

## Les structures synsédimentaires miocènes en compression associées au décrochement dextre Mhrila-Chérichira (Tunisie centrale)

par CLAUDE MARTINEZ\*, JEAN ANDRIEUX\*\*, RENÉ TRUILLET\*\*\* et MOHAMED BEN JEMIAA\*\*

**Mots clés.** — Tectonique synsédimentaire, Bassins sur décrochement dextre distensif et compressif, Miocène, Atlas, Tunisie centrale.

**Résumé.** — L'étude de l'accident Mhrila-Chérichira (A.M.C.), en Tunisie centrale, met en évidence la permanence de son activité depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Villafranchien. A partir du Miocène inférieur moyen, cet accident, jusqu'alors distensif, devient décrochant-compressif; d'abord senestre avant le Langhien-Serravallien, il évolue en dextre-compressif, à l'exception d'un bref épisode messinien de distension. Cette variation dans la déformation mio-plio-quadernaire traduit plus des perturbations locales du régime des contraintes sur un édifice déjà structuré que des alternances d'épisodes de compression et de distension; ces perturbations, liées à l'allure brisée de l'A.M.C., peuvent engendrer lors d'un même épisode, des déformations ici en compression et là en distension.

### The Mhrila-Cherichira (central Tunisia) dextral wrench fault zone and associated synsedimentary compressional deformation during Miocene

**Key words.** — Synsedimentary tectonic, Basin emplacement on right lateral distensional and compressional wrench fault, Miocene, Atlas, Central Tunisia.

**Abstract.** — In Central Tunisia, the Mhrila-Cherichira fault-zone is an example of long-living fractures, active at least since the Lower Cretaceous till the Villafranchian. Before the early Miocene this fault-zone was the site of extension tectonics which caused the tilting of blocks. During the early Miocene it was the site of sinistral transcurrent movements. Later on, since the Middle Miocene, the fault-zone was mainly of dextral compressive type, except during the Messinian when the region was submitted to extension tectonics. Variations in the Mio-Plio-Quaternary deformation reflect local deviations in the stress field due to preexisting structures rather than alternating phases of compression and tension. Along the Mhrila-Cherichira fault-zone whose trend is non-rectilinear one observes simultaneous compressional and extensional features.

#### I. — INTRODUCTION

Des études récentes [Philip *et al.*, 1986] ont montré que l'ouverture du graben de Kasserine-Foussana en Tunisie centrale (fig. 1 et 2) précédait une phase de plissement de direction NE-SW (direction atlasique), par laquelle sont déformés les dépôts miocènes et leur substratum crétacé. A cette phase, d'âge tortonien supérieur, succède le plissement villafranchien dont l'importance a très tôt été reconnue dans l'ensemble de la Tunisie [Vaufrey, 1932; Castany, 1948, 1951; Laffitte *et al.*, 1948...] et qui accentue les structures antérieures avec la même direction de plissement.

Généralisant à l'ensemble de l'Atlas tunisien central, domaine des fossés, une chronologie des déformations tectoniques mio-plio-quadernaires, Philip *et al.* [1986] distinguent un épisode aquitano-tortonien, de type décrochant-distensif et des événements postérieurs, compressifs, alliant failles inverses, plis et décrochements. Nous pensons qu'il n'est pas possible d'opposer aussi radicalement l'évolution géodynamique d'une Tunisie centrale, qui serait caractérisée au Miocène par des déformations distensives, à celle d'une Tunisie septentrionale où la tectonique compressive serait continue depuis les débuts du Miocène. L'analyse de la zone de faille qui s'étend du massif du Mhrila à celui du Chérichira (Tunisie centrale), nous conduit à proposer un schéma sensiblement différent.

\* ORSTOM, 213, rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10.

\*\* Lab. Géologie Historique, Structurale et Appliquée, Univ. Paris-Sud, bât. 504, 91405 Orsay cedex.

\*\*\* Lab. Géologie Structurale et Appliquée, Fac. Sciences, Place Leclerc, 25030 Besançon cedex.

#### II. — L'HÉRITAGE DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES ANTÉ-ALPINS

Mobilisé à diverses époques au cours des temps géologiques, l'accident Mhrila-Chérichira, au tracé sinueux globalement W-E (fig. 1, 2 et 3), est considéré depuis G. Castany [1951] comme un témoin dans la couverture d'une fracture majeure du substratum anté-triasique. Cet accident et les structures qui lui sont associées, rejoignant aux moindres sollicitations tectoniques, ont enregistré une succession de déformations très tôt repérées par G. Castany dans son étude des divers massifs qui jalonnent la zone de faille : Mhrila, El Abeid, Trozza, Chérichira... Il a ainsi distingué une suite d'événements.

« 1) déformation anté-cénomaniennne;

2) mouvements post-campanien et anté-lutétien inférieur avec formation d'un seuil. Le seuil ainsi constitué se poursuit au Vindobonien;

3) plissement anté-miopllocène avec émerision et érosion;

4) phase majeure plio-quadernaire correspondant au paroxysme atlasique;

5) formation de la grande faille;

6) phase ultime entraînant le chevauchement du flanc ouest ».

Nous avons pu vérifier la validité d'ensemble de ce canevas de sorte que, grâce aux déformations qui se sont succédées au voisinage de l'accident Mhrila-Chérichira, on peut distinguer une période anté-alpine extensive, suivie, à partir du Miocène moyen, d'événements surtout compressifs. Dans le détail, nous distinguons divers arguments.

ORSTOM Fonds Documentaire

Bull. Soc. géol. Fr., 1990, n° 1

2 MARS 1990

N° : 27.570-1

Cote : B

P189 M

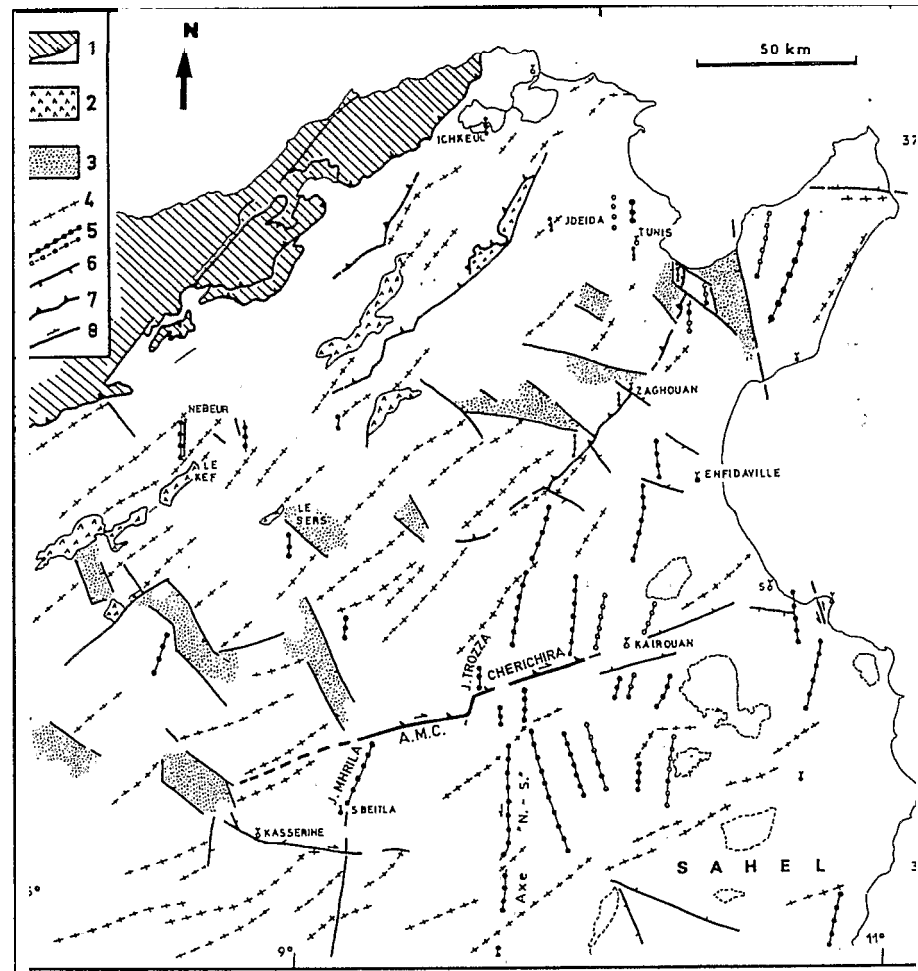


FIG. 1. — Situation de l'accident Mhrila-Cherichira (A.M.C.) dans son contexte structural de la Tunisie nord-orientale. 1 : nappes du Nord tunisien; 2 : Trias; 3 : remplissage plio-quaternaire des fossés; 4 : axe de pli de direction atlasique (NE-SW); 5 : axe de pli méridien ou subméridien anticlinal (points) et synclinal (cercles); 6 : faille directe; 7 : chevauchement principal; 8 : décrochement.

FIG. 1. — Situation of the Mhrila-Cherichira fault zone (A.M.C.) in its structural context of the NE Tunisia. 1 : North Tunisian nappes; 2 : Triassic; 3 : Plio-Quaternary sediments of the graben structures; 4 : atlasic fold axis (NE-SW); 5 : meridian or submeridian fold axis anticline (points) and syncline (circles); 6 : normal fault; 7 : principal thrust; 8 : shear.

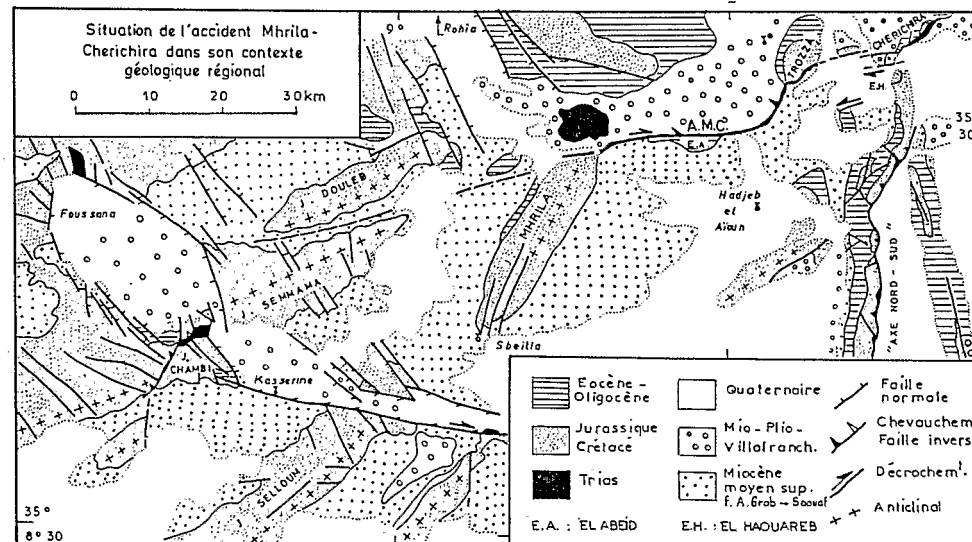


FIG. 2. — Situation de l'accident Mhrila-Cherichira dans son contexte géologique régional.

FIG. 2. — Situation of the Mhrila-Cherichira fault zone in its regional geological context.

## 1) Arguments structuraux (fig. 2)

De part et d'autre de la zone d'accident et de ses prolongements occidentaux, les massifs du Trozza, Mhrila, Douleb, Semmama et, vers l'est, le Jebel El Haouareb (à l'extrémité septentrionale de l'« axe Nord-Sud » s.s.), sont autant d'axes anticlinaux à cœur de Crétacé dont les directions varient de NE-SW (direction dite « atlasique ») à N-S. Ces diverses orientations sont considérées par de nombreux auteurs [Burolet, 1981; Jauzein *et al.*, 1981; Ouali, 1984; Ouali *et al.*, 1986; Philip *et al.*, 1986] comme le reflet dans la couverture d'accidents, soit préexistants au niveau du substratum, soit apparus dans la couverture post-triasique au cours de son dépôt.

Comme pour la plupart des anticlinaux affectés de grandes fractures, observés en Tunisie, ces plis sont brutalement interrompus par la zone de faille dès qu'ils présentent avec elle une orientation transverse. C'est ainsi que les structures des Jebels Mhrila et El Haouareb ne se prolongent pas vers le nord et que le pli du Trozza est arrêté par l'accident au sud. Comme pour les grandes structures de la région de Kasserine [Philip *et al.*, 1986], il ne fait aucun doute, indépendamment des rejeux ultérieurs, que l'accident Mhrila-Chérichira est antérieur à la formation des plis.

## 2) Arguments sédimentologiques

L'activité de cette faille se manifeste effectivement dès le Crétacé ainsi que le démontrent les lacunes, les variations

de faciès et de puissance, de part et d'autre de la zone d'accident et les discordances repérées par les auteurs dans les massifs bordiers [Castany, 1951; Burolet, 1956; Delteil *et al.*, 1981]. Il a été ainsi remarqué que :

— les marnes noires vraconiennes, à céphalopodes, sont présentes à la terminaison septentrionale du Mhrila, dans la zone de faille, alors qu'elles n'existent plus sur le reste du massif où l'Albien supérieur est néritique;

— la puissance du Cénomaniens, essentiellement argilo-marneux, se réduit rapidement du sud vers le nord du massif du Mhrila;

— sur le flanc occidental du Jebel Trozza, le Cénomaniens, bien développé, est transgressif vers le sud du massif où il vient reposer directement sur l'Aptien récifal fracturé, érodé et karstifié (fig. 3 et 4).

Ces observations impliquent que les anticlinaux du Mhrila et du Trozza se superposent à des blocs basculés vers le sud (Mhrila) ou vers le nord (Trozza), pluri-kilométriques et à matériel aptien. Ces basculements, de part et d'autre de la zone d'accident majeur, sont associés à un épisode distensif (avec ou sans diapirisme), culminant à l'Aptien-Albien, qui sera scellé par la discordance vracono-cénomaniens et dont les manifestations sont observées dans de nombreux sites de l'Atlas tunisien [Castany, 1951; Burolet, 1956; Jauzein, 1967; Khessibi, 1968; Boltenhagen, 1981; Bismuth *et al.*, 1981; Abdeljaouad *et al.*, 1981; Chihi *et al.*, 1984; Ouali *et al.*, 1986; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Soyer *et al.*, 1987; Ouali *et al.*, 1987; Perthuisot *et al.*, 1988].

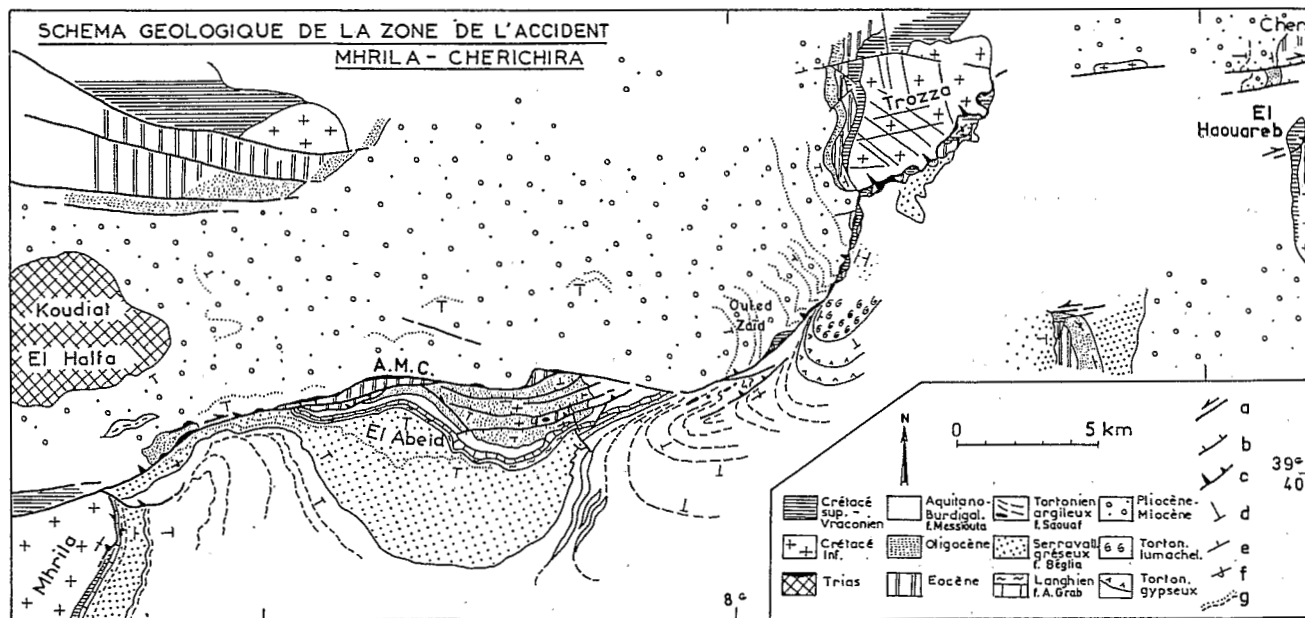


FIG. 3. — Schéma géologique de la zone de l'accident Mhrila-Chérichira (A.M.C.). a : décrochement; b : faille normale; c : chevauchement et faille inverse; d, e, f : pendage de couche (de peu incliné à renversé); g : pointé de couches géologiques.

A l'Eocène : le Lutétien inférieur existe au sud du Trozza, alors que c'est le Lutétien supérieur seul qui affleure en discordance à l'ouest du jebel Trozza et dans le jebel El Abeid.

FIG. 3. — Geological scheme map of the Mhrila-Cherichira fault zone (A.M.C.). a : shear and slip fault; b : normal fault; c : thrust and inverse fault, d, e, f : dip of bedding (low clipping to inverted position); g : plotting.

During Eocene time : lower Lutetian is present in the S of Trozza; in the W of Trozza and in El Abeid massif, it appears only unconformable on top of Upper Lutetian terranes.

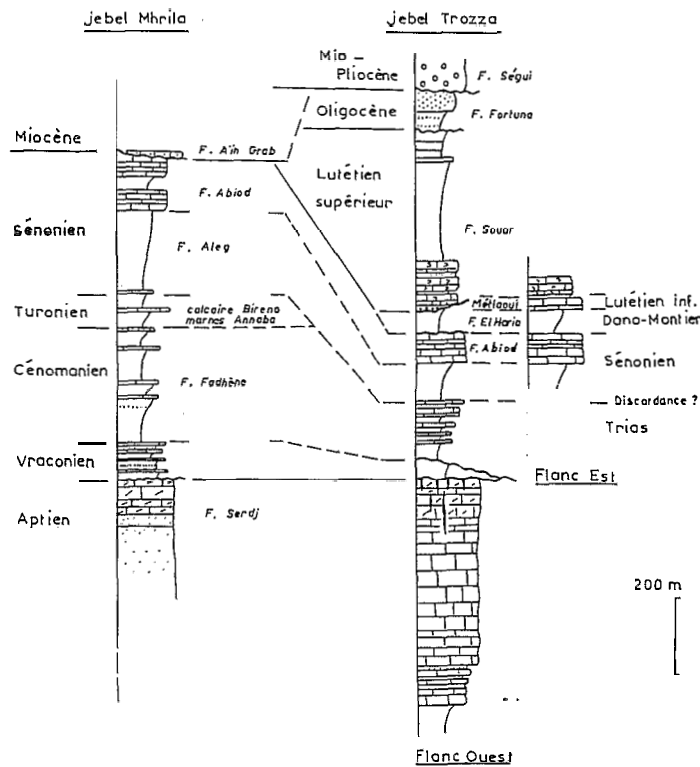


FIG. 4. — La série crétacée-paléogène des jebels Mhrila et Trozza.  
 FIG. 4. — Cretaceous to Paleogene stratigraphic series (jebels Mhrila and Trozza).

A cette déformation aptienne s'ajoutent des mouvements pendant le Crétacé supérieur : au Jebel Trozza, Castany [1951] remarque déjà que la fin du Campanien est marquée par une émergence suivie d'une érosion avec transgression du Dano-Montien (fig. 4); dans le Jebel Mhrila, Tourir *et al.* [1987] mentionnent des failles normales syn-sédimentaires turoniennes, de direction N030 à N060 et N140; le Jebel El Haouareb est structuré par une faille syn-sédimentaire E-W, à proximité de laquelle Abbes et Smaoui [1981] décrivent un magmatisme basique cénoomanien et Delteil *et al.* [1981] une discordance du Coniacien sur le Crétacé inférieur. Plus au sud, l'« axe Nord-Sud » présente des manifestations de failles anté-campaniennes, de direction méridienne, actives depuis le Cénomanién [Ouali, 1984].

Postérieurement aux mouvements crétacés, divers épisodes de déformation associés aux mouvements de l'accident Mhrila-Chérichira sont enregistrés aux abords de ces massifs [Ben Jemiaa, 1986].

— *Les déformations intra-lutéliennes*, sur le flanc occidental du jebel Trozza, amènent les calcaires lumachelliques du Lutétien supérieur (formation Souar) à reposer en discordance, par un conglomérat remaniant le Crétacé, sur les marnes dano-montiennes ainsi que sur le Crétacé supérieur et inférieur basculés. Au sud du massif, en continuité avec le Crétacé supérieur, l'Yprésien-Lutétien inférieur (formation Mélaoui) et le Lutétien supérieur sont renversés et écaillés sous le chevauchement de l'Aptien, cœur du massif; des failles normales syn-sédimentaires,

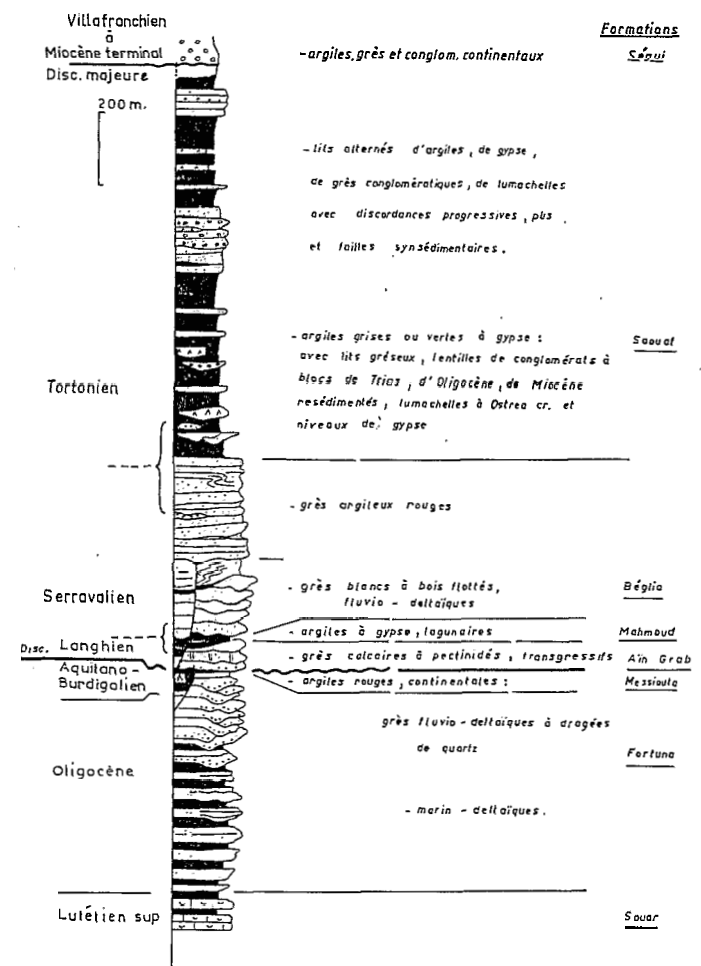


FIG. 5. — La série oligo-miocène synthétique au sud de l'accident Mhrila-Chérichira (A.M.C.).

FIG. 5. — Oligo-Miocene stratigraphic synthetic series south of the Mhrila-Cherichira fault zone (A.M.C.).

jalonées de brèches intra-formationnelles, affectent les calcaires à Nummulites du Lutétien inférieur.

Au Jebel Mhrila, le Lutétien n'est pas connu sur le flanc oriental du massif où le Miocène repose directement sur les divers termes du Crétacé supérieur. Par contre, sur le flanc occidental, les couches à gastéropodes du Lutétien supérieur sont transgressives sur le Campanien [Castany, 1951].

Dans le Jebel El Abeid, la discordance des conglomérats de base du Lutétien supérieur s'effectue sur un affleurement réduit de Crétacé incliné, taraudé et minéralisé (fig. 6).

Vers l'est, à l'extrémité méridionale du Jebel Chérichira, le Lutétien supérieur repose sur le Trias dont il constitue la couverture plus ou moins glissée vers le SE. Dans l'« axe Nord-Sud », il est souvent discordant sur des accidents synsédimentaires éocènes [Ouali, 1984].

Ces nombreux exemples de discordances du Lutétien supérieur impliquent d'importants mouvements d'âge éocène de caractère distensif. Le rejeu de l'accident majeur Mhrila-Chérichira crée, à cette époque, des reliefs émergés et érodés à l'emplacement de blocs individualisés pendant l'Aptien. Les déformations lutéliennes sont bien marquées

aux abords de l'accident, par contre, la sédimentation ne montre pas de discordance angulaire au cœur des grandes structures.

— *Pendant l'Oligocène terminal et, surtout pendant le Miocène basal*, des indices de distension sont observés dans le Jebel El Abeid. Ce massif, situé au bord méridional de l'accident Mhrila-Cherichira, est un anticlinal coffré, orienté E-W, essentiellement constitué de grès deltaïques oligocènes (Formation Fortuna). Dans ces grès, un réseau de failles parallèles, de direction E-W, divise le massif; certaines présentent une géométrie de faille inverse superposée à un mouvement de faille normale. Quelques-unes d'entre elles affectent les grès et les marnes vertes et rouges, sableuses et gypsifères de la formation Messioua, continentale et placée dans l'Aquitaniens [Schoeller *in* Castany, 1951], mais plus probablement d'âge aquitano-burdigalien [Blondel, 1987].

Avec d'autres failles, de direction N130-140, les failles normales sont scellées par les niveaux marins de la transgression langhienne (formation Aïn Grab) qui, par ailleurs, s'effectue sur des terrains divers : grès oligocènes, argiles et marnes aquitaniennes et, au nord du Mhrila, calcaires crétacés.

— *En conclusion*, depuis le Crétacé inférieur jusqu'au début du Miocène, la faille Mhrila-Chérichira est active de façon quasi continue. Tous les indices de déformation observés indiquent qu'il s'agit de mouvements distensifs. Le découpage en blocs plus ou moins basculés, d'extension limitée, implique des composantes en décrochement de certaines de leurs limites. Un coulisement distensif dextre de la discontinuité majeure peut expliquer la montée du Trias surmonté de lambeaux de Jurassique, dans le compartiment au nord de la faille (fig. 3 et 6).

Comme dans d'autres secteurs de la Tunisie centrale, l'« axe Nord-Sud » par exemple [Blondel *et al.*, 1985-86], dans la région de l'accident de Mhrila-Chérichira, la discordance du Miocène moyen s'effectue sur un substratum bien structuré et fracturé (fig. 7). Au cours des déformations ultérieures, seuls certains des accidents fossilisés sont partiellement remobilisés. Ainsi nous imaginons que, sous la couverture miocène, le réseau d'accident était complexe, marqué par un couloir de failles parallèles, de direction E-W, entre lesquelles jouaient des failles de direction NW-SE, N-S et NE-SW. Par la suite, une partie des failles orientées E-W étant réactivées, les accidents N-S et NE-SW servent de zones de relais. L'allure actuelle du tracé de l'accident Mhrila-Chérichira, avec ses changements brusques de direction, évoque bien un tel dispositif.

### III. — L'ACCIDENT MAJEUR MHRILA-CHERICHIRA (A.M.C.)

Du massif du Mhrila à celui du Chérichira, la zone d'accident s'étend sur plus de 60 km avec une direction moyenne WSW-ENE qui peut s'infléchir brutalement pour prendre localement des directions E-W, NE-SW et SSW-NNE (fig. 2).

A l'ouest, au nord du Jebel Mhrila, l'A.M.C. constitue la limite méridionale sur laquelle vient s'interrompre le fossé transverse de Rohia. Au-delà, vers l'ouest, l'accident se continue dans le synclinal pincé qui sépare les anti-

clinaux échelonnés du Douleb et du Semmama, respectivement à déversement SE et NW. Dans ce secteur, et jusqu'aux approches du fossé de Foussana (nord de Kasserine), l'A.M.C. est cacheté par les sables de la formation Béglia (Langhien-Serravallien).

Dans sa partie centrale, entre les massifs du Mhrila et du Trozza, il est bien marqué, souligné par des copeaux tectoniques de Trias, d'Aptien, de Crétacé supérieur, d'Eocène et d'Oligocène des jebels El Abeid, Ragoubet Ouled Zaid et Kef el Galaa. L'A.M.C. sépare actuellement un vaste bassin de Miocène marin littoral, au sud, d'un fossé plio-quadernaire septentrional, de même direction E-W, et large d'une dizaine de kilomètres (fig. 2). Le remplissage continental de ce fossé atteint 500 m de puissance : les argiles et les sables de la formation Ségui (Miocène terminal à Villafranchien) reposent sur le Trias salifère affleurant, à l'ouest, à la Koudiat el Alfa (nord du Mhrila) et contre la faille; vers l'est, la formation Ségui est

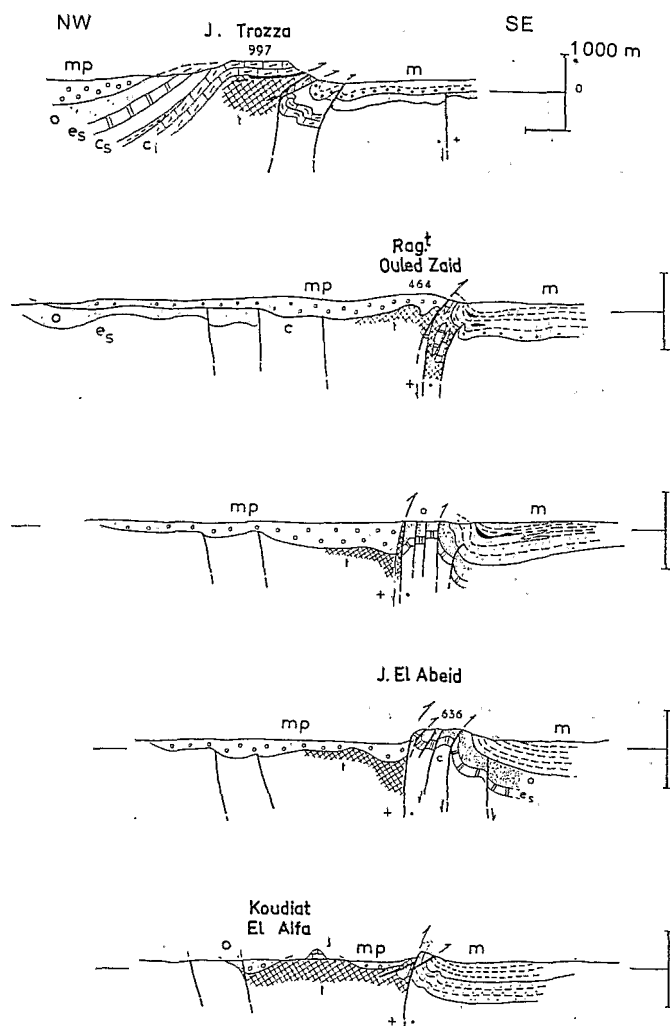


FIG. 6. — Coupes simplifiées depuis le jebel Trozza, à l'est, jusqu'à la Koudiat El Alfa aux abords du jebel Mhrila, à l'ouest.

FIG. 6. — Simplified cross-sections from Trozza (E), to the Koudiat el Alfa near jebel Mhrila (W).

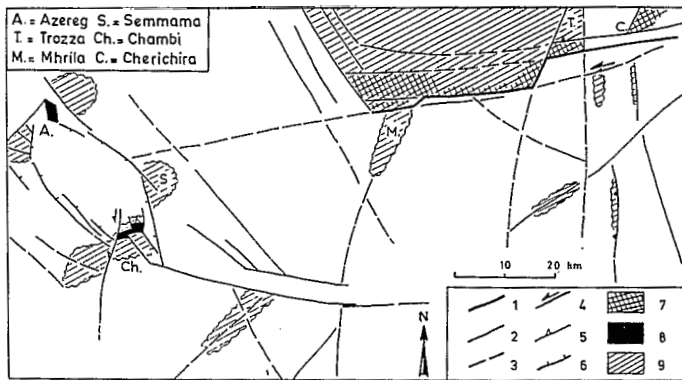


FIG. 7. — Allure probable du substratum au Miocène moyen : la transgression marine langhienne (Ain Grab) puis les épandages fluviodeltaïques serravalliens s'effectuent sur une mosaïque de blocs et des ébauches de plis de direction méridienne et atlasique.

1 : segment de l'accident Mhrila-Chérichira postérieurement réactivé ; 2 : principale ligne de faille, limite de horst et de graben ; 3 : faille supposée, masquée par la discordance du Miocène moyen ; 4 : décrochement ; 5 : faille inverse et chevauchement ; 6 : faille normale ; 7 : Trias à l'affleurement pendant le Miocène ; 8 : Trias également à l'affleurement dans les jebels Chambi et Azereg ; 9 : zone positive érodée : ébauche de pli ou horst.

FIG. 7. — Probable feature of the pre-middle Miocene substratum : Langhian transgression and Serravallian fluviodeltaic scattering on a block mosaic and the sketch out of meridional and/or atlasic folds.

1 : later reactivated A.M.C. fault zone ; 2 : principal faults, limits of horst and graben structures ; 3 : assumed faults, below transgressive Miocene ; 4 : wrench faults ; 5 : thrust or reverse faults ; 6 : normal faults ; 7 : outcropping Triassic during Miocene ; 8 : outcropping Triassic of jebels Chambi and Azereg ; 9 : positive eroded zones : scattering of folds and horsts.

discordante, successivement, sur le Crétacé inférieur, le Lutétien supérieur et l'Oligocène du flanc occidental de l'anticlinal du Jebel Trozza ainsi que sur le Trias présent dans l'accident majeur, au sud de ce massif.

Au sud du Trozza, du fait de son tracé en baïonnette, l'A.M.C. est repris en chevauchement jalonné de Trias. Ce chevauchement amène l'Aptien du massif sur la série inverse écaillée du flanc sud (fig. 6).

Vers l'est, au-delà du Jebel Trozza, la trace de l'A.M.C. masquée par les dépôts actuels, est seulement soulignée par un témoin de calcaire aptien isolé dans la plaine. On retrouve l'A.M.C. dans le réseau de fractures E-W, décrochantes-dexteres, qui tronçonnent au nord de l'Oued Merguelil, l'extrémité méridionale du Jebel Chérichira et, au sud, le Jebel El Haouareb ; l'oued est lui-même installé sur la fracture majeure de part et d'autre de laquelle les structures ne se correspondent pas.

#### IV. — PRINCIPALES ÉTAPES DE LA DÉFORMATION ALPINE

L'étalement dans le temps et dans l'espace des phénomènes tectono-sédimentaires, ainsi que les difficultés de datation rendent les corrélations litho-chronostratigraphiques approximatives ; les accolades placées dans la colonne de gauche de la figure 5 traduisent l'incertitude de la position des limites d'étages.

L'analyse des différents niveaux sédimentaires situés tout au long de l'A.M.C. permet une reconstitution des déformations qui se sont succédées.

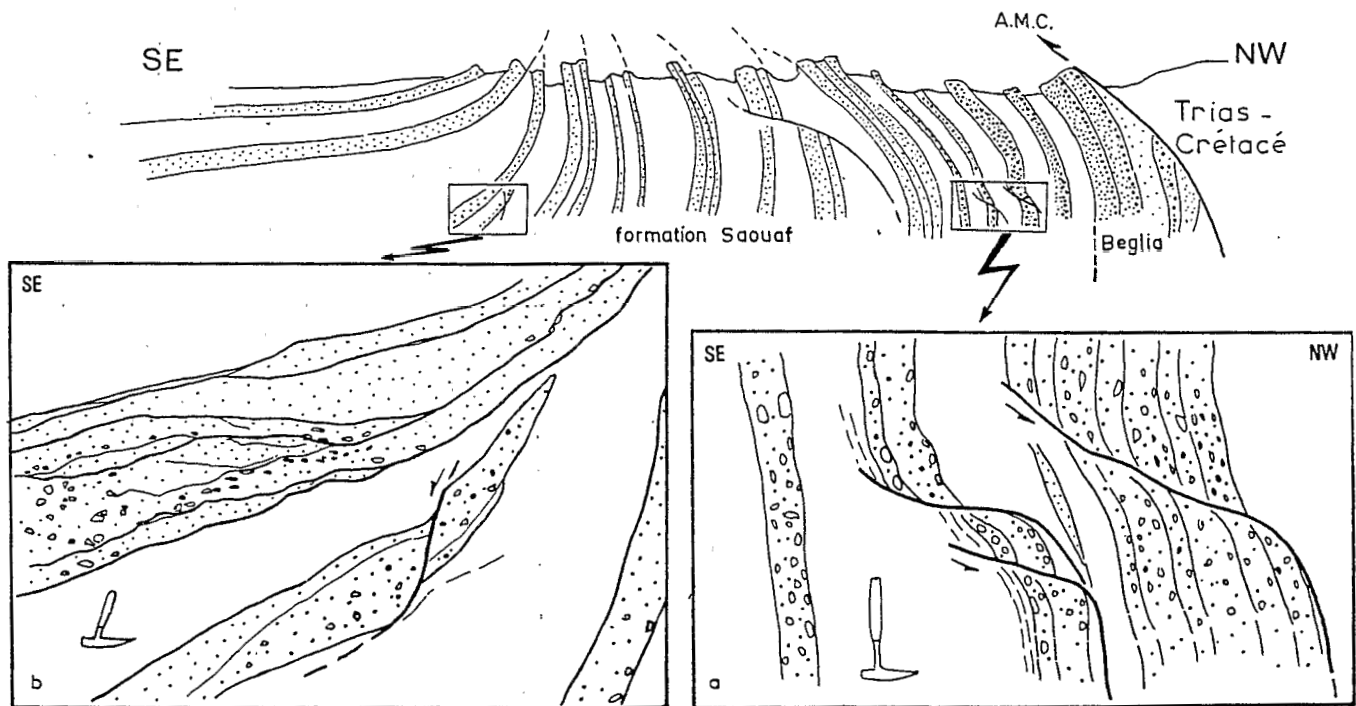


FIG. 8. — Discordances progressives et failles de croissance dans la formation Saouaf au front du chevauchement de l'accident Mhrila-Chérichira (A.M.C.).

FIG. 8. — Progressive unconformities and synsedimentary faults in the Saouaf Formation at the frontal thrust zone of the Mhrila-Cherichira fault (A.M.C.).

Après la *distension oligocène à miocène inférieur* caractérisée par une direction d'extension NE-SW, nous avons pu distinguer les événements tectoniques suivants :

— un *épisode de serrage* E-W à NE-SW, avec plis méridiens, failles inverses et décrochements E-W, senestres-compressifs, est souligné par la discordance de la formation Aïn Grab (Langhien) ou Bégliia (Langhien-Serravallien) sur des structures N-S;

— des *plissements* accompagnés de chevauchements vers le SE, d'âge miocène, précèdent la discordance de la formation Ségui (Miocène terminal à Villafranchien, fig. 5);

— des *décrochements et des failles normales* marquent les débuts de la sédimentation de la formation Ségui (« distension messinienne »). Celle-ci, à l'ouest de l'axe Nord-Sud, présente en outre des discordances successives [Ouali, 1984], indices d'une reprise de serrage.

— les *serrages villafranchiens* avec plis et décrochements E-W, dextres-compressifs, déforment la formation Ségui dans son ensemble.

Le fait nouveau majeur apporté par cette étude est la mise en évidence d'une tectonique en compression qui, après la discordance langhienne, accompagne le dépôt du Serravallien-Tortonien (formations Bégliia et Saouaf), au sud de l'A.M.C.

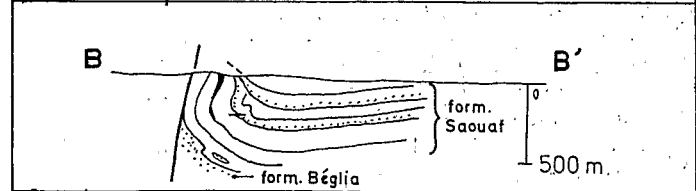
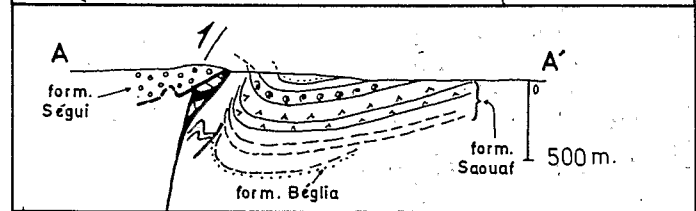
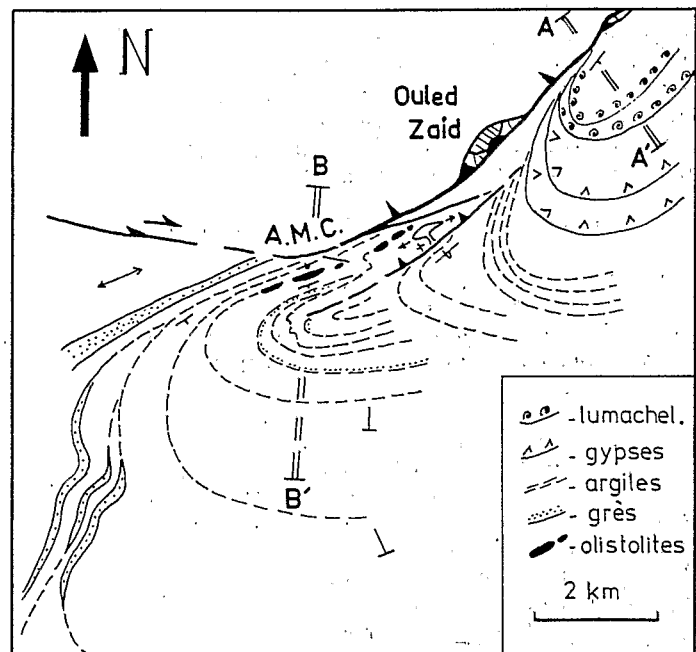
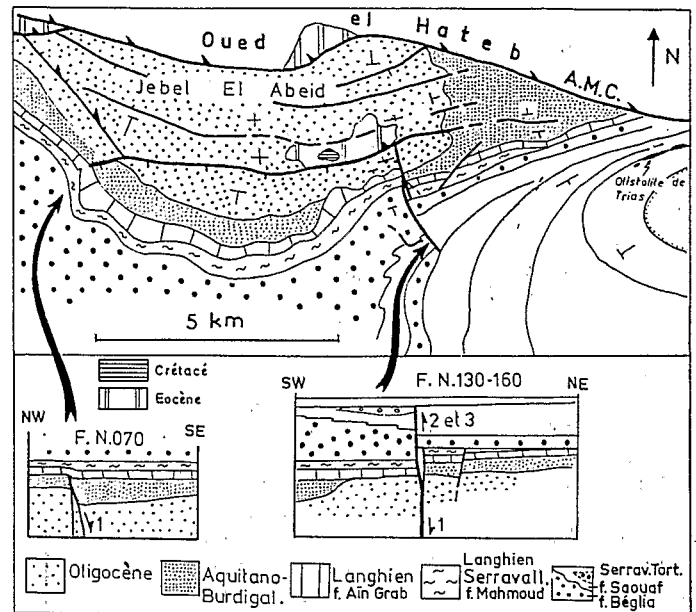
1) La *compression anté-langhienne* est exprimée 6 km au SE du massif du Trozza, où affleurent le Lutétien supérieur et l'Oligocène, plissés avec une direction méridienne des couches. Un décrochement E-W, senestre à composante inverse, provoque une torsion de l'ensemble du Paléogène avant le dépôt discordant des sables miocènes de la formation Bégliia (Langhien-Serravallien) (fig. 3). Ce décrochement, de direction latitudinale, est dans le prolongement du segment Mhrila-El Abeid de l'A.M.C. Il en constitue un jallon scellé par la transgression du Miocène moyen et partiellement dégagé par l'érosion. En l'absence de la formation Aïn Grab, la formation Bégliia est ici discordante après un épisode compressif de déformation dont les effets sont aussi observés au Jebel Mhrila où le Crétacé supérieur plissé avec une direction méridienne est recouvert directement par le Langhien.

2) La *tectonique syn-sédimentaire du Miocène moyen et supérieur*, postérieure à cette déformation compressive, précède les épandages de la formation Ségui (Miocène terminal à Plio-Villafranchien). La discordance de Ségui a longtemps été attribuée à une phase majeure de plissement d'âge tortonien; de fait des manifestations d'une compression accompagnent déjà le dépôt du Serravallien-Tortonien au sud de l'A.M.C., avant la discordance de la formation Ségui au Messinien.

Des discordances successives sont ainsi observées sur la bordure septentrionale du bassin miocène, au bord sud de l'accident (fig. 8). Ces discordances fossilisent le redressement et le renversement progressif, vers le SE, des couches de la formation Saouaf argilo-gypseuse, dans laquelle des niveaux de grès, de conglomérats lumachelliques et de

FIG. 9. — Exemples de failles syn-sédimentaires, de discordances progressives et présence d'olistolites illustrant les différentes déformations qui accompagnent la sédimentation des terrains miocènes du jebel El Abeid, au sud de l'A.M.C.

FIG. 9. — Examples of synsedimentary faulting progressive unconformities and olistolithic slabs related to different deformations style associated with Miocene sedimentation of jebel El Abeid, south of the A.M.C.



gypse soulignent les étapes successives de plissement d'un synclinal déversé vers le SE dont l'axe, parallèle à la faille, reste très proche de l'accident (fig. 3).

De fait, la mobilité de la zone de chevauchement est marquée très tôt dans la sédimentation miocène par des figures de glissement vers le centre du bassin qui se manifestent dès le dépôt des grès fluviatiles à bois fossiles de la formation Béglia (fig. 5), avec bandes de cisaillement, slumps et figures d'échappement d'eau. Ainsi, à plusieurs niveaux de la série, des plis synsédimentaires déversés vers le S et le SE, des failles de croissance (fig. 8), des couches basculées, des discordances marquent la surrection progressive de la zone d'accident et du compartiment septentrional.

Le démantèlement de ce compartiment et de la bordure nord du bassin miocène, peu à peu émergée, peut s'apprécier par le remaniement, dans les argiles de la formation Saouaf, de blocs anguleux de grès oligocènes, de sables miocènes, de galets roulés et de blocs de calcaire éocène à nummulites, de blocs de calcaire campanien (formation Abiod) et de masses de gypse triasique à quartz bipyramidés, pouvant atteindre une taille pluridécamétrique : ils sont autant d'olistolithes.

Le jeu de l'accident majeur est accompagné par celui de failles antérieurement actives pendant le dépôt de la formation Messioua (Aquitano-Burdigalien). Remobilisées au moment de la sédimentation des grès Béglia, elles provoquent des variations brutales d'épaisseur de ces grès. C'est ainsi qu'une faille N150-130, à l'est du Jebel El Abeid (fig. 9) a d'abord joué en faille normale à regard est au cours de l'Aquitano-Burdigalien, provoquant l'absence de la formation Messioua sur le compartiment ouest (fig. 9). Puis son jeu s'est inversé au cours du dépôt des grès Béglia qui sont réduits à l'est où ils recouvrent en « onlap » un Langhien-Serravallien argileux appelé formation Mahmoud et le Langhien carbonaté de la formation Aïn Grab; enfin cette faille a guidé le glissement vers le sud des grès Béglia durant la sédimentation des marnes à gypse et des grès rouges de la formation Saouaf qui les surmontent progressivement. Cette dernière étape provoque la formation de cisaillements plats avec déplacement vers le sud (N160 à N180).

De même, une faille normale de même direction, N130, dans les grès oligocènes du massif d'El Abeid (fig. 3), rejoue en faille inverse-dextre ainsi que le démontre la superposition de stries sur le plan de faille. Les failles normales E-W qui divisent le massif sont reprises en failles inverses vers le sud avec renversement des couches dans un mouvement qui accompagne celui de l'A.M.C. durant le Serravallien-Tortonien.

Enfin, de nouveaux plis et chevauchements vers le sud sont créés au sein de la formation Saouaf (Tortonien) : ils affectent particulièrement les niveaux à olistolithes mais sont recouverts en discordance par les niveaux supérieurs de cette formation. Ces structures correspondent au paroxysme de la déformation. Celle-ci va ensuite se ralentir car les derniers niveaux du Saouaf sont discordants sur l'A.M.C., ainsi qu'il est possible de l'observer au sud du Jebel Trozza, et indiquent le comblement de ce bassin compressif.

Mais de telles indications d'une situation compressive sont à nuancer : les mêmes formations, situées dans le

compartiment nord de l'accident, au sud du Trias de la Koudiat El Halfa (fig. 3), sont affectées par des failles normales synsédimentaires traduisant une extension NE-SW. Il est vrai que nous nous trouvons là à proximité d'une déviation de l'accident qui suggère un dispositif de relais droit, induisant donc une situation distensive dans la zone de relais.

3) Au cours du dépôt de la formation Ségui, de nombreuses failles normales traduisent une extension NE-SW à N-S. Elles sont particulièrement fréquentes au nord de l'accident principal, entre Koudiat El Halfa et le J. Trozza.

Au sud du J. Chérichira, les décrochements E-W dextres sont postérieurs au Plio-Villafranchien. Ils se superposent à un basculement vers l'ouest des conglomérats de la formation Ségui et à un jeu de faille normale synsédimentaire dans cette formation ainsi que l'attestent la grande variation de puissance de part et d'autre de ces accidents et sa discordance, sur l'Oligo-Miocène au sud de l'un de ces accidents, sur le Lutétien supérieur au nord.

Cet épisode de distension se traduit par d'importants dépôts mio-plio-villafranchiens à l'ouest du Trozza, où de nombreuses failles normales synsédimentaires indiquent une extension NNW-SSE. Par inversion de subsidence, le vaste fossé E-W s'est développé au nord de l'A.M.C. dans un domaine précédemment surélevé et érodé.

4) Du fait des compressions villafranchiennes, l'A.M.C. présente, entre les J. Mhrila et Trozza, des caractères d'accident dextre et inverse vers le SE (fig. 3 et 6), avec renversement des terrains oligo-miocènes sous le Lutétien supérieur chevauchant. Le miroir principal, localement vertical et strié horizontalement, nous a révélé un mouvement décrochant-dextre postérieur au Plio-Villafranchien plissé.

Au SW du Trozza, les plis, parallèles à la direction de l'accident majeur (NE-SW), indiquent un premier serrage NW-SE; ces plis ont un plongement de 40° SW, conforme au pendage des couches de la formation Ségui dans ce secteur. En outre, les décrochements conjugués N060 à N070 dextres et N100 à N130 senestres, parfois chevauchants, vont dans le sens d'un serrage E-W tardif, qui se superpose au précédent. Il est possible que le serrage E-W soit un phénomène local, lié à l'orientation NNE-SSW de l'accident majeur au sud du Trozza, ce qui provoquerait une perturbation dans les directions de la déformation. Ce serrage tardif E-W est ici, comme au sud du Jebel Chérichira, accompagné par un décrochement compressif dextre des segments E-W de l'A.M.C., et par un chevauchement vers l'est des segments de direction plus méridienne. Nous avons déjà mentionné le chevauchement de l'Aptien du massif du Trozza. Ce chevauchement plat, vers le SE, se réalise au Miocène par décollement sur le Trias. Il est accompagné du renversement et de l'écaillage de la série chevauchée crétacée-tertiaire (fig. 6).

Au SW du J. Trozza, le chevauchement, jalonné de lambeaux de Trias, de Crétacé terminal et d'Éocène, sépare le Mio-Plio-Villafranchien du Miocène marin lagunaire dans lequel les niveaux supérieurs de Saouaf (Tortonien) sont plissés avec un déversement vers l'ESE (fig. 3). La superposition, au sud du Trozza, des dolomies aptiennes à des calcaires lumachelliques du Lutétien supérieur, prolongement des couches redressées du flanc occidental du massif, démontre que le chevauchement plat est superposé



à l'accident majeur. Si, le plus souvent, le chevauchement est scellé par des conglomérats mio-plio-villafranchiens, ces derniers sont cependant, vers le SW, impliqués dans des rejeux tardifs de l'accident majeur.

## V. — CONCLUSIONS

L'enregistrement, presque permanent dans la sédimentation méso-cénozoïque, des mouvements de l'accident Mhrila-Chérichira (A.M.C.) démontre l'extrême mobilité de ce secteur de la Tunisie centrale. Les épisodes tectoniques successifs qui se sont manifestés dans l'ensemble de la Tunisie atlasique, ont eu une expression particulièrement intense et variée aux abords immédiats de cet accident majeur, révélateur d'une importante discontinuité du substratum pré-triasique alors que, de part et d'autre, de vaste panneaux apparaissent comme peu ou pas affectés.

La localisation de la déformation à la zone de l'accident est flagrante pendant la période tectogénique qui va du Miocène moyen (Langhien) au Villafranchien. Philip *et al.* [1986], pour le fossé de Kasserine, et Bedir [1987], pour le graben de El Jem et de Madhia, estiment que la distension constitue, en Tunisie centrale, le mécanisme majeur de la déformation pendant le dépôt de l'Aquitainien au Tortonien. Toutefois, pendant cette période, la sédimentation en bordure méridionale de l'A.M.C. s'effectue, au contraire, en régime compressif avec raccourcissement NW-SE, ce qui entraîne un jeu compressif décrochant-dextre de l'accident. Ce serrage localisé et prolongé culmine avec la phase compressive du Tortonien supérieur, généralisée à l'ensemble de la Tunisie et marquée par la discordance de la formation Ségui (Miocène terminal et Plio-Villafranchien). Il est suivi par une distension qui accompagne les premiers dépôts de cette formation. Ce régime de distension accompagne un mouvement décrochant de l'A.M.C. par lequel s'individualise le fossé mio-pliocène qui, au nord de l'A.M.C. et à l'ouest du J. Trozza, sera comblé par une épaisse série continentale, progradante vers l'ouest où les niveaux supérieurs de la formation Ségui sont discordants

sur le Trias. Cette période de distension est à rattacher à un phénomène plus général reconnu en Afrique du Nord [Thomas, 1976] et bien exprimé dans la région de Nabeul [Colleuil *et al.*, 1976]. Nous lui attribuons une grande part du remplissage des fossés tels ceux de Kasserine et de Foussana où la formation Ségui atteint plusieurs centaines de mètres de puissance [Ben Dhia, 1981; Khanfir, 1981].

Puis une importante compression polyphasée affecte l'ensemble de la Tunisie au Villafranchien avec plis, décrochements et failles inverses.

La migration avec le sud des zones affectées par les premières manifestations du serrage alpin se réalise en Tunisie entre la fin de l'Oligocène (ou le début du Miocène inférieur) dans le domaine interne, et le début du Miocène moyen (Langhien); moment où apparaissent les premières déformations compressives qui se continueront jusqu'au Tortonien en Tunisie centrale. Le serrage, d'abord limité aux zones de discontinuités majeures, englobera ensuite de vastes secteurs de l'édifice atlasique d'où la notion, longtemps retenue par les auteurs, d'une phase majeure miocène moyen à supérieur dans l'avant-pays algéro-tunisien de la chaîne alpine [Guiraud, 1976]. Suivant l'orientation des accidents majeurs dont nous avons montré la longue histoire, le régime local de contrainte peut expliquer que le mécanisme de déformation varie de décrochant-compressif à décrochant-distensif; corrélativement, des structures parfaitement synchrones traduisent ici de la compression, là de la distension.

*Remerciements.* — Ce travail a été conduit dans le cadre d'un accord de coopération entre l'Office National des Mines de Tunisie et l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Dans cet accord sont intervenus la Faculté des Sciences de Besançon, l'Université de Paris Sud, ainsi que l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (Tunisie).

Nous remercions l'Office National des Mines de Tunisie, qui a facilité la réalisation de cette étude, ainsi que MM. H. Philip, P.F. Burollet et P. Tricart pour leurs remarques et conseils.

## Références

- ABBES C. & SMAOUI A. (1981). — Découverte de roches volcaniques basiques d'âge cénoomanien dans l'« axe Nord-Sud » (jebel El Haouareb et El Jediri). — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Résumés, p. 60.
- ABDELJAOUAD S. & ZARGOUNI F. (1981). — Mise en évidence d'une tectonique intra-crétacée dans l'extrémité orientale de la chaîne des Chotts. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 1, pp. 285-290.
- BEDIR M. (1987). — Contrôle tectonique et images sismiques de mégastuctures synsedimentaires miocènes dans le Sahel de Mahdia (Tunisie orientale). — IAS, 8th Regional Meeting of sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 66.
- BEN AYED N. (1986). — Evolution tectonique de l'avant-pays de la Chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. — Thèse Sc. Nat., Université Paris-Sud, 348 p.
- BEN DHIA H. (1981). — Approche de la relation globale pluie-alimentation des nappes en zone semi-aride. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 2, pp. 325-334.
- BEN JEMIAA M. (1986). — Evolution tectonique de la zone de failles Trozza-Labeïed (Tunisie centrale). — Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris-Sud, 158 p., 2 pl. h.t.
- BISMUTH H., BOSTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J. et SAINT MARC P. (1981). — Le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord). Microstratigraphie et évolution sédimentologique. — *Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 5, 2, pp. 193-265.
- BLONDEL T. (1987). — Sedimentary evolution of the Lower to Middle Miocene transgressive series in Central Tunisia. — IAS, 8th Regional Meeting of sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 105.
- BLONDEL T., YAICH C. & DECROUZÉ D. (1985-1986). — La formation Messioiote en Tunisie centrale (Miocène inférieur continental) : lithologie, sédimentologie et mise en place de cette formation. — *Géol. Méditerran.*, XII-XIII, 3-4, pp. 155-165.
- BOLTENHAGEN C. (1981). — Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen en Tunisie centrale. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 2, pp. 55-71.

- BUROLLET P.F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. — Thèse, Alger. — *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, 18, 352 p.
- BUROLLET P.F. (1981). — Signification géologique de l'axe Nord-Sud. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 1, pp. 315-319.
- CASTANY G. (1948). — Les fossés d'effondrement de Tunisie. — *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, 3, 126 p., 30 pl. h.t.
- CASTANY G. (1951). — Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. — Thèse. — *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, 8, 632 p.
- CHILI L., DLALA M. & 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, pp. 141-146.
- COLLEUIL B. & GUIRAUD R. (1976). — Les déformations tectoniques de la région de Nabeul en Tunisie. — Colloque ATP Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier. Séance spécialisée de la Société géologique de France, 1976.
- DELTEIL J., SMAOUI A. & DUPEUBLE P.A. (1981). — Structure du Jebel El Haouareb. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 1, pp. 359-363.
- GUIRAUD R. (1976). — Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. Colloque ATP : Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier. Séance spécialisée de la Société géologique de France, 1976.
- JAUZEIN A. (1967). — Contribution à l'étude géologique des confins de la Dorsale tunisienne. — *Ann. Min. et Géol.*, Tunis, 22, Thèse, 475 p.
- JAUZEIN A. et PERTHUISOT V. (1981). — Accidents du socle et plissements de couverture : une hypothèse pour la structure de la Tunisie autochtone. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 1, pp. 405-416.
- KHANFIR R. (1981). — Le rôle hydraulique de la faille de Kasserine. — 1<sup>er</sup> Congrès Nat. des Sci. de la Terre, Tunis, Actes, 2, pp. 395-400.
- KHESSIBI M. (1968). — Etude géologique du secteur de Maknassy-Mez-zouna et du djebel Kebar (Tunisie centrale). — Thèse d'Université, Lyon, 175 p., 37 fig.
- LAFFITTE R. & DUMON E. (1948). — Plissements pliocènes et mouvements quaternaires en Tunisie. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 227, pp. 138-140.
- OUALI J. (1984). — Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). — Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Rennes. — *Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 7, pp. 155-182.
- OUALI J. & CREUZOT G. (1987). — Contrôle tectono-sédimentaire des dépôts crétacés dans l'axe Nord-Sud (chaînon Touila-Nara-Sidi Khalif). — IAS, 8th Regional meeting of sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 389.
- OUALI J., MARTINEZ C. & KHESSIBI M. (1986). — Caractères de la tectonique en distension au jebel Kebar (Tunisie centrale) : ses conséquences. — *Géodynamique*, ORSTOM, Paris, 1, (1), pp. 3-12.
- PERTHUISOT V., ROUVIER H. & SMATI Á. (1988). — Style et importance des déformations antévraconiennes dans le Maghreb oriental : exemple du diapir du Jebel Sata (Tunisie centrale). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), IV, 3, pp. 391-398.
- PHILIP H., ANDRIEUX J., DLALA M., CHIHI D. & BEN AYED N. (1986). — Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), II, 4, pp. 559-560.
- SOYEZ C. & TRICART P. (1987). — La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de l'axe Nord-Sud. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 305, pp. 301-305.
- THOMAS G. (1976). — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. — Colloque ATP. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier. Séance spécialisée de la Société géologique de France, 1976.
- TOUIR J., M'RABET A. & BEN AYED N. (1987). — Sédimentation et tectonique précoce des séquences turoniennes du Jebel Mhrila, Tunisie centrale. — IAS, 8th Regional Meeting of sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 476.
- TURKI M.N. (1985). — Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghuan-Nebhana. — Thèse Doctorat, Tunis, 252 p. En dépôt à la Fac. des Sciences, Tunis.
- VAUFREY R. (1932). — Les plissements acheuléo-moustériens des alluvions de Gafsa. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris, 1, V, pp. 299-321.