

Extension, diapirisme et compression en Tunisie centrale : le jebel Es Souda

Gilles CREUZOT et Jamel OUALI⁽¹⁾

Résumé : En Tunisie centrale, le jebel Es Souda est un anticlinal atlasique particulièrement court, assimilable à un dôme. Il se superpose à un bombement diapirique d'âge Crétacé supérieur, à l'aplomb d'un nœud tectonique hypothétique. Ce bombement a induit une distension locale multidirectionnelle, synchrone d'une série stratigraphique condensée. A l'Éocène moyen, une deuxième extension multidirectionnelle (2^e épisode diapirique ?) provoque l'effondrement d'un graben N 40 E. Jusqu'au Langhien, la sédimentation enregistre de nombreux phénomènes distensifs. A partir du Miocène moyen (Tortonien ?), des épisodes compressifs successifs mobilisent les paléstructures distensives et donnent au jebel Es Souda sa structure brachyantichinale chevauchante actuelle.

Mots-clés : Halocinèse - Tectonique synsédimentaire - Structures polyphasées - Crétacé - Tertiaire - Tunisie centrale.

Abstract : Extension, diapirism and compression in Central Tunisia : the Es Souda mountain. In Central Tunisia, the Es Souda mountain is a rather short « Atlasic » anticline, which could be compared to a dome. It follows a diapiric upwarping (salt pillow ?) rising above a hypothetical fault network. This upwarping which took place during the Upper Cretaceous lead to a multidirectional local distension as well as a condensed stratigraphical series. In the Middle Eocene, a second multidirectional extension (2nd diapiric episode ?) caused the formation of a N 40 E graben. Until the Langhian, the sedimentation is characterized by numerous distensive phenomena. From the Middle Miocene onwards (Tortonian ?) successive compressive episodes mobilized the distensive paleostructures and gave the Es Souda mountain its present overlapping brachi-anticlinal structure.

Key words : Halokinesis - Synsedimentary tectonics - Polyphased structures - Cretaceous - Tertiary - Central Tunisia.

1. INTRODUCTION

Le jebel Es Souda est situé dans l'Atlas, en Tunisie centrale, à l'ouest des chaînons subméridiens constituant l'axe nord-sud (fig. 1). A environ 10 km au nord de Sidi Bou Zid, il domine une vaste plaine encadrée par des anticlinaux étroits de direction N-S et NE-SW (direction dite « atlasique »). Dès 1951, G. CASTANY compare ce massif à un dôme faillé de structure simple, à ossature cénomaniennne. En effet, il se distingue des chaînons voisins par sa forme très courte, assimilable à un dôme. Cette forme originale

évoque, dès le premier abord, une origine diapirique, bien que nulle part dans ce jebel les évaporites triasiques, dont les manifestations halocinétiques sont bien connues en Tunisie, ne sont portées à l'affleurement. La série stratigraphique apparaît toutefois condensée. Le plancher sédimentaire a enregistré une instabilité à tendance positive quasi permanente du Crétacé supérieur au Quaternaire. Nous analyserons les divers mouvements qui se sont succédé. Ceux-ci s'inscrivent dans un contexte dynamique polyphasé où alternent, ou se suivent, des épisodes distensifs et des épisodes compressifs.

(1) Département de Géologie, ENIS, B.P.W. 3038, Sfax, Tunisie.

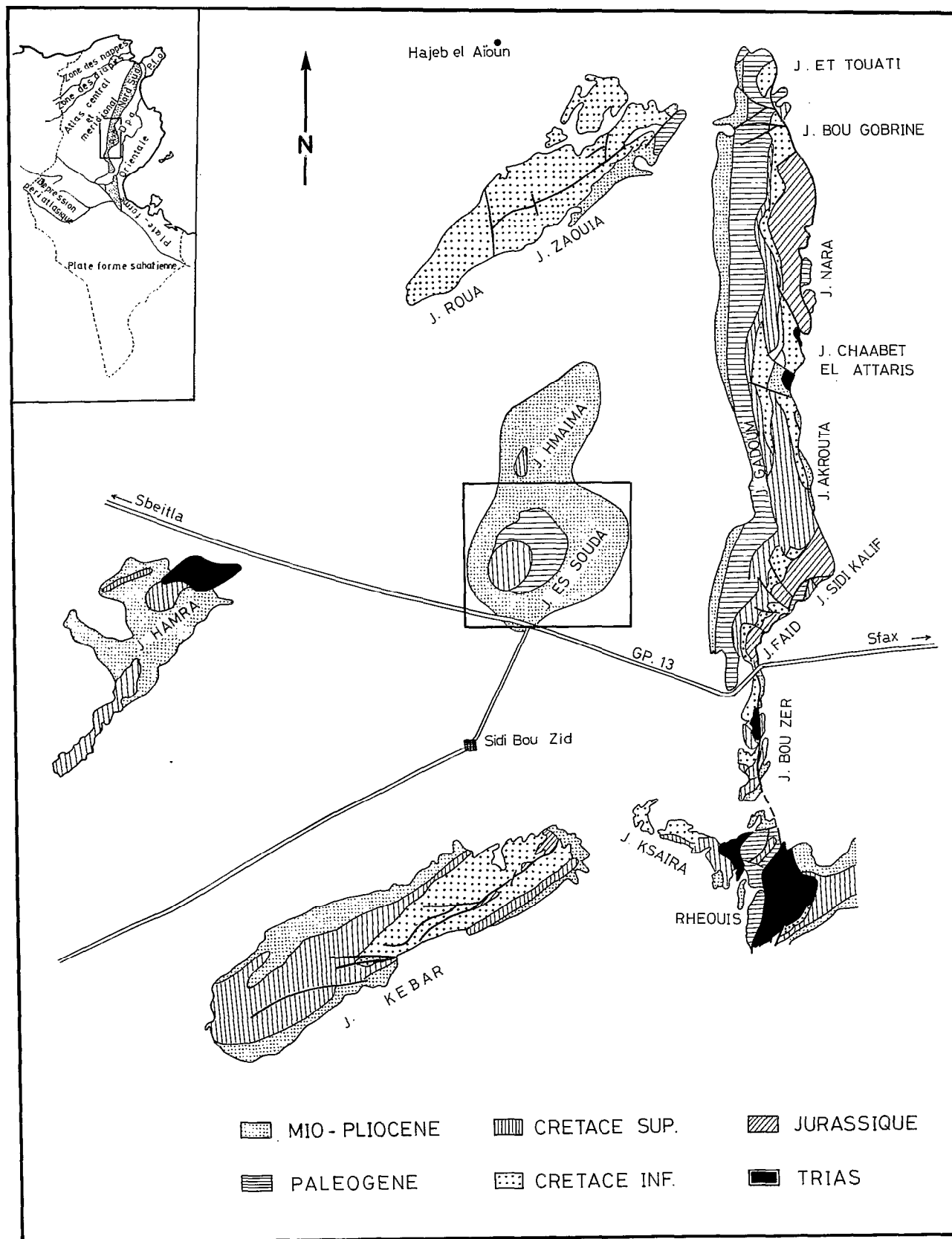


Fig. 1. — Cadre géographique et géologique du jebel Es Souda (d'après GUIRAND, 1968).
 Geographical and geological context of the Es Souda mountain (from GUIRAND, 1968).

Épaisseur (mètres)	COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	FORMATION	AGE
		Glacis de piémont et limons superficiels.		Quaternaire
800		Épais complexe détritique continental, silteux à conglomératique, de couleur rouge à brun ou beige, riche en Hélicidés.	Ségui	Tortonien sup. à Villafranchien
700		Alternance de niveaux argilo-silteux, sableux et gypseux. Intercala-tion de quelques bancs conglomératiques à galets mous et dents de squales	Saouaf	Serravalien à Tortonien inf.
600		Sables à dragées quartzitiques; moyens à grossiers. Lumachelle à Crassostracées et lentilles riches en ossements de Vertébrés à la base.	Bégia	Langhien à Serravalien
		Conglomérat polygénique marin coquillier.	Aïn Grab	Langhien
		Limons rouges	Messiouta	Aquit. - Burdig.
500		Alternance de petits bancs gréseux carbonatés et coquilliers, de sables fins et silts jaunâtres.	Fortuna	Oligocène
400		Alternance de gypses, d'argiles et quelques bancs dolomitiques.	Souar	Eocène moyen et supérieur à Oligocène inf.
300		Banc repère: Dolomie lumachellique à nodules siliceux et bioturbations.		
200		Ensemble gypseux intercalé d'argiles et de rares bancs dolomiti-ques décimétriques.		
		Dolomie noire surmontant des dolomes phosphatées et un poudingue basal à galets et matrice phosphatés	Metlaoui	Eocène inf. à moyen
100		Argiles gypseuses glauconieuses, phosphatées vers le sommet. Argiles gypseuses grises intercalées de bancs dolomitiques.	El Haria	Maestrichtien. à Paléocène
		Conglomérats intraformationnels calcaro-dolomitiques et bancs moins grossiers carbonatés à argileux. Olistolithes et slumps.	Abiod	Campanien sup.
		Marnes verdâtres à Inocérames.	Aleg	Campanien inf. Santonien
0		Dolomies rouges.	Zebbag ?	Coniacien ?

Fig. 2. — Lithostratigraphie au jebel Es Souda.
Lithostratigraphy in the Es Souda mountain.

2. APERÇU LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les formations présentées sur la figure 2 sont classées en Tunisie depuis les travaux de P.F. BUROLLET (1956) et de D. FOURNIE (1978).

Les épaisseurs des différentes formations mesurées à l'affleurement, qui sont figurées sur la colonne lithostratigraphique, sont maximales et données à titre indicatif. Elles peuvent en effet varier d'un endroit à un autre, en fonction de mouvements syn- ou post-sédimentaires. Ces mouvements seront analysés plus loin.

Seule, la formation Mélaoui (Éocène inférieur à moyen p.p.) se distingue par un changement latéral de faciès illustré par les coupes A et B de la figure 3.

La coupe A, levée dans la partie septentrionale du jebel Es Souda, est représentative du faciès et de l'épaisseur de la formation Mélaoui sur la plus grande partie du massif, à l'exception du flanc oriental, caractérisé par la série réduite à tendance lagunaire de la coupe B. Celle-ci montre une affinité certaine avec la formation Faïd de D. FOURNIE (1978).

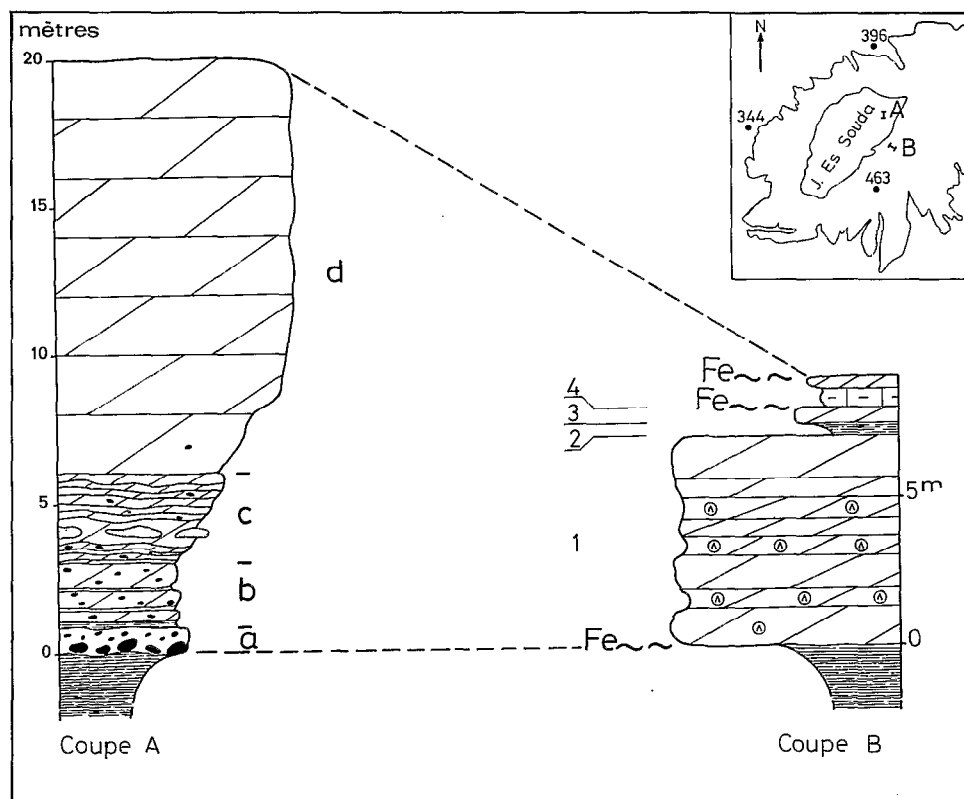


Fig. 3. — Coupes dans la formation Mélaoui.
Sections of the Mélaoui formation.

Coupe A

- a : Poudingue à galets et matrice phosphatés riche en dents de poissons.
- b : Bancs de dolomie blanche renfermant des phosphates en grains ; intercalations de lits d'argiles feuilletées.
- c : Bancs de dolomie à grains de phosphates disséminés et lits de silex.
- d : Dolomie massive à patine et cassure noires.

Coupe B

- 1 : Bancs de dolomie beige à noire ou lie du vin riches en nodules gypseux.
- 2 : Marnes beige-verdâtre.
- 3 : Dolomie rouille à cassure beige.
- 4 : Calcaire noduleux et marneux, de couleur blanche, surmonté d'une dolomie beige.

Une faible distance sépare les coupes A et B. Les variations observées entre celles-ci suggèrent un contrôle de la sédimentation par un accident (faille ou flexure) de direction NE-SW, qui séparerait un compartiment NW effondré et un compartiment SE surélevé.

3. ANALYSE STRUCTURALE

Le jebel Es Souda est un brachyantoclinal d'axe N 40 E. A son intrados, il chevauche vers le SE. Si la structure apparaît simple au premier abord, l'analyse de détail révèle une évolution complexe. Nous distinguons deux ensembles structuraux : un noyau intensément fracturé et son enveloppe.

3.1. Le noyau (fig. 4, 5 et 6)

Le noyau, rigide car essentiellement carbonaté, correspond à une série d'âge Crétacé supérieur à Éocène inférieur (formations Zebbag à Méthlaoui). Il chevauche légèrement vers le SE la formation Souar (Éocène moyen à Oligocène inférieur).

Le noyau est découpé par une fracturation dense et multidirectionnelle (N 20 E, N 110 E, N 140 E et N 160 E). Celle-ci délimite des blocs de dimensions hectométriques à kilométriques. Ces blocs s'organisent en horsts et grabens au cœur du noyau, alors qu'ils basculent (demi-grabens) à la périphérie de celui-ci. D'un bloc à l'autre, les formations Abiod (Campanien supérieur à Maestrichtien inférieur) et El Haria (Maestrichtien supérieur à Paléocène) peuvent être totalement absentes ou, au contraire, relativement épaisses. Ceci suggère un jeu différentiel de ces blocs au cours de la sédimentation. A l'échelle du massif, les formations Abiod, et plus particulièrement El Haria, s'épaissent à la périphérie du noyau. Ceci traduit une subsidence périphérique et dénote une organisation des blocs basculés autour d'un point haut, actuellement situé au centre du massif (fig. 6).

Ces jeux, témoignant d'une instabilité du plancher sédimentaire à la fin du Crétacé supérieur et au Paléocène, traduisent une distension locale à caractère multidirectionnel. Par ailleurs, à la même époque, la Tunisie centrale dans son ensemble est soumise à une distension. La mobilisation du réseau rhéomatique favorise les manifestations halocinétiques à l'aplomb de nœuds tectoniques (intersections d'accidents) et de fractures majeures. Dans un tel contexte, les phénomènes distensifs locaux précités peuvent être associés à une montée diapirique (fig. 6).

A l'Éocène inférieur, sur l'actuel noyau, la formation Méthlaoui se dépose uniformément et scelle les structures antérieures, tandis qu'un accident NE-SW, qui sera mobilisé ultérieurement en faille inverse, permet l'individualisation de la série réduite, lagunaire, de la coupe B (fig. 3).

Un réseau de fractures découpe la formation Méthlaoui en une mosaïque de blocs (fig. 4). Ce réseau se calque approximativement sur le réseau antérieur ; il est donc hérité. La superposition de plusieurs familles de stries sur les plans de fractures et le gauchissement de ces mêmes plans accompagnent une voûture différentielle des blocs. Ceci résulte d'un (ou de plusieurs) serrage(s) ultérieur(s).

3.2. L'enveloppe (fig. 4, 5 et 7)

Cet ensemble structural enveloppe le noyau tout en ayant une même orientation globale NE-SW. Il se caractérise par un comportement rhéologique plus souple, essentiellement dû à la nature gypseuse et détritique peu consolidée des formations. Celles-ci s'étagent de l'Éocène moyen (formation Souar) ou Mio-Pliocène (formation Ségui).

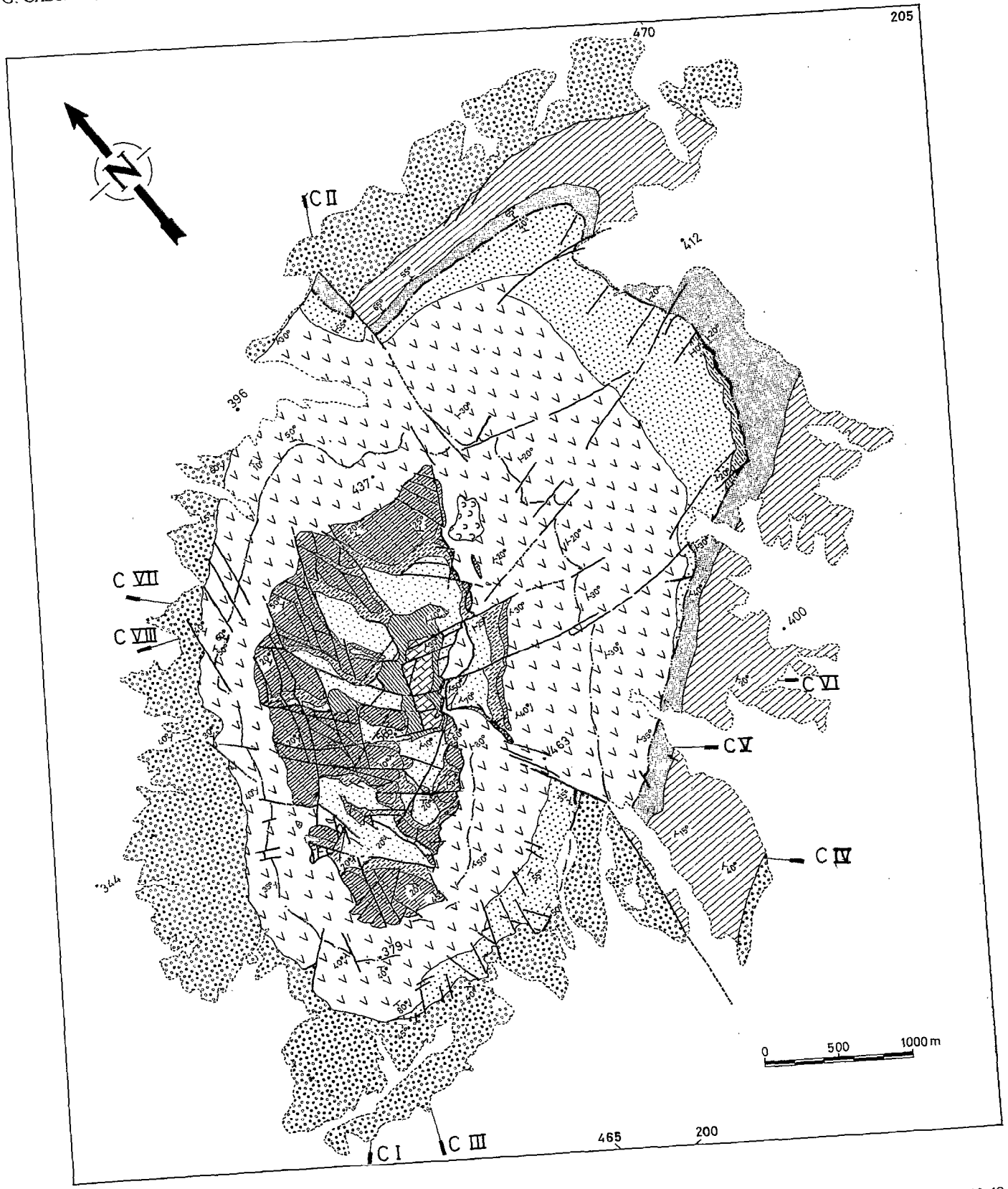
L'axe général du pli N 40 E, traduit une compression N 130 E. Des plis mineurs sur le flanc NW du massif (fig. 5) confirment cette orientation. Cette compression est postérieure à la formation Ségui (Mio-Pliocène) fortement plissée. Il s'agit, sans nul doute, de l'important serrage postérieur au Villafranchien, signalé par ailleurs dans tout l'Atlas tunisien.

D'autres manifestations tectoniques, souvent plus discrètes, permettent de reconstituer des épisodes distensifs et compressifs antérieurs à ce dernier plissement. Des discordances cartographiques et angulaires traduisent ce polyphasage dans la sédimentation :

1. La formation Souar (Éocène moyen à Oligocène inférieur) comble un graben étroit, en forme de boutonnière, de direction N 40 E. Il est ouvert en bordure orientale de l'actuel noyau et s'amortit vers le nord. Des phénomènes d'encroûtement d'oxydes de fer et l'érosion sensible de la lèvre orientale avant son ennoyage par les gypses éocènes attestent l'ouverture synsédimentaire de ce graben. Des diaclases associées N 160 E et N 80 E sont ouvertes et encroûtées.

Quelques failles normales N 110 E à N 160 E jouent également au cours de l'effondrement de ce graben (fig. 7). Ces divers jeux relèvent d'une distension locale. Il pourrait s'agir d'une reprise d'activité salifère ; le graben résulterait alors d'un phénomène de collapse salifère. Actuellement, ce graben disparaît en partie sous le chevauchement de faible ampleur (flèche d'une centaine de mètres) qui a remobilisé sa lèvre occidentale (fig. 5).

2. Localement, à l'est du massif, les grès sommitaux de la formation Fortuna (Oligocène) sont intensément fracturés. Deux familles de diaclases (N 70 E à N 80 E et N 120 E à N 130 E) les découpent en blocs losangiques décimétriques à métriques. Une boue terrigène rougeâtre d'âge aquitano-burdigalien (formation Mesiouta) ennoie ces blocs et colmate les diaclases ouvertes. A une autre échelle, cette formation emplit un graben encadré par des failles N 70 E à N 80 E.



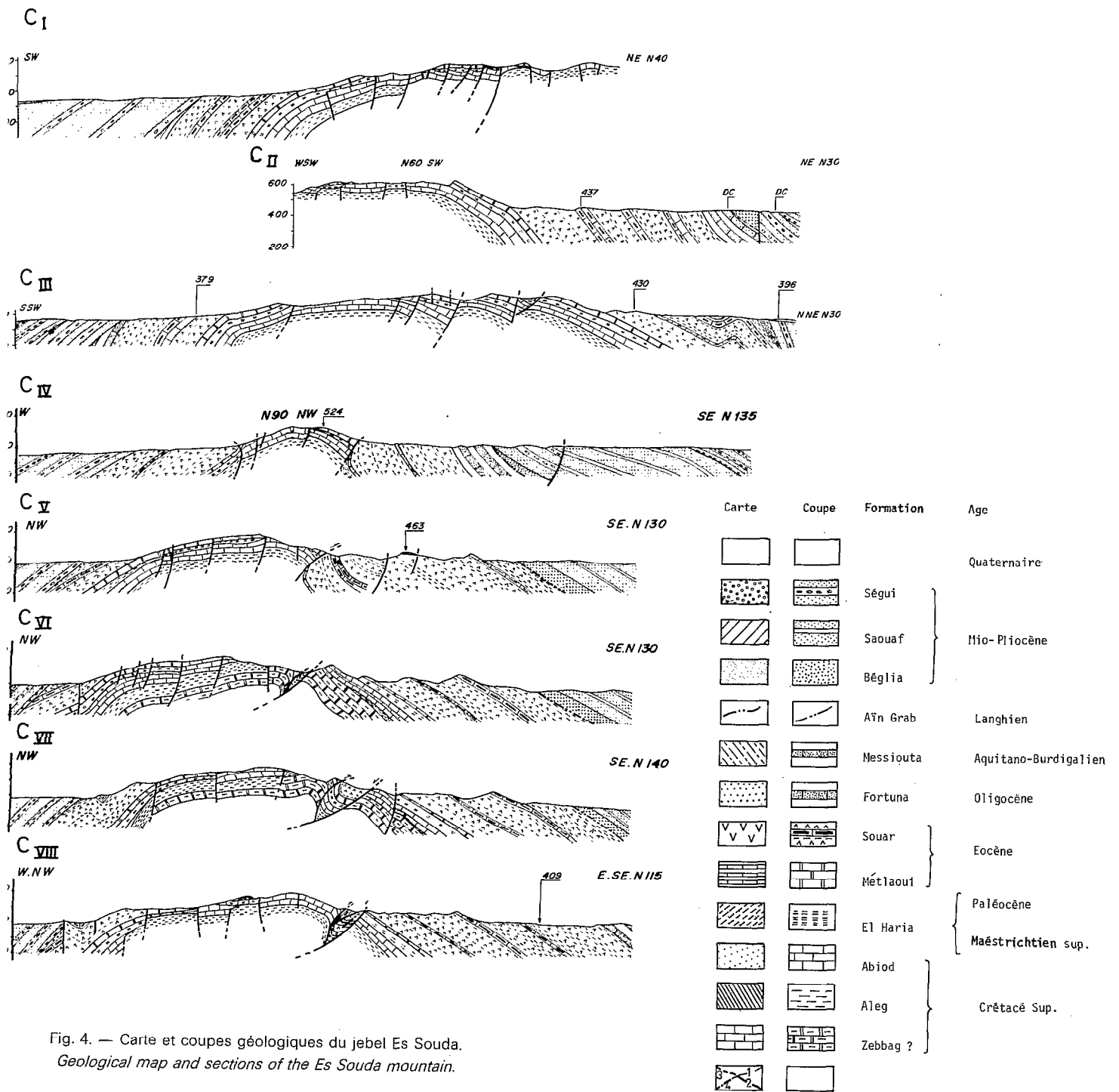


Fig. 4. — Carte et coupes géologiques du jebel Es Souda.
 Geological map and sections of the Es Souda mountain.

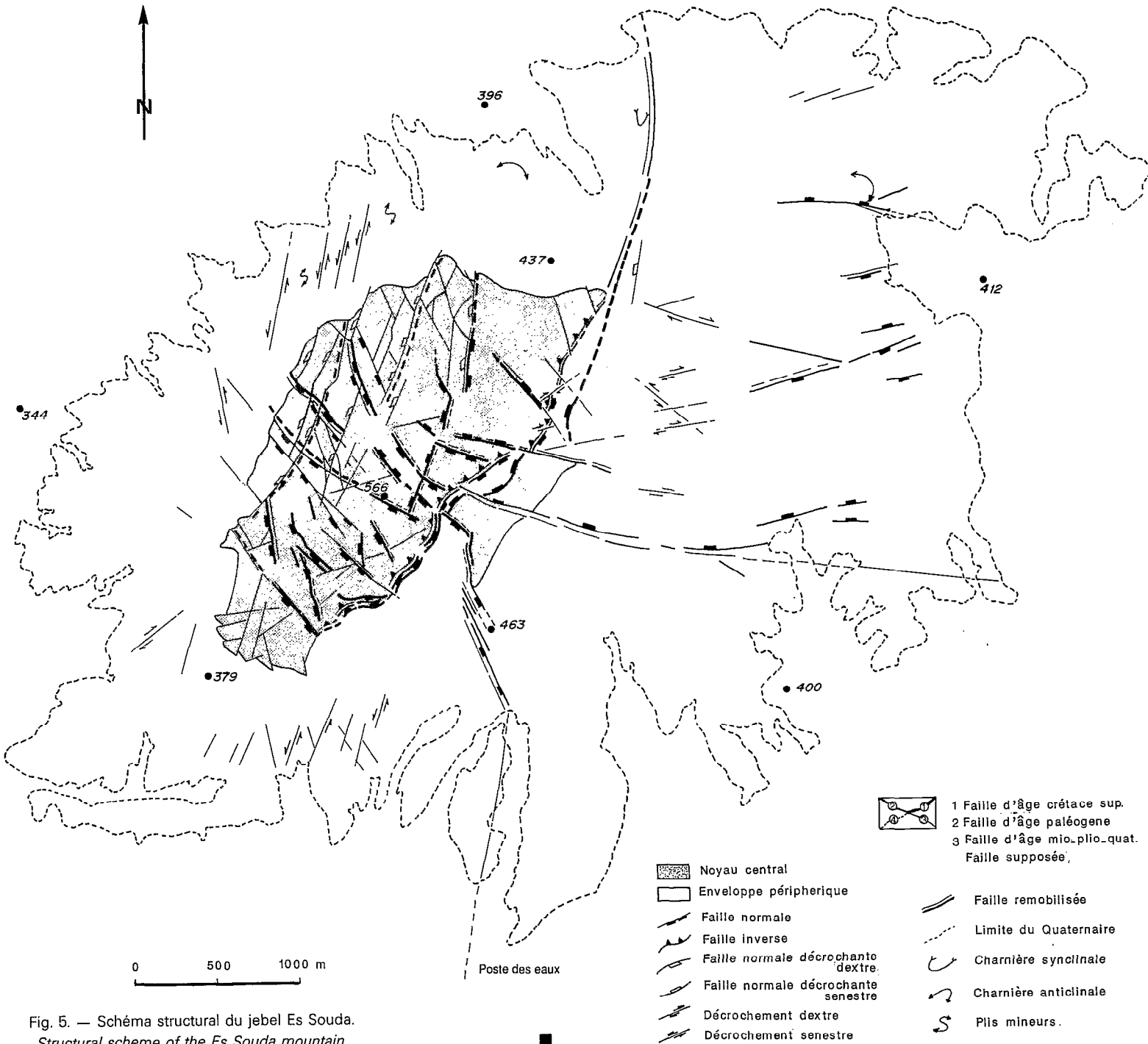


Fig. 5. — Schéma structural du jebel Es Souda.
Structural scheme of the Es Souda mountain.

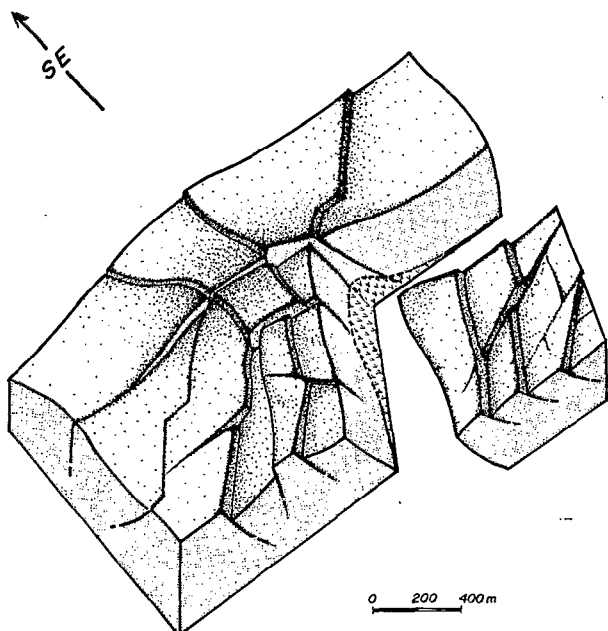


Fig. 6. — Le dôme de l'Es Souda au Crétacé supérieur.
The Es Souda dome during the Upper Cretaceous.

Celui-ci est scellé par la formation Aïn Grab (Langhien) sus-jacente.

Plus au sud, un compartiment délimité par des failles N 160 E et N 110 E (fig. 4) bascule vers le NE. La formation Aïn Grab, discordante, le transgresse et biseaute les formations Messioua, Fortuna et Souar.

Remarquons, là aussi, que le sommet de ce bloc est proche de l'actuel centre du massif.

Ces observations (diaclasses ouvertes colmatées, graben, bloc basculé) témoignent d'un épisode distensif. La plupart de ces structures sont scellées par la formation Aïn Grab. L'âge de cet épisode distensif est donc anté-langhien et, probablement, synchrone de la sédimentation aquitano-burdigalienne.

La sédimentation langhienne enregistre également quelques mouvements distensifs de faible ampleur, suivant des failles dont les directions sont héritées, notamment N 80 E et N 160 E.

3. La formation Ségui (Mio-Pliocène) repose en discordance angulaire sur différentes formations (Souar, Fortuna, Béglia...) qu'elle remanie. Cette discordance est bien visible à l'ouest d'un linéament subméri dien qui scinde le massif en deux compartiments. Au sud, ce linéament passe à 500 m à l'ouest du Poste des eaux (fig. 5). Sous la forme d'un couloir de failles, plusieurs directions de fractures (N O, N 10 E, N 30 E, N 140 E et N 160 E) se relayent. Certaines d'entre elles sont disposées en échelon.

A l'ouest de ce linéament, le compartiment occidental (qui englobe le noyau) est déjà structuré en un pli NE-SW et érodé. La formation Mélaoui qui est remaniée, est donc affleurante lorsque la formation Ségui le recouvre. Le compartiment oriental ne présente pas de discordance appréciable plus récente que celle de la formation Aïn Grab. Il semble donc que le linéament ait joué un rôle actif au cours de serrage(s) tardif(s) ; le compartiment oriental se comportant alors comme un butoir, contre lequel le compartiment occidental s'est plissé différenciellement.

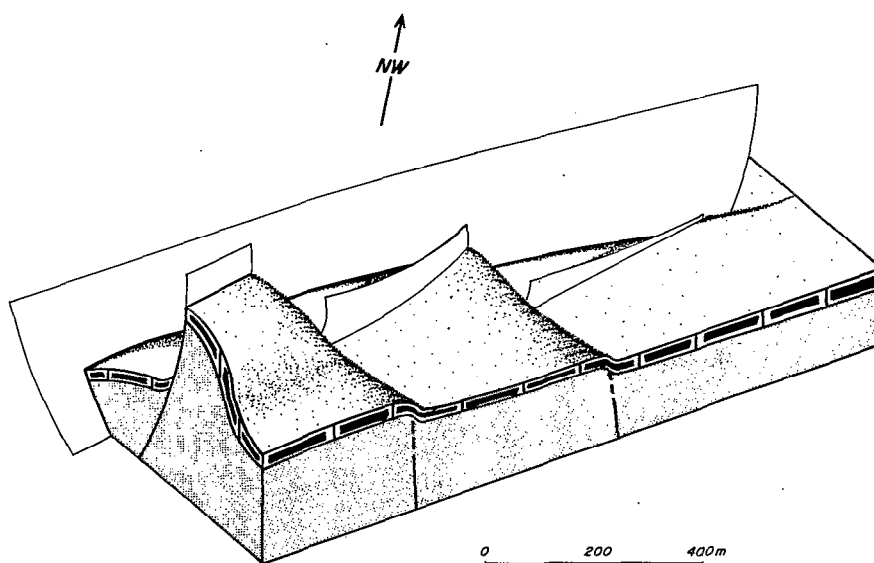


Fig. 7. — Le fossé d'effondrement éocène.
The eocene graben.

4. ÉVOLUTION TECTOGENÉTIQUE DU JEBEL ES SOUDA

4.1. Première période : Crétacé supérieur-Paléocène

Un bombement local se traduit par une extension multidirectionnelle et une série stratigraphique amincie au sommet d'un dôme. Les caractéristiques de ce dôme (cf. 3.1) révèlent une origine diapirique probable. Il serait donc l'expression superficielle d'un bombement profond des évaporites triasiques (stades « pillow » des auteurs anglophones), au droit d'un hypothétique nœud tectonique.

4.2. Deuxième période : Éocène

Après arrêt des mouvements distensifs, la sédimentation est contrôlée par un accident N 40 E (cf. 2). Aucune donnée de terrain ne nous permet de préciser le jeu de celui-ci. Il s'inscrirait toutefois dans un contexte dynamique régional en compression, selon les travaux antérieurs de LETOUZEY et TRÉMOLIÈRES (1980) et GOURMELEN (1984).

Dès l'Éocène moyen, une extension multidirectionnelle occasionne l'effondrement d'un graben guidé par l'accident N 40 E précédent. Cette distension étant locale, il pourrait s'agir d'une collapse salifère (cf. 3.2).

4.3. Troisième période : Oligocène - Miocène moyen

Après une période de distension d'âge oligocène, reconnue en Tunisie centrale (HALLER, 1983 ; ELLOUZ, 1984 ; YAICH, 1984), quelques phénomènes distensifs, calqués pour partie sur les précédents, sont enregistrés durant le Miocène inférieur et moyen. Ce sont principalement l'effondrement d'un fossé aquitano-burdigalien par des fractures N 70 E à N 80 E et des jeux, ou/et rejeux, de blocs anté et syn-langhiens (cf. 3.2).

4.4. Quatrième période : Mio-Plio-Quaternaire

Un plissement s'amorce au Miocène, postérieurement au dépôt de la formation Saouaf (Serravalien à Tortorien inférieur). Il se poursuit au Plio-Quaternaire pendant et après le dépôt de la formation Ségui (Mio-Pliocène) (cf. 3.2). L'axe de raccourcissement reste orienté NW-SE. Les fractures anciennes sont mobilisées et rejouent, suivant leur direction, en décrochements dextres ou senestres, en failles normales ou inverses (inversion tectonique).

Enfin, comme dans l'axe nord-sud (GOURMELEN, 1984 ; OUALI, 1985), un changement récent dans l'orientation des contraintes fait passer l'axe de raccourcissement de NW-SE à NNW-SSE. Quelques failles sont réactivées, alors que plusieurs décrochements N 10 E à N 20 E décalent les structures antérieures par un jeu senestre.

5. CONCLUSION

Le Jebel Es Souda est un brachianticlinal, au sein de l'Atlas de Tunisie centrale qui chevauche en son cœur un paléograbén éocène. Sa structure originale est la résultante d'une tectogenèse compressive polyphasée d'âge mio-plio-quaternaire, superposée à un bombement diapirique, ayant eu lieu au cours du Crétacé au droit d'un « nœud tectonique », intersection de deux ou plusieurs directions du réseau rhéomatique.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier l'ORSTOM et la SEREPT pour leur aide matérielle, ainsi que tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à la réalisation de ce travail.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction en juillet 1987

BIBLIOGRAPHIE

- BUROLLET (P.F.), 1956. — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale (Thèse). *Ann. Mines Géol., Tunis*, 18.
- CASTANY (G.), 1951. — Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental (Thèse). *Ann. Mines Géol., Tunis*, 8.
- ELLOUZ (N.), 1984. — Étude de la subsidence de la Tunisie atlasique, orientale et de la mer pélagienne. Thèse 3^e cycle, Paris VI.
- FOURNIE (D.), 1978. — Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 2, 1, Pau.
- GOURMELEN (C.), 1984. — Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'axe Nord-Sud tunisien : le segment Bou Zer-Rhéous. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble.
- HALLER (P.), 1983. — Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3^e cycle, Univ. Besançon.
- LETOUZEY (J.), TRÉMOLIÈRES (P.), 1980. — Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. 26^e Cong. Geol. International, Paris.
- OUALI (J.), 1984. — Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes I.
- OUALI (J.), 1985. — Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 9, Pau.
- YAICH (C.), 1984. — Étude géologique des chaînons du Chérail et du Khechem El Artsouma (Tunisie centrale). Thèse 3^e cycle, Univ. Franche-Comté, Besançon.