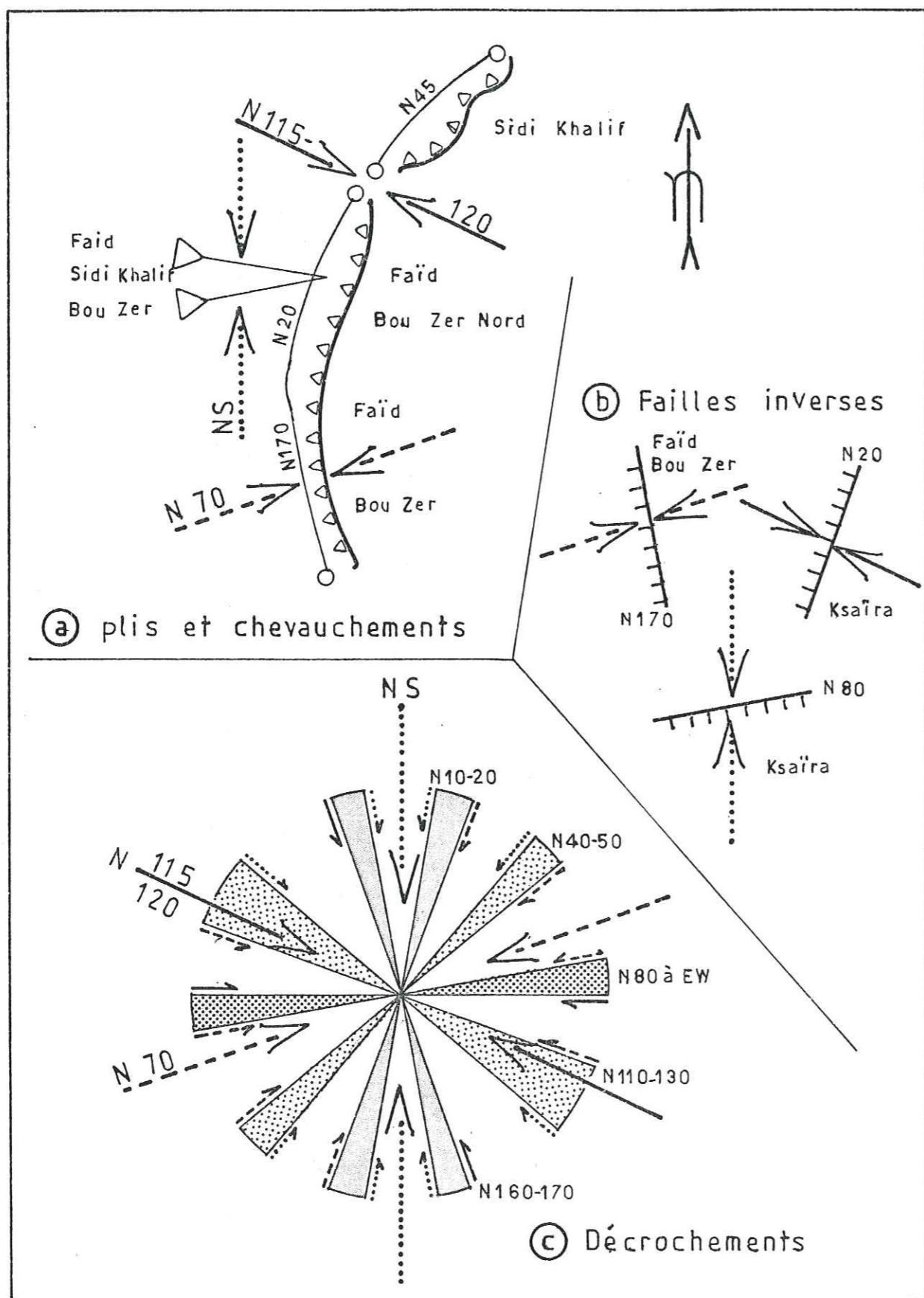


Fig. 84 - Les directions mégastructurales du segment Sidi Khalif - Bou Zer - Rhéouis - Axes de raccourcissement associés

tout entier, et à plus forte raison de l'axe N-S, la synthèse de l'histoire alpine est difficile à établir. Le tableau V, que nous avons proposé à la page 154, intègre nos résultats fragmentaires dans un canevas général établi à partir des données bibliographiques. Il peut constituer une base de discussion pour des études ultérieures.

Ce tableau fait apparaître entre autres, l'existence de trois directions principales de raccourcissement orientées N 115-120, N 70 et NS. La réalité de ces trois directions dans le secteur Bou Zer - Rhéouis (et même au Faïd - Sidi Khalif) nous paraît indiscutable.

2 - DIRECTIONS DE RACCOURCISSEMENTS ET STRUCTURES ASSOCIEES

La pauvreté du secteur en microstructures nous a conduit à considérer surtout les directions mégastructurales et cartographiques. Celles-ci s'ordonnent de la façon suivante (fig. 84) :

- chevauchements-plissements : N 20-N 170 et N 45 ;

- failles et décrochements : N 10 à N 20 - N 40 à N 50 - N 80 à EW - N 110 à N 130 - N 160 à N 170 (chaque direction joue alternativement un dextre et sénestre).

. L'axe de raccourcissement N 115-120 correspond à la phase atlasique qui donne en Tunisie centrale les plis et chevauchements de l'Atlas tunisien. Dans notre secteur, cette phase pourrait être responsable :

- des plis et chevauchements orientés N 20 (Bou Zer Nord - Faïd) à N 45 (Sidi Khalif) ;

- des décrochements dextres N 50 (S.A.Kouka), N 80 à EW (Bir Bou Zer) et N 110 ;

- des décrochements sénestres N 10 (Bou Zer Sud), N 130 (O. Nahkla) et N 160-170 (el Ahzem) ;

* Cette succession n'implique aucune chronologie relative des phases de compression correspondantes.

- enfin, des failles inverses N 10-20 (Ksaïra).

. La phase N 70, mise en évidence par Le Touze et Trémolières (1980) en Tunisie centre-nord, pourrait être à l'origine ici des plis et chevauchements de direction N 170 (Bou Zer Sud) ainsi que des décrochements dextres N 40-50 et N 10-20 (Bou Zer Sud) et sénestres N 80 à EW et N 110-130.

. La phase N-S responsable des structures plissées sensiblement E-W à Djerba (Perthuisot, 1977) et dans la zone des chotts (Zargouni, 1982) ainsi que des fossés quaternaires (Delteil, 1982), est soulignée dans notre secteur par de nombreux témoins :

- voilage du flanc occidental des plis antérieurs en coupoles coniques d'axes E-W (Faïd - Sidi Khalif - Bou Zer) ;
- décrochements dextres N 110-130 et N 160-170 ;
- décrochements sénestres N 10-20 (Bou Zer Sud) et N 40-50 (el Ahzem) ;
- failles inverses, chevauchements et écaillages N 80 à EW (Ksaïra).

Enfin, si l'existence et l'orientation des phases N 70 ante Aïn Graab (ante Burdigalien), N 115-120 ante Segui (ante Messinien) et N-S subactuelle nous paraissent fortement probables dans ce secteur, les autres phases restent problématiques.

3 - STRUCTURES SUPERFICIELLES ET STRUCTURES PROFONDES DE L'AXE N-S - RHEGMATISME

La couverture post-triasique présente partout deux aspects caractéristiques : pli chevauchant ouvert à l'Est et géométrie systématiquement conique de toutes les structures plissées.

On sait que les plis coniques peuvent avoir des origines variées (Gamond, 1972). La structuration mésozoïque en blocs basculés peut expliquer, en partie, la présence de ces plis coniques. Les différentes

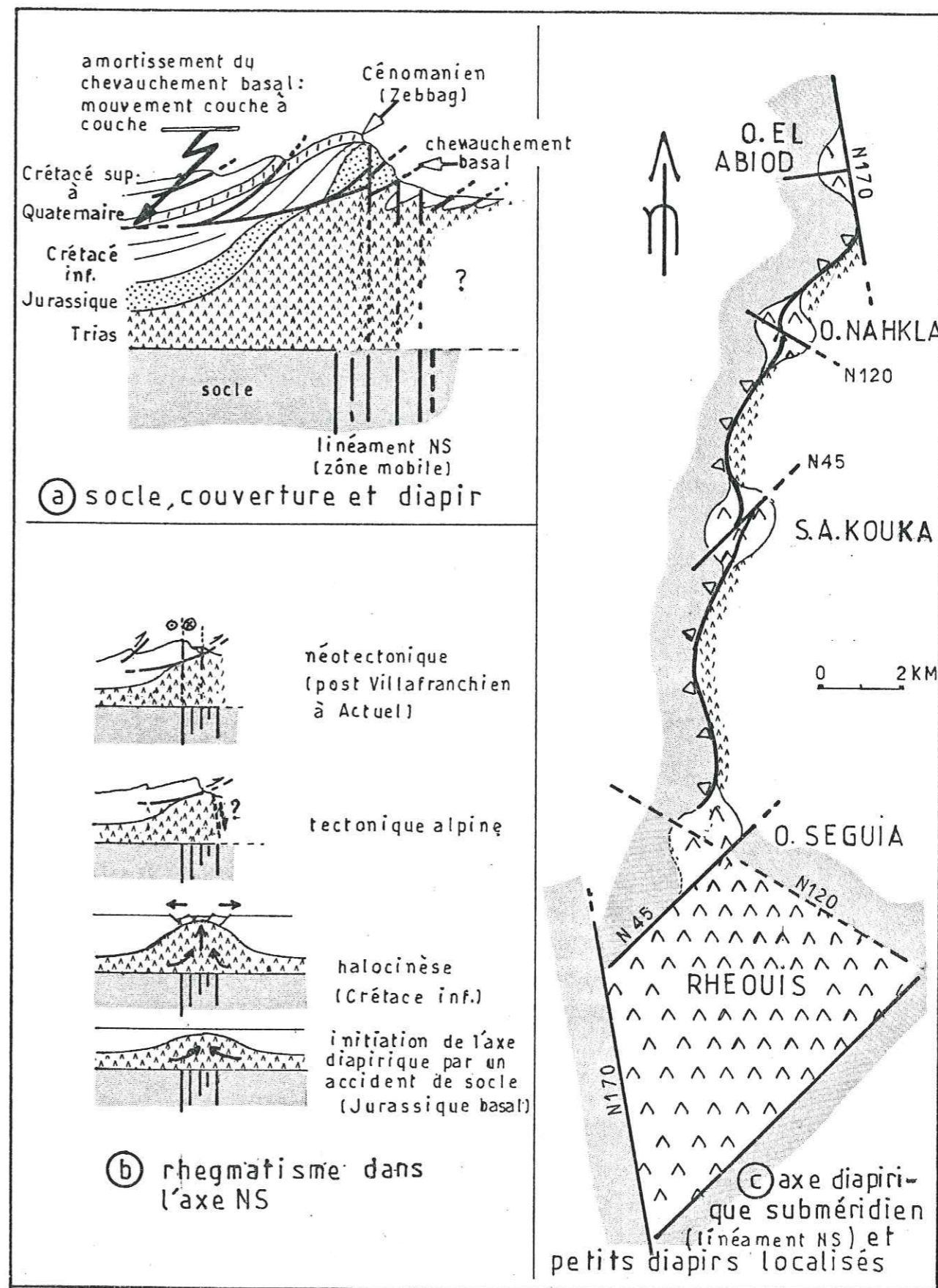


Fig. 85 - Structures superficielles et structures profondes de l'axe N-S. Rhegmatisme.

phases de compression, de directions sécantes, ont probablement contribué aussi à leur apparition. L'existence de noyaux résistants (noyaux de Nara par exemple) ou de butoirs (miroirs de failles) ont pu également favoriser leur développement par raccourcissement différentiel. Enfin, localement, cette géométrie peut être associée à des décrochements (méga crochon du Bou Zer Sud) ou à des couloirs de cisaillement (plis en échelons à el Ahzem).

Nous ne reviendrons pas ici sur la géométrie particulière du pli chevauchant, longuement décrite dans le dj. Bou Zer. L'interprétation génétique que nous avons proposée mérite par contre quelques commentaires : Si l'on admet, en effet, que ce pli chevauchant constituant l'ossature actuelle de l'axe N-S, affecte des séries préalablement situées sur le flanc occidental de l'axe diapirique subméridien, la flèche du chevauchement basal, rappelons le, ne peut excéder quelques centaines de mètres (500 au plus). Par ailleurs, le plan de cisaillement majeur s'amortit nécessairement vers l'Ouest en se parallélisant progressivement aux couches (glissements couche sur couche) (fig. 85). Dans ces conditions, les structures souples actuellement visibles dans l'axe N-S, correspondent à des déformations très superficielles.

Les structures faillées représentées par des couloirs de décrochement cartographiques subméridiennes au niveau de la bande frontale, présentent des rejeux très tardifs (post Villafranchien à subactuel). Les autres structures faillées (décrochements NW-SE, NE-SW et E-W) définissant les couloirs faillés transverses, montrent le même rejeu récent que les précédents. Par ailleurs, nous savons aussi que ces mêmes failles ont contrôlé la sédimentation mésozoïque (voire cénozoïque) et donc participé à l'histoire distensive de l'axe N-S. Elles caractérisent par conséquent des zones mobiles en relation avec des linéaments du socle tunisien.

Enfin, nous pensons que ces linéaments jouent un rôle primordial dans l'initiation des structures diapiriques (axe et petits diapirs localisés) en les amorçant. Leur rejeu en distension est ensuite indéniable : ils sont à l'origine du découpage de la région en blocs fondamentaux (blocs de 1er ordre). Ils induisent indirectement, par

l'intermédiaire des structures diapiriques, et des blocs basculés, le style des plis et chevauchements superficiels. Enfin, ils sont responsables du redécoupage tardif et de la verticalisation des couches de la bande frontale.

Finalement, les structures diapiriques constituent la principale originalité du rhexmatisme de cette région car, une fois amorcées, elles servent tout au long de l'histoire géologique, de trait d'union entre structures profondes et structures superficielles.

SUCCESSIVE COMPRESSIONS ON DISTENSIONAL PALEOSTRUCTURES
IN THE TUNISIAN NORTH-SOUTH AXIS

THE BOU-ZER - RHÉOUIIS SEGMENT

ABSTRACT

A cartographic and structural study (1/20 000) in the central part of the tunisian North-South axis (Sidi Khalif - Faïd - Bou Zer - Rhéouis links) allows us to define three juxtaposed structural unities : the eastern frontal strip, the central nucleus and the western covering.

The ante Alpine framework of these unities consists of tilted blocks separated by transverse faults and reparted in three generations :

. The first two generations result from a general submeridian overstretching (Jurassic to Coniacian) temporary (Tithonian to Aptian) and locally relayed or masked by an E-W overstretching. We can attribute the submeridian overstretching to the breaking down of the North African paleomargin ; the E-W overstretching is put down to an active diapiric axis, prefiguring the present North-South axis.

. A third generation of blocks bears witness to a NE-SW regional overstretching starting from the early Santonian.

the faults associated with them (distributed in three main families : N 170 and N 20, N 45 and N 120, N 80) were, later on, deformed during a few compressional phasis :

. The first one (late Eocene-Oligocene) globally oriented E-W, generated a submeridian half anticlinal box fold which overthrusts towards the East, a few rather thin, folded and imbricated series.

. Then, from the Miocene to the early Quaternary, several N 115-120 phases followed one another. They locally oriented the pre-existent structures to a SW-NE direction.

. The last subpresent phasis, oriented N-S, deforms the earlier folds into conic ones and brings all the previous faults back to movement.

Finally, in the southern extremity of that segment of the N-S axis, the tectonic Rhéouis node, in the middle of which stands a diapir, corresponds to the intersection of three lineaments of the tunisian basement.

BIBLIOGRAPHIE

I - LISTE DES REFERENCES CITEES

- ABBES C., DELTEIL J., TRUILLET R., TURKI M. et ZARGOUNI F. (1981) - L'axe Nord-Sud : approche structurale. Présentée au 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, Sept. 81.
- ABBES C. (1982) - Les déformations tectoniques crétacées éocènes dans la partie nord de l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). 9e Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, p. 135. Livre en dépôt à la Société Géologique de France.
- ABBES C. (1983) - Etude structurale du djebel Touila - Extrémité septentrionale du chaînon N-S Sidi Khalif-Naral-El Haouareb. Thèse 3ème cycle, Tunis, 121 p.
- BEN AYED N. et VIGUIER C. (1981) - Interprétation structurale de la Tunisie atlantique. C.R. Acad. Sci., Paris, 292, p. 1445-1448.
- BERNET, ROLLANDE M.C. et PHILIP J. (1981) - Sur la découverte d'un récif à Caprinidés (rudistes) dans le Sénonien supérieur du djebel Serraguia (Tunisie centre-occidentale). C.R. Acad. Sci. Paris, 292, p. 417-422.
- BISMUTH H. (1973) - Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la région des djebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre-Nord). In livre jubilaire M. Solignac. Ann. Mines et Géol. Tunis, 26, p. 179-212.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DOMZE P., LE FEVRE J. et SAINT-MARC P. (1980) - Nouvelles données micropaléontologiques et sédimentologiques sur le Crétacé moyen et supérieur du djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord). 26e C.G.I., Paris, Résumés, 1, p. 207.

- BISMUTH H., GOURMELEN C., LAMBOY M. et PHILIP J. (1981) - Existence d'un biostrome à algues et rudistes d'âge Coniacien en Tunisie centrale. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, Résumés, p. 6.
- BOLTENHAGEN C. (1981) - Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen en Tunisie Centrale. 1er Conf. Nat. Sci. Terre-Tunis, p. 65.
- BOLTENHAGEN C. (1981) - Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, p. 7.
- BONNEFOUS J. (1972) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique de Tunisie (Tunisie septentrionale et centrale, Sahel, zone des Chotts). Thèse Sc. Paris VI, 397 p.
- BRAHIM N. (1983) - Application de l'étude en stratigraphie sismique et de l'interprétation des résultats du traitement automatique des images sismiques à l'étude structurale de la région de Djelma - Hajeb el Aïoun (relation entre la partie centrale de l'axe N-S et la Tunisie centrale). Thèse de 3e cycle. Paris Orsay.
- BRAMAUD M., BISMUTH H., KHESSIBI M. et RICHERT J.P. (1976) - Mise en évidence d'une discordance de ravinement intra-crétacé dans la région de Maknassy-Mezzouna (Tunisie centrale). Notes Serv. Géol. Tunisie, 42, p. 7-19.
- BUROLLET P.F. et DUMESTRE A. (1951) - Geological study of the Rhéouis Area. Soc. Nord Africaine des pétroles, rapport interne inédit.
- BUROLLET P.F. (1956) - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse sci., Ann. Mines et Géol., Tunis, 18, 350 p.
- BUROLLET P.F. (1973) - Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. Ann. Mines et Géol., Tunis, 26, p. 110-120.
- BUROLLET P.F. (1981) - Signification géologique de l'axe Nord-Sud. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis. Résumés, p. 31.
- BUROLLET P.F. (1982) - Réflexions sur les notions de coupure et de discontinuités. 9e Réunion. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 103.
- BUROLLET P.F. et DESFORGES F. (1982) - Dynamique des bassins néocrétacés en Tunisie. In Mémoires Géologiques de l'Uni. de Dijon, 7, livre jubilaire G. Lucas, Ins. Sci. Terre-Dijon, éd.
- CASTANY G. (1947) - Etude géologique de la bordure occidentale du Sahel. Ann. Mines et Géol., Tunis, 2, 76 p.
- CASTANY G. (1951) - Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse Sci. Ann. Mines et Géol. Tunis, 8, 632 p.
- DELTEIL J., TRUILLET R. et ZARGOUNI F. (1979) - Extension et ampleur de la tectonique tangentielle dans l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). 7e Réunion. Ann. Sci. Terre-Lyon, p: 158.
- DELTEIL J., TRUILLET R. et ZARGOUNI G. (1980) - Nouvelle interprétation structurale du secteur Maknassy-Mezzouna. 8e Réunion. Ann. Sci. Terre-Marseille, p. 126.

- DELTEIL J., TRUILLET R. et ZARGOUNI F. (1980) - L'axe Nord-Sud : un élément structural original et complexe de l'orogénèse alpine en Tunisie centrale. 26e Congr. Géol. Int. Paris, Section 5, Tectonique, p. 331.
- DELTEIL J. (1981) - A propos de zonéographies structurales en Tunisie centro-septentrionale. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, résumés, p. 35.
- DELTEIL J. (1981) - Le massif du djebel Sidi Khalif : un exemple d'évolution structurale complexe en Tunisie centrale. Notes du Serv. Géol. de Tunisie, 46, p. 11-25.
- DELTEIL J. (1982) - Le cadre néotectonique de la sédimentation plio-quaternaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah. Bull. Soc. Géol. Fr. 7e série, t 24, 2, p. 187-193.
- DELTEIL J. et TRUILLET R. (1983) - Le style structural de l'Atlas tunisien alpin. 28e Congr. Ass. plénière, C.I.E.S.M., Cannes.
- FOURNIE D. et IACAUD M. (1973) - Esquisses sédimentologiques et paléogéographiques sur le Crétacé inférieur de Tunisie du Berriasien au Barrémien. Ann. Mines et Géol., 26, p. 149-168.
- FOURNIE D. (1978) - Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Vol. 2, 1, Pau, p. 97-148.
- GARGOURI S. (1982) - Questions sur la limite Vraconien-Cénomani en Tunisie. 9e Réunion. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 264.
- GUIRAND P. (1966) - Etude géologique de l'axe Nord-Sud (chaîne Nara-Khalif). Rapport interne S.E.R.E.P.T., inédit.
- GUIRAND P. (1968) - Etude stratigraphique et tectonique du Secondaire dans la bordure orientale des massifs tunisiens. Thèse Sci. Univ. Bordeaux, 253 p.
- GAMOND J.F. (1972) - Les plis coniques : analyse théorique et implications mécaniques. Thèse 3e cycle, Grenoble, 107 p.
- HALLER P. (1983) - Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3e cycle, Besançon, 163 p.
- KHESSIBI M. (1976) - Observations géologiques dans le djebel Kebar (Mouvements tectoniques ante-cénomaniens). Notes Serv. Géol. Tunisie, 42, p. 21-27.
- KHESSIBI M. (1978) - Etude géologique du secteur Maknassy-Mezzouna et du dj. Kebar. Thèse 3e cycle, Lyon, 175 p.
- LAATAR E. (1980) - Gisements de plomb-zinc et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale : les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefta - Fedj - el Adoum (région Téboursouk). Thèse 3e cycle Paris 6.

- LE TOUZE J. et TREMOLIERES P. (1980) - Paléostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data, 26e C.G.I., Paris, coll : CS, p. 261-268, B.R.G.M., édit.
- MANGANI J. (1959) - Les calcaires à Polypiers de Borj-Cedria-Potinville. Notes Serv. Géol. Tunisie, 19, 22 p.
- MAURIN A. et TLATLI M. (1975) - Complexe récifal de Potinville. Livret-guide, excursion 15, 9e Congr. Int. Sédiment, Nice, 1973).
- MOULLADE M. (1966) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse Vocontienne". Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 15, 369 p.
- M'RABET A. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrographique et sédimentologique du Crétacé inférieur de l'axe Nord-Sud. Thèse 3e cycle, Paris VI.
- M'RABET A. (1981) - Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Thèse Sci., Paris-Sud, centre d'Orsay, 540 p.
- OUALI J. (1984) - Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi-Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3e cycle, Rennes, 120 p.
- PERTHUISOT V. (1978) - Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse Sci. Ec. Norm. Sup., Paris, 312 p.
- PERTHUISOT V. (1983) - A propos de l'allochtonie de la zone des diapirs de Tunisie septentrionale. C.R. Acad. Sci., Paris, 296, p. 393-396.
- PERVINQUIERE L. (1903) - Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse Sci., Paris, F.R. de Rudeval, ed., 360 p.
- RICHERT J.P. et DELTEIL J. (1981) - Modèle polyphasé de l'évolution géodynamique de la "zone de diapirs". (Tunisie septentrionale et Nord-Est Algérien). 1er Congr. Nat. Sci. Terre, résumés, p. 49.
- RICHERT J.P. (1971) - Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. Notes serv. Géol. Tunisie, 34, p.115-125.
- ROUVIER H. (1971) - Géologie de l'extrême nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord(maghrébine). Thèse Sci., Paris, 898 p.
- TRUILLET R., ZARGOUNI F. et DELTEIL J. (1979) - Instabilité permanente du domaine de l'axe Nord-Sud au cours de son histoire récente (Crétacé supérieur à Quaternaire), Tunisie centrale. 7e Réunion. Ann. Sci., Terre, Lyon, p. 449.

- TRUILLET R. (1980) - Tectoniques tangentielles en Tunisie. 27e Congr. Ass. plénière, C.I.E.S.M., Cagliari.
- TRUILLET R., ZARGOUNI F. et DELTEIL J. (1981) - La tectonique tangentielle dans l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, p. 50-54.
- TRUILLET R. et DELTEIL J. (1981) - Modèle polyphasé de l'évolution géodynamique de la "zone des diapirs" (Tunisie septentrionale et Nord-Est algérien). 1er Congr. Nat. Sci. Terre, résumés, p. 49.
- TRUILLET R. et DELTEIL J. (1982) - Allochtonie alpine de la "zone des diapirs" (Tunisie septentrionale et Nord-Est algérien). C.R. Acad. Sci., Paris, 294, p. 1143-1146.
- TURKI M.M. et TRUILLET R. (1980) - Mise en évidence d'un décollement de couverture à flèche plurikilométrique au djebel Bargou (Dorsale tunisienne - Tunisie). 8e Réunion. Ann. Sci. Terre-Marseille, 1980.
- YAICH C. (1984) - Etude géologique des chaînons du Chérahil et du Khechem el Artsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse 3e cycle, Besançon, 165 p.
- ZARGOUNI F., DELTEIL J. et TRUILLET R. (1979) - Interprétation des éléments structuraux alpins de l'axe Nord-Sud dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). 7e Réunion. Ann. Sci. Terre-Lyon, p. 469.
- ZARGOUNI F. et RUHLAND M. (1981) - Style des déformations du Quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa, et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. C.R. Acad. Sci., Paris, 292, p. 913-915.
- ZARGOUNI F. et TREMOLIERES P. (1981) - Déformations tectoniques postérieures au dépôt de la série du Ségui (Plio-villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, p. 59.
- ZARGOUNI F. (1982) - Déformations tectoniques post-éocène dans l'Atlas méridional tunisien. 9e Réunion. Ann. Sci. Terre - Paris.
- ZOUARI H. (1982) - La tectonique tangentielle au djebel Chambi. 9e Réunion. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 644.

2 - AUTRES OUVRAGES CONSULTÉS

- ANGELIER J. (1983) - Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXV, 5, p. 661-672.

- ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983) - Systèmes de contraintes et extension intracontinentale. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, Pau, p. 137-147.
- ANGELIER J. et COLLETTA B. (1983) - Tension fractures and extensional tectonics. Nature, 301, p. 49-51.
- BARFETY J.C. et GIDON M. (1983) - La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. Géol. alpine, 59, p. 5-32.
- BLANCHET R. et MONTADERT L. (1980) - Geology of continental margins. Colloque C₃ du 26e C.G.I., Paris, Océanologica Acta, 4, 1981, (suppl.), 294 p.
- BLES J.L. et FEUGA B. (1981) - La fracturation des roches. B.G.R.M., édit. Orléans, 123 p.
- BOILLOT G. (1983) - Géologie des marges continentales (2e édition). Masson édit., Paris, 148 p.
- BOISSEAUD T. (1982) - Eustratisme et tectonique des plaques. Trav. Lab. Géol. Grenoble, série documentation, D.26.
- BOUAZIZ S. et KAMOUN Y. (1984) - Indice de tectonique intra-sénonienne dans la région de Matmata (Tunisie méridionale). 10e Réun. Ann. Sci. Terre-Bordeaux, p. 75.
- BROQUET P. et TRIMAILLE H. (1982) - Structure du bassin de Trapani. Un aperçu. 9e Réun. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 95.
- CATTANEO G. et de LUCA P. (1982) - Mise en évidence de phénomènes de basculement de blocs sur la marge continentale méditerranéenne du Maroc oriental (Jurassique supérieur des Beni Snassen-Kebdana). 9e Réun. Ann. Sci. Terre-Paris, 1982, p. 124.
- CHENET P.Y. et MONTADERT L. (1982) - Tectonique de rift. Exemples des marges continentales de Galice-Portugal et Nord-Gascogne. 9e Réun. Ann. Sci. Terre-Paris, 1982, p. 136.
- CHIHI L., DLALA M. et BEN AYED N. (1984) - Manifestations tectoniques synsédimentaires et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas tunisien central (région de Kasserine). C.R. Acad. Sci. Paris, 298, 4, p.141-146.
- COLETTA B. et ANGELIER J. (1982) - Sur les systèmes de blocs faillés basculés associés aux fortes extensions : étude préliminaire d'exemples ouest-américains (Néveda, U.S.A. et Basse-Californie, Mexique). C.R. Acad. Sci. Paris, 294, p. 467-469.

- DELFAUD J. (1982) - Les discontinuités sédimentaires : enregistrement des coupures dans les processus de remplissage des bassins. 9e Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 193.
- FAUGERE E. et BRUN J.P. (1984) - Modélisation expérimentale de la distension continentale. 10e Réun. Ann. Sci. Terre-Bordeaux, p. 217.
- GIDON M. (1982) - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. Géol. Alpine, Grenoble, 59, p. 53-68.
- GUSSOW W.C. (1968) - Salt diapirism : importance of temperature and energy source of emplacement. Diapirism and diapirs. Mem. of Am. Ass. of Petrol Géol.
- JAUZEIN A. et PERTHUISOT V. (1981) - Accidents de socle et plissement de couverture : une hypothèse pour la structure de la Tunisie autochtone 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, p. 39.
- KUPFER D.H. (1968) - Relationship of internal to external structure of salt domes. Diapirism and diapirs. Mem. of Am. Ass. Of Petrol Geol.
- LE PICHON X. et SIBUET J.C. (1981) - Passive margins : a model of formation. J. Geophys. Res. 86, p. 3708-3720.
- MASSE J.P. et CHIKHI-AOUIMEUR F. (1982) - La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois-Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géol. Médita., IX, 3, p. 259-267, Uni. de Provence édit.
- MATHEY B. (1982) - Indices de l'existence d'une paléopente dans le SW de l'Aquitaine au Campanien supérieur-Maestrichtien inférieur. 9e Réun. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 422.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, édit., Paris, 493 p.
- MOUGENOT D. BOILLOT G. et REHAULT J.P. (1982) - Interprétation des séquences sismiques d'une plate-forme progradante. 9e Réun. Ann. Sci. Terre-Paris, p. 456.
- P'BRIEN G.D. (1968) - Survey of diapirs and diapirism. Diapirism and diapirs. Mem. Of Am. Ass. of Petrol Geol.
- ODE H. (1968) - Review of mechanical properties of salt relating to salt-dome genesis. Diapirism and diapirs. Mem. of Am. Ass. of Petrol Geol.
- PHILIP J. (1981) - Les récifs à rudistes de Tunisie. Une revue. 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, résumés, p. 21.

- SIDDANS A.B.W. et BOUKADI N. (1984) - Indices de mouvements parallèles aux structures marqués par le gypse fibreux (chaîne Bou Hedma, Boudouaou : Atlas tunisien). 10e Réun. Ann. Sci. Terre-Bordeaux, p. 509.
- SMAOUI A., DELTEIL J. et DUPEUBLE P.A. (1981) - La structure du djebel el Aouareb (axe Nord-Sud). 1er Congr. Nat. Sci. Terre-Tunis, résumés, p. 48.
- TREMOLIERES P. (1981) - Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme. Méthode et application au Bassin de Paris. Rev. Inst. Franç. du Pétrole, 36,4, p. 395-428, et , p. 579-593.
- TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Sci. Strasbourg, 407 p.
- VIALON P., RULHAND M. et GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson, édit., Paris, 118 p.

LISTE DES FIGURES

	page
1 - Le cadre géographique de l'étude.....	6
2 - Le cadre géologique.....	9
3 - La Tunisie centrale au "Crétacé moyen".....	22
4 - Les principaux chaînons de Tunisie centrale et de l'axe N-S (d'après Bismuth et al, 1981).....	23
5 - La coupe du dj. Sidi Khalif.....	25
6 - La coupe du dj. Sidi Khalif - Colonne lithologique.....	26
7 - Coupes lithologiques des dj. Ksaïra et Toumlat.....	29
8 - Corrélations des coupes du "Crétacé Moyen" de Tunisie centrale du Rhéouis et de l'axe N-S.....	32
9 - Evolutions latérales de la séquence du Koudiat-el - Maaza (Aptien supérieur).....	33
10 - Les récifs de Sidi Ahmed Kouka. Colonne lithologique.....	39
11 - Les récifs de Sidi Ahmed Kouka. Répartition des organismes	42
12 - Le Paléocène (formation el Haria).....	48
13 - Les formations tertiaires du dj. Gatrana (flanc occidental du Faïd).....	50
14 - Variations de l'épaisseur des formations Eocène dans l'axe N-S et au Rhéouis.....	51
15 - Structure du dj. Faïd (coupes des précédents auteurs).....	59
16 - Architecture de l'axe N-S.....	64
17 - Structures longitudinale et transversale de l'axe N-S.....	67
18 - Les diapirs du Rhéouis. Aspect cartographique des plis affectant les séries du Trias.....	70

	page
19 - Répartition géographique des séries mésozoïques et cénozoïques autour des diapirs du Rhéouis.....	72
20 - Structures des chaînons de la bordure du Rhéouis.....	73
21 - Le noeud tectonique à coeur diapirique du Rhéouis.....	75
22 - Le djebel Bou Zer : les grandes unités architecturales.....	76
23 - Schéma de localisation des figures du chapitre X.....	78
24 - Structure transverse du Bou Zer Nord (coupe de référence)..	80
25 - Structures de la partie externe du pli du noyau central (flanc occidental du dj. Bou Zer Nord).....	82
26 - Structures du noyau central dans le secteur de Bir Bou Zer: paléofailles antevraconiennes et biseaux sédimentaires.....	85
27 - Schéma de la discordance de la formation Zebbag.....	87
28 - Disposition des couches lors du dépôt de la formation Fadhène-Zebbag (exemple pris à Bir Bou Zer).....	88
29 - Faille verticale séparant deux compartiments basculés à pendages différents. Mouvements associés (cas théorique)...	89
30 - Mise en place des diapirs d'Allemagne du Nord, d'après Trusheim (1960).....	92
31 - Rotation des blocs vers l'Ouest et failles normales sub-méridiennes.....	92
32 - Coupe transversale dans un bloc basculé du Bou Zer lors du dépôt de la formation Fadhène-Zebbag.....	93
33 - Les blocs basculés au Faïd.....	95
34 - Blocs basculés dans deux directions. Cas théorique.....	94
35 - Mouvements verticaux au Faïd.....	97
36 - Aspect des blocs basculés sur une coupe méridienne. Evolution de l'effondrement du Nord vers l'Ouest.....	98
37 - Le djebel Bou Zer Nord - coupes transverses.....	101
38 - Le demi-graben de Sidi Ahmed Kouka : évolution synsédimentaire et reprise en compression.....	102
39 - Néotectonique quaternaire à Hir ed Debdeba.....	103
40 - Les structures de la bande frontale au Sud de Bir Bou Zer..	104
41 - Plis coniques en relais et pli en "cou de serpent" affectant la formation Zebbag.....	106
42 - Le pli du noyau central du dj. Bou Zer Nord. Aspect cartographique.....	107
43 - Terminaison méridionale du pli structurant le djebel Bou Zer Nord.....	108

	page
44 - Nature des contacts de la formation Nara avec les formations crétacées à Bir Bou Zer.....	110
45 - Le contact Nara-Zebbag à Bir Bou Zer.....	111
46 - Allure possible du paléorelief ante Zebbag à Bir Bou Zer...	112
47 - Carte géologique et structurale du secteur Tihala-Nahkla...	113
48 - Structure transverse actuelle et fossile ("Crétacé moyen" du djebel Tihala).....	114
49 - Bir Bou Zer : Evolution tectonosédimentaire.....	116
50 - Schéma structural du Bou Zer Sud et de ses bordures.....	118
51 - La zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud aspect cartographique.....	120
52 - La limite septentrionale du Bou Zer Sud : une paléosurface ante Zebbag.....	121
53 - Schéma structural de la zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud.....	123
54 - Schémas de l'évolution géodynamique de la zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud.....	125
55 - Schéma structural de la zone faillée de l'oued el Abiod....	127
56 - Biseaux sédimentaires et failles transverses affectant le Crétacé inférieur du dj. Bou Zer Sud.....	129
57 - Failles normales conjuguées synsédimentaires. Crétacé inf. du dj. Bou Zer Sud.....	129
58 - Entraînement sénestre aux bordures du décrochement N 10 : dj. Bou Zer Sud.....	130
59 - Coupes transversales dans le djebel Bou Zer Sud.....	131
60 - Djebel Bou Zer Sud : existence d'un axe de raccourcissement subméridien.....	132
61 - Le couloir de décrochement N 10 de la bande frontale du dj. Bou Zer Sud. Genèse et évolution.....	134
62 - Les structures affectant le Trias de la bande frontale à Aïn Bou Zer.....	136
63 - Fentes de tension T avec fibres courtes (F_c) et fibres longues (F_L) de gypse.....	137
64 - Couloir de décrochement N 10 avec coexistence de trois familles de fentes.....	138
65 - Couloir de décrochement N 10 avec coexistence de deux familles de fentes en échelon.....	140

	page
66 - Chronologie des déformations associées aux microcoulloirs de décrochement N 10 à Aïn Bou Zer.....	142
67 - Répartition des séries sédimentaires au coeur et sur les bordures de la zone de Sidi Ahmed Kouka.....	144
68 - Répartition des séries sédimentaires au coeur et sur les bordures de la zone de l'oued Séguia.....	146
69 - Structure du djebel Rebaou : coupe transverse.....	147
70 - Schémas de l'évolution des paléoreliefs au cours du Mésozoïque dans l'axe N-S, du Rhéouis à l'oued el Abiod....	150
71 - Influence des paléostructures sur les structures de compression.....	156
72 - Aspect schématique, en sismique, de l'axe N-S et de deux chaînons voisins.....	158
73 - Le losange de cisaillement du djebel el Ahzem.....	162
74 - Coupes transversales NW-SE du djebel el Ahzem.....	164
75 - Rotation dextre affectant un pli : apparition de failles de déchirement et de chevauchements.....	165
76 - Interprétation génétique de la structure losangique du dj. el Ahzem.....	166
77 - Er regeb : paléostructures crétacées associées au diapir d'el Khechaïch.....	168
78 - Schéma structural du djebel Ksaïra et de ses annexes.....	172
79 - Le djebel Ksaïra : coupe longitudinale.....	174
80 - Le djebel Ksaïra : coupe transversale.....	176
81 - Le djebel Ksaïra : évolution géodynamique.....	177
82 - Le djebel Ksaïra : principales phases de déformation.....	178
83 - Initiation des diapirs de l'axe N-S par des failles de socle.....	183
84 - Les directions mégastructurales du segment Sidi Khalif - Bou Zer - Rhéouis. Axes de raccourcissement associés.....	186
85 - Structures superficielles et structures profondes de l'axe N-S. Rhegmatisme.	189

LISTE DES TABLEAUX

	page
Tab. I Différentes nomenclatures de la période Vraconien-Turonien.....	35
Tab. II Formations et séquences du Crétacé supérieur en Tunisie centrale.....	38
Tab. III Age, répartition et nature des formations à rudistes dans le Sénonien de Tunisie centrale.....	40
Tab. IV Chronologie des phases compressives dans le segment Bou Zer - Sidi Khalif.....	154

LISTE DES ANNEXES

- Annexe 1 : Schéma orohydrographique des secteurs étudiés
et localités citées dans le texte.....
- Annexe 2 : Nomenclature lithostratigraphique utilisée :
tableau synoptique.....
- Annexe 3 : Carte de répartition des grands ensembles
sédimentaires.....
- Annexe 4 : Evolution géodynamique de l'axe N-S.....

TABLE DES MATIERES

	page
AVANT PROPOS	1
SOMMAIRE.....	3
Chapitre I. CADRE DE L'ETUDE.....	5
A - Cadre géographique.....	5
B - Cadre géologique : recherches géologiques antérieures.....	8
1. Travaux de base.....	8
2. Etudes de détail récentes.....	10
a) Stratigraphie.....	10
b) Tectonique.....	10
c) Trias et diapirisme.....	11
C - Les buts de la présente étude et ses étapes.....	12
Première partie	
LITHOSTRATIGRAPHIE ET HISTOIRE SEDIMENTAIRE	
Chapitre II. DU TRIAS AU CRETACE INFERIEUR.....	17
A - Le Trias : la formation Rhéouis.....	17
B - Le Jurassique : Formations Nara et Sidi Khalif.....	17
1. La formation Nara.....	17
2. La formation Sidi Khalif.....	18
C - Le Crétacé inférieur.....	18
1. La formaton Meloussi.....	18

	page
2. La formation Boudinar.....	19
3. La formation Gafsa.....	19
D - Conclusion.....	20
Chapitre III. LE "CRETACE MOYEN".....	21
A - Généralités et définitions.....	21
B - La coupe du djebel Sidi Khalif.....	24
C - Les coupes des djebel el Ksaïra et et Toumlat.....	28
1. Le djebel el Ksaïra.....	28
2. Le djebel et Toumlat.....	28
3. Conclusion.....	30
D - Corrélation des coupes et récapitulation.....	31
1. Corrélation lithostratigraphique des coupes de l'axe N-S du Rhéouis et de Tunisie centrale.....	31
2. Ruptures de sédimentation et âge des déformations correspondantes.....	33
Chapitre IV. LE CRETACE SUPERIEUR.....	37
A - La formation Aleg.....	37
1. Généralités.....	37
2. Les calcaires du Douleb : la coupe de Sidi Ahmed Kouka...	38
3. L'Aleg marneux.....	43
B - La formation Abiod.....	44
C - Récapitulation.....	45
Chapitre V. LE TERTIAIRE.....	47
A - Le paléocène.....	47
B - l'Eocène.....	47
1. La formation Metlaoui.....	47
2. La formation Souar et ses équivalents Chérahil et Djébs..	49
3. Variation de l'épaisseur des formations éocènes.....	49
C - Les formations postérieures à l'Eocène.....	51
D - Conclusion.....	52
Chapitre VI. CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE.....	53

Deuxième partie

LES GRANDS ENSEMBLES ARCHITECTURAUX	55
Chapitre VII. PRESENTATION.....	57
A - Les grands ensembles sédimentaires.....	57
B - Les deux unités structurales de l'axe N-S.....	58
C - Le diapir du Rhéouis.....	60

	page
Chapitre VIII. ARCHITECTURE DE L'AXE N-S.....	61
A - Les failles transverses.....	61
1. Les failles de direction E-W à N 135 (FT1 -FT2).....	62
2. Les failles de direction N 60 (FT3).....	62
3. Architecture liée aux failles transverses : blocs et couloirs faillés.....	62
B - La bande frontale orientale.....	63
1. Limites.....	63
2. Lithostratigraphie.....	65
3. Structures caractéristiques.....	65
C - Le noyau central.....	65
1. Limites et lithostratigraphie.....	65
2. Structures caractéristiques.....	65
D - L'enveloppe occidentale.....	66
1. Limites et lithostratigraphie.....	66
2. Structure caractéristique.....	66
E - Conclusion sur l'architecture de l'axe N-S.....	66
Chapitre IX. ARCHITECTURE DU RHEOUIIS	69
A - Les affleurement triasiques d'el Hamri et d'el Khechaïch....	69
B - Les chaînons de bordure.....	71
1. Lithostratigraphie.....	71
2. Structures caractéristiques.....	71
a) Les chaînons à structure monoclinale.....	71
b) Les chaînons plissés.....	71
c) Le djebel Ksaïra.....	74
C - Les failles cartographiques.....	74
D - Conclusion sur l'architecture du Rhéouis.....	74

Troisième Partie

ETUDE STRUCTURALE DU DJEBEL BOU ZER	77
Chapitre X. LE DJEBEL BOU ZER NORD.....	79
A - Coupe générale transverse.....	79
1. Le mégapli du noyau central.....	81
a) Géométrie de la partie externe du pli.....	81
b) Géométrie des structures au coeur du pli.....	83
2. Le chevauchement basal et la bande frontale.....	83
3. Les paléofailles antevraconiennes à la latitude de Bir Bou Zer : blocs basculés et diapirisme.....	84
a) Les failles E-W affectant les séries antevraconiennes.	84
b) Les contacts associés à des troncatures de bancs.....	86
4. Modèle de structuration antevraconienne.....	87
a) Blocs basculés ante Fadhène-Zebbag.....	87
b) Cause possible de la rotation des blocs : la montée diapirique du Trias.....	90

	page
c) Période possible du diapirisme jurassique terminal à Aptien.....	90
d) Conséquences du diapirisme : distension E-W et failles normales N-S.....	91
5. Blocs basculés au Faïd : un exemple plus complexe avec double rotation.....	94
a) L'exemple du Faïd.....	94
b) Inversion du sens des mouvements verticaux.....	96
c) Blocs de premier ordre et blocs de second ordre.....	98
d) Récapitulation et chronologie des évènements au Faïd...	99
B - Structure du Bou Zer Nord au Nord de la coupe de référence...	99
1. Structure d'ensemble.....	99
2. Le demi paléograbén de Sidi Ahmed Kouka.....	100
3. Les structures récentes de la bande frontale.....	103
C - Structure du Bou Zer Nord au Sud de la coupe de référence....	104
1. La bande frontale orientale : un système d'écaillés repris dans un couloir de décrochement.....	104
2. Le méga pli du noyau central.....	105
3. Nature des contacts de la formation Nara avec le Crétacé à Bir Bou Zer.....	109
a) Flanc Ouest.....	109
b) Flanc Est.....	111
c) Conclusion.....	112
4. Un exemple comparable à Bir Bou Zer : la zone de l'oued Nahkla et du dj. Tihala.....	113
D - Le djebel Bou Zer Nord : conclusion.....	115
1. Les paléostrucures mésozoïques.....	115
2. Les structures de compression cénozoïques.....	115
Chapître XI. LE DJEBEL BOU ZER SUD.....	119
A - La Zone de transition Bou Zer Nord - Bou Zer Sud.....	119
1. La paléopente ante Zebbag.....	120
2. Le décalage horizontal des formations du Crétacé inférieur	122
3. Variations de l'épaisseur des formations Nara et Zebbag...	123
4. Les structures de compression.....	123
5. Evolution géodynamique.....	124
6. Un exemple comparable : la zone faillée de l'oued el Abiod	126
a) Au Jurassique.....	126
b) Au Crétacé inférieur.....	126
c) Au "Crétacé moyen".....	126
B - Le noyau central.....	128
1. Les paléostrucures crétacées.....	128
2. Les structures de compression.....	130
a) Les décrochements N 10.....	130
b) Les contacts chevauchants.....	131
c) Les structures souples.....	132
d) Conclusion.....	132

	page
C - La bande frontale orientale : un méga couloir de décrochement N 10.....	133
1. A l'échelle de la carte (méga structures).....	133
2. A l'échelle de l'affleurement (microstructures dans les gypses du Trias).....	135
a) Les plis.....	135
b) Les couloirs de décrochement.....	135
c) Analyse microtectonique des fentes de tension.....	137
3. Conclusion.....	141
Chapître XII . LES ZONES FAILLEES DE SIDI AHMED KOUKA ET DE L'OUED SEGUIA.....	143
A - Lithostratigraphie.....	143
1. La zone de Sidi Ahmed Kouka.....	145
2. La zone de l'oued Seguia.....	145
B - Structure.....	146
C - Evolution géodynamique.....	147
Chapître XIII. LE DJEBEL BOU ZER - CONCLUSION GENERALE.....	149
A - Synthèse géométrique et historique.....	149
1. Les paléostrucures distensives et phénomènes associés...	149
2. Les structures compressives.....	152
a) Caractères généraux des structures.....	152
b) Essai de synthèse historique.....	153
3. Influence de la paléostrucuration sur les structures de compression.....	155
B - Interprétation géodynamique du dj. Bou Zer ; généralisation à l'axe N-S.....	157

Quatrième partie

ETUDE STRUCTURALE DE QUELQUES CHAINONS DE LA BORDURE DU RHEOUIIS

Chapître XVI. LE LOSANGE DE CISAILLEMENT DU DJEBEL EL AHZEM.....	161
A - Caractères lithologiques principaux (rappel).....	161
B - Structures caractéristiques.....	163
1. Les plis en échelon.....	163
2. Les crochons.....	163
3. Les chevauchements et les failles de déchirement.....	163
C - Interprétation et conclusion.....	165
Chapître XV. LA REGION D'ER RETEB : DES STRUCTURES DE FLANC DE DIAPIR	167
A - Caractères lithologiques de la couverture post-triasique....	167
B - Structures et phénomènes tectono sédimentaires.....	169
1. Les failles FL.....	169
2. Les failles Fo.....	169

	page
C - Interprétation et synthèse.....	170
Chapitre XVI. LE DJEBEL KSAIRA : UNE PALEOSTRUCTURE CRETACE REPRISE EN COMPRESSION.....	171
A - Remarques lithostratigraphiques.....	171
B - Structure.....	171
1. Coupe longitudinale.....	173
a) Jeu récent en faille inverse des N 20.....	173
b) Jeu ancien des accidents N 20.....	173
2. Coupes transverses.....	175
a) Structures faillées et chevauchements.....	175
b) Structures plissées.....	175
c) Age probable du raccourcissement subméridien.....	177
C - Synthèse historique au Ksaïra.....	179

Cinquième partie

SYNTHESE ET DISCUSSIONS	181
A - Les déformations distensives et phénomènes associés.....	181
1. Les grandes étapes de l'histoire distensive.....	182
a) La distension subméridienne (Trias à Coniacien).....	182
b) La distension NE-SW (Santonien à Paléocène).....	182
2. Importance de l'halocinèse dans la tectonique tunisienne..	182
a) Problèmes de l'initiation des structures salifères dans l'axe N-S et au Rhéouis.....	182
b) Géométrie et évolution des diapirs.....	184
c) Généralisation du phénomène diapirique en Tunisie centrale.....	184
3. Contrôle tectonique de la sédimentation : l'inversion des mouvements verticaux.....	185
B - Les déformations compressives et structures caractéristiques	185
1. Récapitulation.....	185
2. Directions de raccourcissement et structures associées....	187
3. Structures superficielles et structures profondes de l'axe N-S. Rhegmatisme.....	188
Résumé en anglais - Abstract.....	193
Bibliographie.....	195
Liste des figures.....	203
Liste des tableaux.....	207
Liste des annexes.....	209
Résumé en couverture	
Une carte géologique au 1/20 000 - Hors texte	

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
BUE MARCEL GIGNOUX
5 BOULEVARD GRENELLE CENEX
TEL. (04) 37.42.43

Titre de l'ouvrage :

**SERRAGE POLYPHASÉ DE PALÉOSTRUCTURES
DISTENSIVES DANS L'AXE NORD-SUD TUNISIEN
LE SEGMENT BOU-ZER-RHÉOUI**

Nom de l'auteur : Claude GOURMELEN

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Une étude structurale et cartographique (1/20 000) montre que l'axe Nord-Sud tunisien, dans sa partie centrale (chaînon du Sidi Khalif — Faïd — Bou-Zer) est constitué de trois ensembles juxtaposés : la bande frontale orientale, le chapelet des noyaux centraux, et l'enveloppe occidentale.

La charpente ante alpine de ces trois unités est constituée de blocs basculés limités par des failles transverses aux chaînons et répartis en trois générations :

- Les deux premières générations procèdent d'une distension générale subméridienne (Jurassique à Coniacien) relayée ou masquée momentanément (Tithonique à Aptien) et localement par une distension E-W. On attribue la distension subméridienne à l'effondrement de la paléomarge saharienne et la distension E-W à l'activité d'un axe diapirique préfigurant l'actuel axe Nord-Sud.
- A partir du Santonien, une troisième génération de blocs basculés témoigne d'une distension régionale NE-SW.

Les blocs basculés et leurs enveloppes successives, ainsi que toutes les failles qui leur sont associées (regroupées en trois grandes familles N 170 et N 20, N 45 et N 120, N 80) ont par la suite enregistré les effets de plusieurs phases compressives :

- La première (fin Eocène-Oligocène), de direction globalement E-W, donne naissance à un vase demi anticlinal coiffé subméricien, ouvert et chevauchant vers l'Est des séries peu épaisses, elles-mêmes plissées et écaillées.
- Plusieurs phases de directions N 115-120 se succèdent ensuite du Miocène au Quaternaire ancien. Elles reprennent les structures préexistantes et les orientent localement dans la direction SW-NE.
- La dernière, subactuelle, de direction N-S, déforme les plis antérieurs en plis coniques et remobilise tous les accidents cassants.

Enfin, à l'extrémité méridionale de ce segment de l'axe Nord-Sud, le diapir du Rhéouis occupe le centre d'un nœud tectonique situé à l'intersection de trois linéaments du socle tunisien.

MOTS-CLÉS

Tunisie centrale ; Axe Nord-Sud ; Tectonique synsédimentaire ; Diapirisme ; Mouvements verticaux ; Structures compressives polyphasées ; Nœud tectonique ; Linéaments.

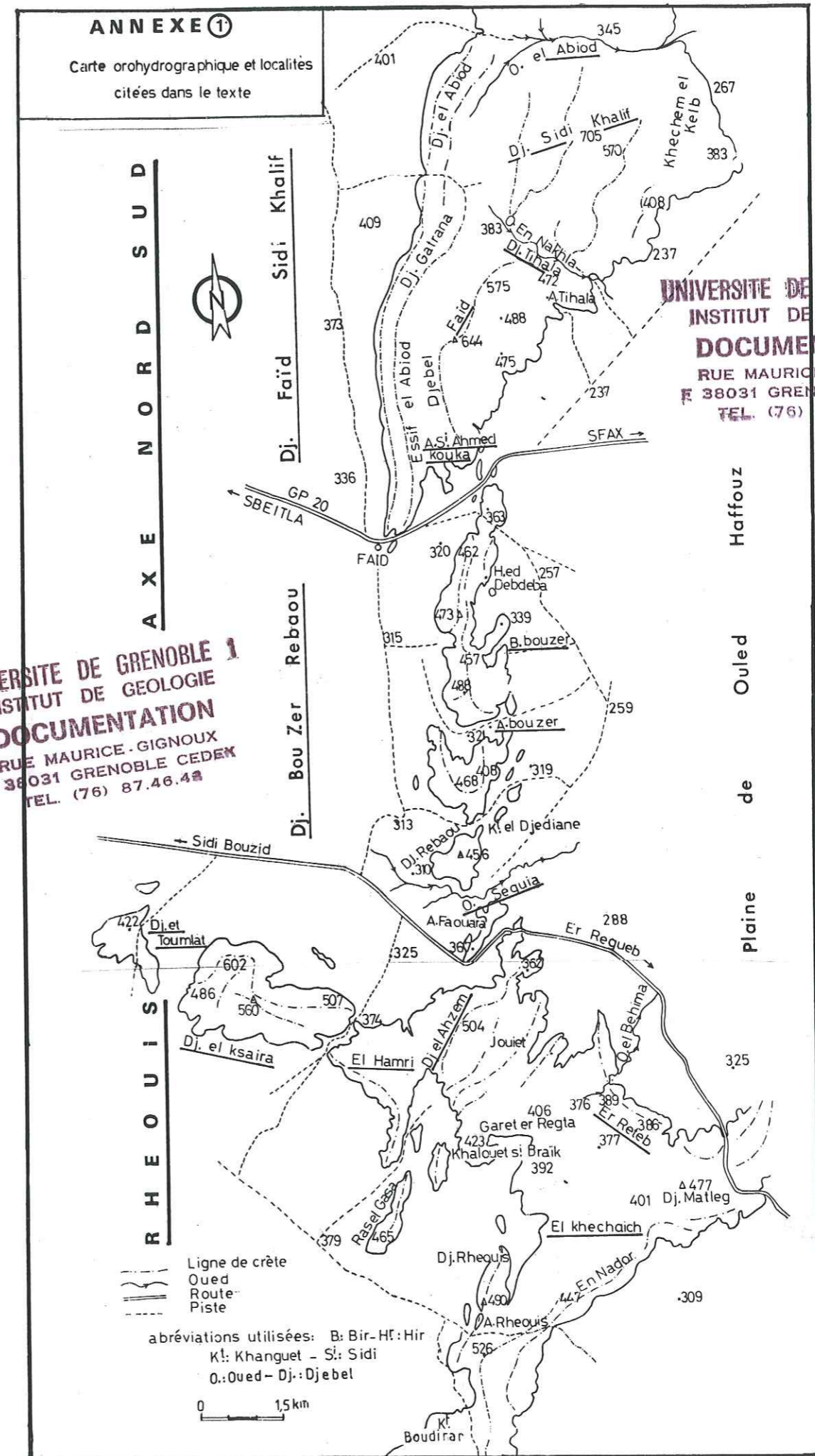
UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (79) 97.49.43

ANNEXE 2

AGES	FORMATIONS	Abréviations et n° de ref.	SEQUENCES	Formations particulières	
QUATERNAIRE	Croûtes	Qu 27			
PLIOCENE	Ségui	Se 26			
MIOCENE	Messinien				
	Tortonien				
	Sarravalien	Bégia	Be 25		
	Langhien	Mahmoud	Ma 24		
	Burdigalien	Aïn Graab	AG 23		
	Aquitaniens				
OLIGOCENE	Fortuna	Fo 22			
EOCENE	Priabonien	argiles	So	Soa 20	
		gypse	21	Soq. 19	
	Lutétien				
Yprésien	Faïd	cal. à silex gypse blanc	Fac 17 Fag 16		
	Chouabine	cal. coqui. Phosphates	18	Chc 15 Chp 14	
PALEOC.	Thanétien Montien Danien	El Haria	EH 13		
CRETACE SUPERIEUR	Maestrichtien Campanien	Abiod	Ab 12	Récifs du Merfeg	
	Santonien	Aleg	AL 11		
	Coniacien	Douleb	Do 10	S. du Douleb Récif de Si. Ad. Kouka	
	CRETACE INFERIEUR	Turonien	Bireno	Bi	S. du Semmama
Annaba			An	Ze	
Cénomaniens		Zebbag s.s.	Ze	9	S. du Ben Younes Dol. du Gattar
Vraconien		Fadhène	Fa	8	S. du Selloum
CRETACE INFERIEUR	Aptien	Orbata	Or	S. du Koudiat el Maaza Kébar	
		Sidi Aïch	SA		Ga
		Bou Hedma	BH		
	Barrémien	Boudinar	Bo	5	
	Hauterivien	Meloussi	Me	4	
	Valanginien	Sidi Khalif	SK	3	
	Berriasien				
Tithonique					
JURASSIQUE	Nara	Na	2		
TRIAS	Rheouis	Rh	1		

Nomenclature lithostratigraphique utilisée tableau synoptique

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
 RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TEL. (76) 87.46.48






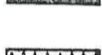
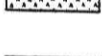


ANNEXE 3

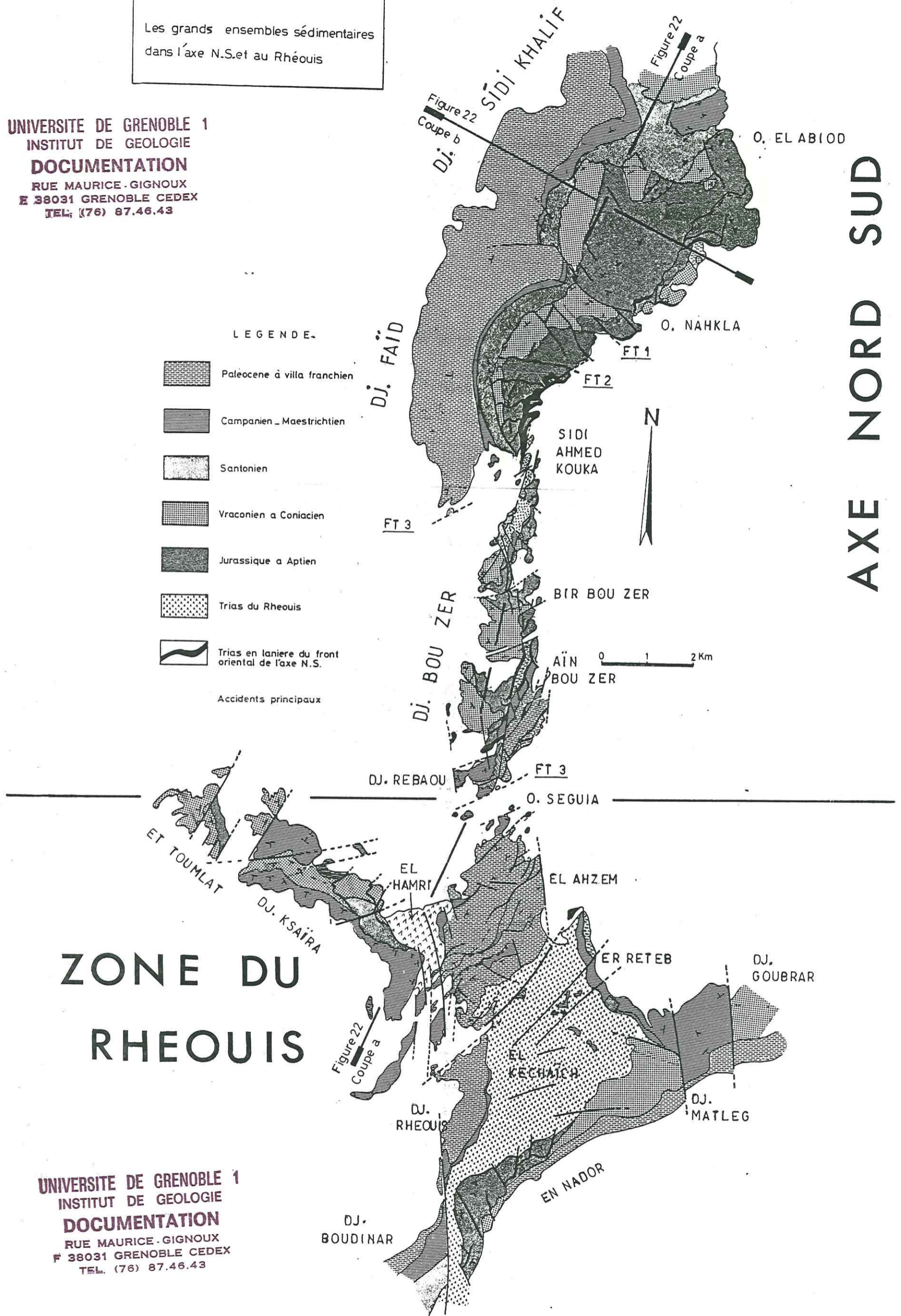
Les grands ensembles sédimentaires
dans l'axe N.S. et au Rhéous

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

LEGENDE

-  Paleocene à villa franchien
-  Campanien - Maestrichtien
-  Santonien
-  Vraconien à Coniacien
-  Jurassique à Aptien
-  Trias du Rheous
-  Trias en lanierie du front oriental de l'axe N.S.

Accidents principaux



**ZONE DU
RHEOUS**

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

ANNEXE

4

Evolution géodynamique de l'axe nord-sud

(Exemple pris dans le djebel Bou Zer)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE

DOCUMENTATION

RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

LEGENDE



9



8



7



3,4 et 5



4



3

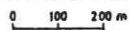


2



1

Echelle des coupes

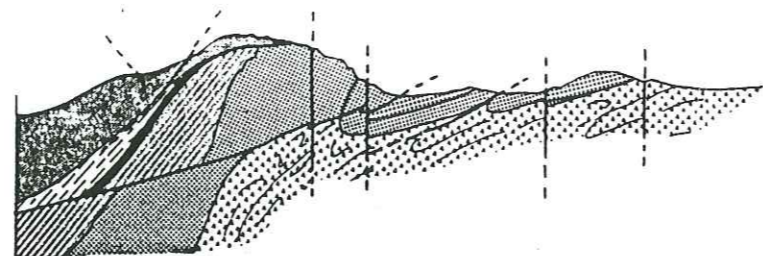


(Légende complète: cf. Annexe 2)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE

DOCUMENTATION

RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



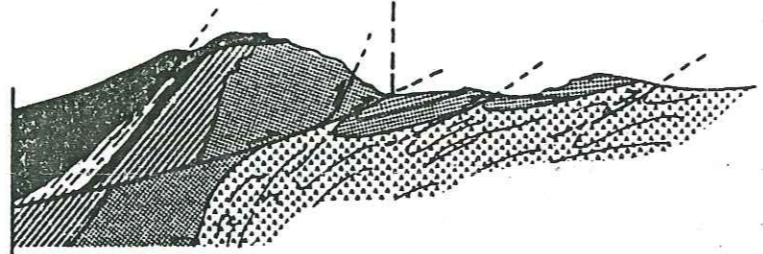
J

Neotectonique: fracturation verticale

Chevauchement basal

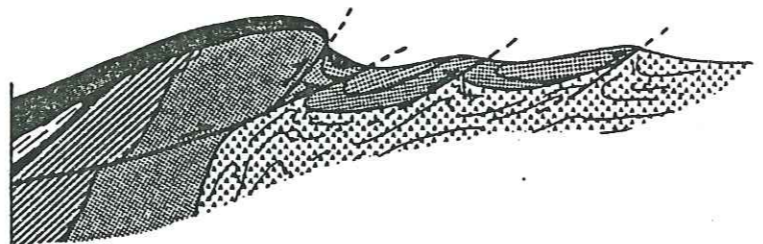
noyau central

bande frontale orientale



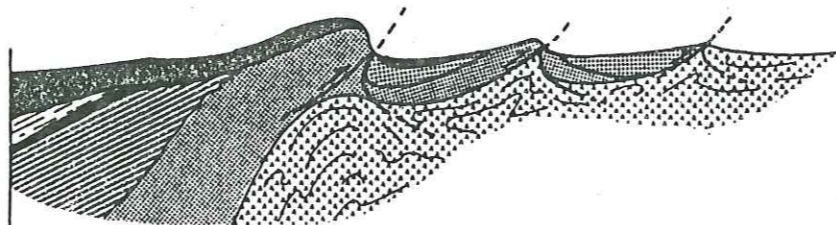
I

Chevauchement du flanc occidental du diapir sur les séries peu épaisses du sommet du diapir



H

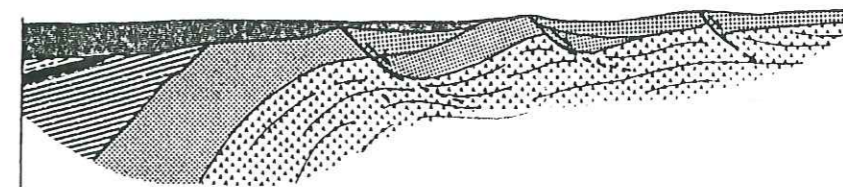
Evolution en chevauchement des failles inverses précédentes



G

Debut des compressions alpines: plissement et ecailage a vergence Est. Plissement puis reprise en faille inverse des failles normales.

Basculement de plus en plus accentué vers l'Ouest sur le flanc occidental du diapir en formation -Ceci provoque la naissance de biseaux et de surfaces d'érosion dans la partie soulevée des blocs basculés

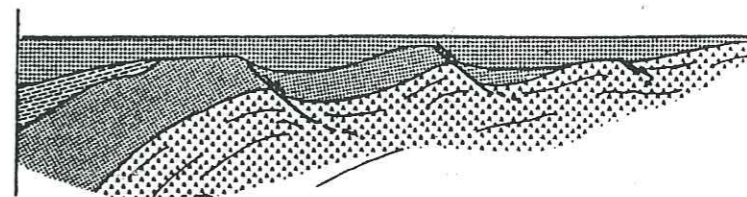


F

Arrêt apparent du diapirisme après la dolomie du Bou Zer puis dépôt des autres formations jusqu'au souar

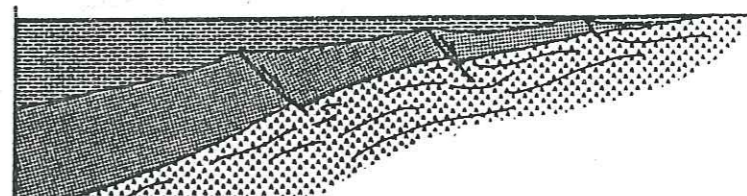
E

Dépôt de la formation Boudinar et de la dolomie du Bou Zer suivant le même schéma que C et D



D

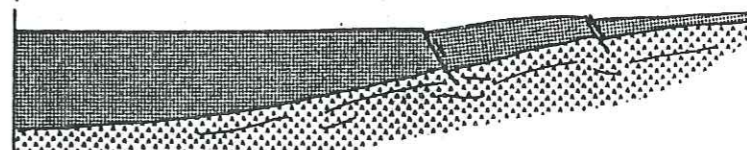
Dépôt de la formation Meloussi sur un substratum de plus en plus basculé et érodé



C

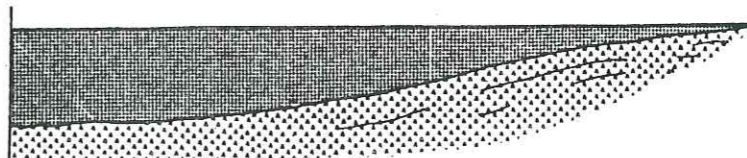
Dépôt de la formation Sidi Khalif sur des blocs basculés vers l'Ouest et érodés

← Extension locale au top et sur le bord occidental du diapir naissant →



B

Démantèlement de la plate forme carbonatée Nara par failles normales conséquence de l'ascension du trias au droit de l'actuel axe Nord-Sud



A

Dépôt du jurasique (Nara) sur un haut fond triasique